



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



Felipe Câmara Campos

**ANÁLISE PETROGRÁFICA, MICROESTRUTURAL E QUÍMICA
MINERAL DE GRANITOIDES DA SUÍTE RESENDE COSTA, CINTURÃO
MINEIRO – CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL**

MONOGRAFIA n° 591

Ouro Preto
2026

Felipe Câmara Campos

ANÁLISE PETROGRÁFICA, MICROESTRUTURAL E QUÍMICA
MINERAL DE GRANITOIDES DA SUÍTE RESENDE COSTA, CINTURÃO
MINEIRO – CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL

Monografia apresentada ao curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geológico.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

Coorientadora: Prof.^a Dr.^a. Cristiane Paula de Castro Gonçalves

Ouro Preto
2026

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C198a Campos, Felipe Câmara.

Análise petrográfica, microestrutural e química mineral de granitoides da Suíte Resende Costa, Cinturão Mineiro - Cráton São Francisco Meridional. [manuscrito] / Felipe Câmara Campos. - 2026. 153 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves.

Coorientadora: Profa. Dra. Cristiane Paula de Castro Gonçalves.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Petrogênese. 2. Reologia. 3. Microestrutura. 4. Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG). I. Gonçalves, Leonardo Eustáquio da Silva. II. Gonçalves, Cristiane Paula de Castro. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 552.11:552.4

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Felipe Câmara Campos

**Análise petrográfica, microestrutural e química mineral de granitoides da Suíte Resende Costa,
Cinturão Mineiro – Cráton São Francisco meridional**

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovada em 26 de junho de 2026

Membros da banca

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves - Orientador (Universidade Federal de Ouro Preto)
Prof. Dr. Marco Paulo de Castro - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Dr. Syro Gusthavo Lacerda - (Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri)

Prof. Dr. Leonardo Gonçalves, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 07/07/2026



Documento assinado eletronicamente por **Leonardo Eustaquio da Silva Goncalves, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 07/07/2026, às 22:12, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1136580** e o código CRC **182A6840**.

Referência: Caso responda este documento, indicar expressamente o Processo nº 23109.007530/2026-13

SEI nº 1136580

R. Diogo de Vasconcelos, 122, - Bairro Pilar Ouro Preto/MG, CEP 35402-163
Telefone: 3135591600 - www.ufop.br

AGRADECIMENTOS

Agradeço profundamente a todos que me apoiaram e incentivaram, direta ou indiretamente, a perseguir meus sonhos e concluir mais uma etapa da minha trajetória. Meu agradecimento especial vai para meus pais, Antônio e Elaine, que foram meu ponto de partida e minha base em todos os passos do meu caminho. Sem vocês, nada disso seria possível.

À minha irmã, Beatriz, pela parceria, risadas e carinho de sempre. Todas as conversas, viagens e passeios que compartilhamos foram muito importantes para mim.

Em especial, à minha companheira, Laura, por apoiar minhas decisões, me motivar a ser uma pessoa melhor e estar sempre ao meu lado.

À minha tia, Ana Paula, e aos meus primos, Leonardo, Camila e Fernanda, por me acolherem tão bem e tornarem esses anos mais felizes.

Sou igualmente grato aos amigos que a UFOP e o DEGEO me proporcionaram, pelas conversas geológicas, pelas viagens e pelo apoio em todos os momentos em que precisei.

Agradeço ao Léo e à Cris, que me incentivaram desde o início da graduação. Obrigado por todas as conversas, ensinamentos e conselhos, que sempre me ajudaram a seguir com segurança e entusiasmo na trilha geológica.

Agradeço também a todos(as) os(as) professores(as) que, ao compartilharem seus conhecimentos, despertaram e fortaleceram em mim a paixão pela Geologia.

Por fim, agradeço à UFOP e ao Governo Federal por oferecerem uma educação pública, gratuita e de qualidade, tornando possível a minha formação.

“Mude

*Mas comece devagar, porque **a direção**
é mais importante que a velocidade.”*

Edson Marques

RESUMO

Os TTGs (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) representam um grupo de rochas com características mineralógicas e geoquímicas específicas, formadas através da fusão parcial de metabasaltos hidratados. As condições de formação dessas rochas foram comumente alcançadas durante o Arqueano, sendo que um dos registros mais recentes de rochas dessa associação encontra-se no Cinturão Mineiro (CM). Esse cinturão constitui um sistema orogênico desenvolvido no Paleoproterozoico, situado no sul do Cráton São Francisco e a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, sendo composto por unidades metavulcanossedimentares e por diversos granitoides, alguns dos quais apresentam afinidade TTG, como é o caso da Suíte Resende Costa (SRC). Essa unidade foi analisada com ênfase em características petrográficas e texturais, a partir de microscopia óptica e eletrônica, e dados de química mineral e de rocha total, em amostras disponíveis no Núcleo de Estudos Microtectônicos – UFOP (NEMic), a fim de compreender em maior detalhe alguns aspectos de sua evolução magmático-metamórfica. A SRC é composta majoritariamente por trondhjemitos e granodioritos, os quais apresentam plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e, por vezes, epidoto¹, como minerais essenciais, titanita¹, allanita, apatita, zircão e, localmente granada como acessórios, e muscovita², epidoto², titanita² e calcita² como secundários. O plagioclásio é predominantemente oligoclásio, as biotitas são entendidas como reequilibradas e as muscovitas apresentam química condizente com ocorrências secundárias, marcadas por baixo Ti e Na. Epidoto e titanita apresentam dois aspectos texturais e químicos distintos. O epidoto¹ é subédrico, de granulação média, em equilíbrio com a biotita e em desequilíbrio com quartzo e feldspato, com teor de Pistacita (Ps) ~27%, enquanto o epidoto² é anédrico, fino e associado ao plagioclásio, com Ps ~24%. De modo semelhante, a titanita¹ é euédrica a subédrica, com razão $Al_2O_3/FeO_t \sim 1,45$, ao passo que a titanita² é anédrica, associada principalmente a planos de clivagem na biotita, com razão $Al_2O_3/FeO_t \sim 6,57$. Os dados litoquímicos compilados apontam para uma suíte com afinidade TTG, com enriquecimento em ETRL e padrão plano a levemente empobrecido em ETRP, razão LaN/YbN elevada (~16,54) e K₂O/Na₂O baixa (~0,35), embora com valores relativamente altos de Ba+Sr (~1511 ppm). Interpreta-se que a SRC foi gerada a partir de uma fonte máfica de baixo K, tal qual um basalto tholeiítico, com alguma contribuição crustal, evidenciado pela ocorrência frequente de K-feldspato e química de biotitas. Ao longo do resfriamento, o magma teria passado por mudanças de fO_2 , com base em ilmenita e rutilo inclusos em titanita¹, além da cristalização de epidoto¹, posteriormente submetido a variações de pressão que causaram sua dissolução parcial. Os agregados de quartzo recristalizados, frequentemente com *Grain Boundary Migration* (GBM), em conjunto com plagioclásios fraturados e com pertitas do tipo *flame* permitiram restringir as condições de T de deformação em cerca de 500 °C. Tal condição seria compatível com fácies xisto-verde, sugerindo que a SRC foi submetida à deformação e metamorfismo após sua cristalização, possivelmente relacionados ao evento metamórfico que ocorreu em torno de ~2,1-2,0 Ga no CM. A deformação foi acompanhada por reações metamórficas em plagioclásio, K-feldspato e biotita, dando origem aos minerais secundários observados. Em síntese, a SRC representaria, portanto, um membro transicional entre TTG (*s.l.*) e possivelmente granitoides híbridos, registrando variações da geodinâmica local do CM e eventos relacionados aos estágios pré e sin-colisional desse cinturão.

Palavras-chave: Cinturão Mineiro; TTG; Petrografia; Microestruturas; Suíte Resende Costa; Reologia; Epidoto Magmático

ABSTRACT

TTGs (tonalite–trondhjemite–granodiorite) represent a group of rocks with specific mineralogical and geochemical characteristics, formed through the partial melting of hydrated metabasalts. The conditions required for the formation of these rocks were commonly attained during the Archean, and one of the youngest records of this association occurs in the Mineiro Belt (MB). This belt constitutes an orogenic system developed during the Paleoproterozoic, located in the southern portion of the São Francisco Craton and southwest of the Quadrilátero Ferrífero, and is composed of metavolcanosedimentary units and several granitoids, some of which display TTG affinity, such as the Resende Costa Suite (RCS). This unit was investigated with emphasis on petrographic and textural characteristics through optical and electron microscopy, as well as mineral chemistry and whole-rock geochemical data, using samples available at the Núcleo de Estudos Microtectônicos – UFOP (NEMic), in order to better understand aspects of its magmatic–metamorphic evolution. The RCS is mainly composed of trondhjemites and granodiorites, containing plagioclase, quartz, microcline, biotite, and locally epidote¹ as essential minerals; titanite¹, allanite, apatite, zircon, and locally garnet as accessory phases; and muscovite², epidote², titanite², and calcite² as secondary minerals. Plagioclase is predominantly oligoclase, the biotites are interpreted as reequilibrated, and the muscovites display chemical compositions consistent with secondary occurrences, marked by low Ti and Na contents. Epidote and titanite occur in two distinct textural and chemical forms. Epidote¹ is subhedral, medium-grained, in equilibrium with biotite and in disequilibrium with quartz and feldspar, with a pistacite component (Ps) of ~27%, whereas epidote² is anhedral, fine-grained, and associated with plagioclase, with Ps ~24%. Similarly, titanite¹ is euhedral to subhedral, with an Al₂O₃/FeO_t ratio of ~1.45, whereas titanite² is anhedral, mainly associated with cleavage planes in biotite, and has an Al₂O₃/FeO_t ratio of ~6.57. The compiled whole-rock geochemical data indicate a suite with TTG affinity, characterized by enrichment in LREE and a flat to slightly depleted HREE pattern, high (La/Yb)_N ratio (~16.54), and low K₂O/Na₂O ratio (~0.35), although with relatively high Ba + Sr values (~1511 ppm). The RCS is interpreted to have been generated from a low-K mafic source, such as a tholeiitic basalt, with some crustal contribution, as indicated by the frequent occurrence of K-feldspar and by biotite chemistry. During cooling, the magma likely underwent changes in *f*O₂, as indicated by ilmenite and rutile enclosed in titanite¹, in addition to the crystallization of epidote¹, which was later subjected to pressure variations that caused its partial dissolution. Recrystallized quartz aggregates, commonly showing Grain Boundary Migration (GBM), together with fractured plagioclase and flame perthites, allowed the deformation temperature conditions to be constrained to around 500 °C. Such conditions are consistent with greenschist facies, suggesting that the RCS was affected by deformation and metamorphism after crystallization, possibly related to the metamorphic event that occurred at around ~2.1–2.0 Ga in the MB. Deformation was accompanied by metamorphic reactions involving plagioclase, K-feldspar, and biotite, giving rise to the observed secondary minerals. In summary, the RCS may therefore represent a transitional member between TTG (*s.l.*) and possibly hybrid granitoids, recording variations in the local geodynamics of the MB and events related to the pre- and syn-collisional stages of this belt.

Keywords: Mineiro Belt; TTG; Petrography; Microstructures; Resende Costa Suite; Rheology; Magmatic Epidote

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da região de estudo e adjacências.	16
Figura 2 – Cráton São Francisco e Congo em uma reconstrução de Gondwana oeste com localização e principais traços litológicos do QFe e CM.	20
Figura 3 – Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro enfatizando as unidades supracrustais e granitoides. Zonas de Cisalhamento.	21
Figura 4 – Unidades metavulcanossedimentares que ocorrem no CM, com suas respectivas denominações informais e representações esquemáticas	23
Figura 5 – 1) Estágios de evolução do CM, de acordo com <i>Araújo et al. (2019)</i> . O 1º estágio representado pelo Batólito Cassiterita (Cs), o 2º pela	33
Figura 6 – Diagrama QAP para classificação de rochas ígneas félsicas plutônicas.....	38
Figura 7 – Índice de saturação em alumina e principais minerais encontrados de acordo com a classificação.....	39
Figura 8 – Exemplo de utilização do diagrama AFM. Os círculos plotados representam composição de rochas da SRC, onde se observa	40
Figura 9 – Exemplo de utilização do diagrama de Pearce et al. (1984) em rochas do Batólito Cassiterita para classificação quanto ao ambiente.....	42
Figura 10 – Diagrama de classificação de granitoides de acordo com Barbarin (1999), associando a diferentes proporções de contribuições	42
Figura 11 – Quadro geral com ambientes tectônicos e classificações de Barbarin (1999) e Pearce et al. (1984), assim como assinaturas geoquímicas e exemplos globais.....	44
Figura 12 – Diversos exemplos de diagramas geoquímicos e de classificação de TTG. a) QAP com polígono vermelho nos campos onde plotam	45
Figura 13 – Classificação de TTG de acordo com as condições de pressão. a) Distribuição de TTG de baixa (LP), média (MP) e alta (HP) pressão	47
Figura 14 – a) Modelagens petrogenéticas em diagrama $(La/Y)_N$ vs Yb_N . Tholeiíto Arqueano (AT) transformado em anfíbolito sem granada (G0).....	48
Figura 15 – Possíveis ambientes de formação de rochas da associação TTG. a) Modelo de subducção quente, associado ao alto gradiente geotérmico	49
Figura 16 – Imagens de catodoluminescência para observação de morfologia e spots de datação U-Pb em zircões de corpos do CM.	51

Figura 17 – Metodologia de Pupin. a) Diversas tipologias de zircão tabeladas, relacionadas ao desenvolvimento de prismas e pirâmides. b) Trends.....	53
Figura 18 – Fotomicrografias de epidoto magmático. a) Experimento em que o epidoto está estável com o magma granítico (GM) em altas pressões.	56
Figura 19 – a) Diagrama de diferenciação entre titanitas magmáticas e metamórficas, baseado na razão Al/Fe e na soma de ETRL (Σ LREE). Exemplo de.....	58
Figura 20 – a) Fotomicrografia de apatita acicular, b) apatita equante euédrica (Apt: apatita, Pl: Plagioclásio). c) Imagens de catodoluminescência.....	59
Figura 21 – Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro, com ênfase nas unidades litodêmicas e amostras investigadas na SRC.....	64
Figura 22 – Diagrama de classificação modal QAP com plot referente às 12 estações de trabalho na SRC.....	65
Figura 23 – Fotomicrografias óticas de plagioclásio com granulação média a grossa na SRC; luz plano-polarizada com exceção da c). a) Plg	69
Figura 24 – Fotomicrografias óticas de plagioclásio com granulação fina a média na SRC; luz plano-polarizada. a) – d) Texturas mirmequíticas	70
Figura 25 – Fotomicrografias óticas de quartzo na SRC; luz plano-polarizada. a) e b) Qtz de granulação grossa e anédrico, com extinção ondulante.....	71
Figura 26 – Fotomicrografias óticas de quartzo na SRC; luz plano-polarizada com exceção de a) e c). a) e b) Destaque para porções quartzo-feldspática.	72
Figura 27 – Fotomicrografias óticas de microclínio e ortoclásio na SRC; luz plano-polarizada. a) Forma de ocorrência geal, com Mc em meio ao Plg.	74
Figura 28 – Fotomicrografias óticas de microclínio e ortoclásio na SRC; luz plano-polarizada. Pertitas em Ort (a, b e d) e Mc (c), e feições de	75
Figura 29 – Fotomicrografias óticas de biotita na SRC; luz plana com exceção de d) e f). a) e b) Cristais de Bt alinhados definindo foliação.....	77
Figura 30 – Fotomicrografias óticas de biotita na SRC; luz plana (a e c) e plano-polarizada (b e d). a) e b) Cristal de Bt com clivagem levemente.....	78
Figura 31 – Fotomicrografias óticas de epidoto na SRC; luz plana (a, c e e) e plano-polarizada (b, d e f). a) e b) Relictos de Ep ¹ euédricos e com.....	79
Figura 32 - Fotomicrografias óticas de epidoto na SRC; luz plana (a, c e e) e plano-polarizada (b, d e f). a) e b) Cristal de Aln equidimensional	80

Figura 33 – Fotomicrografias óticas de epidoto na SRC; luz plano-polarizada. a) Relicto de Ep ¹ incluso em Plg alterado, parcialmente preservados.....	81
Figura 34 – Fotomicrografias óticas de allanita na SRC; luz plana com exceção de d) e f).. a) Aln alongada inclusa em Plg. b) Cristais de Aln.....	82
Figura 35 – Fotomicrografias óticas de titanita na SRC; luz plana (a, c e e) e plano-polarizada (b, d e f). a) e b) Ttn ¹ euédrica, com porções substituídas.....	84
Figura 36 – Fotomicrografias óticas de muscovita na SRC; luz plano-polarizada com exceção de a) e c). a) e b) Msc ¹ subédrica encontrada em conjunto.	85
Figura 37 – Fotomicrografias óticas de muscovita na SRC; luz plano-polarizada com exceção de a). a) e b) Cristal de Msc ¹ (~0,4 mm) em meio.....	86
Figura 38 – Fotomicrografias óticas de apatita na SRC. a) Ap equante inclusa em Bt (luz plana) e b) inclusa em Plg alterado (luz plano-polarizada).	87
Figura 39 – Fotomicrografias óticas de opacos na SRC; luz plana (a e c), plano-polarizada (b) e refletida (d e f). a) e b) Cristal de Opq.....	89
Figura 40 – Fotomicrografias óticas de zircão (a, b), granada (c, d) e calcita (e, f) na SRC; luz plana com exceção de b) e f). a) e b) Zrn euédrico.	90
Figura 41 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Plg com inclusões vermiformes de Qtz. b) Plg associados a Ep ² e Kfs.	92
Figura 42 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Msc ² inclusa em Plg e com inclusão de Plg de composição análoga ao.....	93
Figura 43 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Bt com textura decussada, com ocorrência de Ttn ² em contatos.	95
Figura 44 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Ttn ¹ euédrica inclusa em quartzo, ao lado de Aln metamíctica. b) Ttn ¹	96
Figura 45 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Ep ¹ com porção exibindo inclusões vermiformes de Qtz. b) Ep ¹	98
Figura 46 – a) Plot de FeO/FeO+MgO vs. MgO (wt.%) de biotitas da SRC, com distinção de possíveis fontes, se enquadrando no campo	99
Figura 47 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados (MEV): a) Associação de Ilm e Rt inclusos em Ttn ¹ , além de Ep ² e Plg. b) Rt.....	100
Figura 48 – Diagramas de classificação geoquímica para rochas da SRC. a) Diagrama ternário Ab-An-Or. b) Correlação entre A/NK.....	102

Figura 49 – Diagramas de Harker para amostras da SRC. Rb, Ba, Sr e Y em ppm, demais elementos em wt.%. Mesmos símbolos da figura 48.	103
Figura 50 – Padrão de ETR normalizados pelo condrito para rochas da SRC.....	104
Figura 51 – Diagramas de discriminação tectônica para rochas da SRC. a) Nb <i>versus</i> Y+Nb, valores em ppm, em que as rochas se associam	105
Figura 52 – Desenhos esquemáticos da interação Kfs e Plg sob um campo de tensão e formação de pertitas em chama. a) Baseado na figura 28d	112
Figura 53 – Quadro comparativo com as microestruturas de feldspatos (Fsp) e quartzo (Qtz) de acordo com a temperatura e fácies metamórfica	113
Figura 54 – Sequência de cristalização dos principais minerais da SRC, desde o resfriamento do magma após extração da fonte aos processos secundários durante o metamorfismo.	116

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Informações síntese sobre mineralogia essencial, acessória e secundária, alguns teores e parâmetros geoquímicos e de datação (cristalização) para rocha hospedeira da SLD. *Mineralogia essencial não foi descrita detalhadamente. Abreviações de acordo com Whitney; Evans (2010); Plg: Plagioclásio, Qtz: Quartzo, Msc: Muscovita.	26
Tabela 2 – Sumário com as informações de mineralogia essencial, acessória e secundária, alguns teores e parâmetros geoquímicos e de datação (cristalização) para a SRC. *A amostragem foi realizada nas proximidades da SRC, em afloramento não cartografado como parte do corpo principal da suíte. **Mineralogia essencial não foi descrita detalhadamente. Divergências quanto a mineralogia acessória e secundária e idade de cristalização são encontradas. Abreviações de acordo com Whitney; Evans (2010).	29
Tabela 3 – Sumário dos estágios evolutivos do CM, com base em Barbosa <i>et al.</i> , (2019) e Araújo <i>et al.</i> , (2019), contendo idades de cristalização, litologia predominante, aspectos geoquímicos relevantes e possível ambiente tectônico de formação.	32
Tabela 4 – Tabela com algumas das principais características de cada tipo de granitoide de acordo com a classificação alfabética.....	41
Tabela 5 – A mineralogia de algumas das unidades litodêmicas do CM com afinidade TTG. 1) Silva <i>et al.</i> , 2020a; 2) Barbosa <i>et al.</i> , 2019; 3) Seixas; David; Stevenson, 2012; 4) Nalini Júnior <i>et al.</i> , 2007; 5) Teixeira; Ávila; Nunes, 2008; 6) (Lopes, 2025); 7) (Silva, 2025); 8) Barbosa <i>et al.</i> , 2015; 9) Teixeira <i>et al.</i> , 2015; 10) Baltazar; Goulart; Loimbello, 2021; 11) Avila <i>et al.</i> , 2014; Abreviações de acordo com Whitney; Evans (2010). *Dados geoquímicos indisponíveis.	61
Tabela 6 – Informações sobre as amostras selecionadas para estudo da SRC.	63
Tabela 7 – Proporção dos minerais presentes em cada amostra estudada, quantificada por análise via microscopia óptica.	66

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	Apresentação.....	15
1.2	Localização.....	15
1.3	Objetivos.....	16
1.4	Justificativa	17
1.5	Materiais e métodos.....	17
1.5.1	Revisão Bibliográfica	17
1.5.2	Petrografia	18
1.5.3	Química Mineral e Litoquímica	18
2	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	19
2.1	Contexto geológico regional.....	19
2.1.1	O Cráton São Francisco.....	19
2.1.2	O Cinturão Mineiro	20
2.1.2.1	Unidades supracrustais	22
2.1.2.2	Granitoides Paleoproterozoicos.....	24
2.1.2.3	Evolução geológica	30
2.1.2.4	Metamorfismo	34
3	TTGS E MINERAIS ACESSÓRIOS	37
3.1	Uma breve revisão sobre classificações de granitoides	37
3.2	Tonalitos, trondhjemitos e granodioritos.....	44
3.2.1	Mineralogia acessória.....	49
3.2.2	Mineralogia acessória de TTGs do CM	60
3.2.3	Tramas ígneas e metamórficas	62
4	RESULTADOS.....	63
4.1	Localização dos pontos investigados e aspectos gerais da Suíte Resende Costa (SRC)	63
4.2	Aspectos texturais e de equilíbrio das fases minerais	65
4.3	Análises de química mineral (MEV-EDS).....	91
4.3.1	Feldspatos.....	91
4.3.2	Muscovita	92
4.3.3	Biotita	93
4.3.4	Titanita.....	94

4.3.5	Epidoto, allanita e apatita	97
4.3.6	Óxidos e zircão	99
4.4	Litoquímica	101
5	DISCUSSÃO	107
5.1	Evolução magmática	107
5.2	Evolução da deformação.....	109
5.3	Evolução do metamorfismo	114
5.4	A SRC como um TTG.....	116
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	119

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O presente trabalho integra o conteúdo das disciplinas Projeto Final de Curso I e II – GEO106 e GEO144, ofertadas pelo Departamento de Geologia para os discentes em Engenharia Geológica na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), tratando-se de um requisito parcial para conclusão da graduação. Cabe destacar que esta pesquisa teve início por meio de um projeto de Iniciação Científica, realizado de maneira paralela às disciplinas GEO106 e GEO144.

O estudo realizado tem como foco o orógeno acrescionário Paleoproterozoico nomeado de Cinturão Mineiro (CM), situado na porção meridional do Cráton São Francisco (CSF) e a sudoeste da província metalogenética do Quadrilátero Ferrífero (QFe). O CM tem uma estruturação geral NE-SW, sendo balizado por três grandes estruturas, e é constituído, no geral, por unidades metavulcanossedimentares e ortognaisses, além de intrusões de granitoides predominantemente Riaccianos e Siderianos (Alkmim; Teixeira, 2016; Lacerda et al., 2024; Moreira et al., 2018; Seixas et al., 2013).

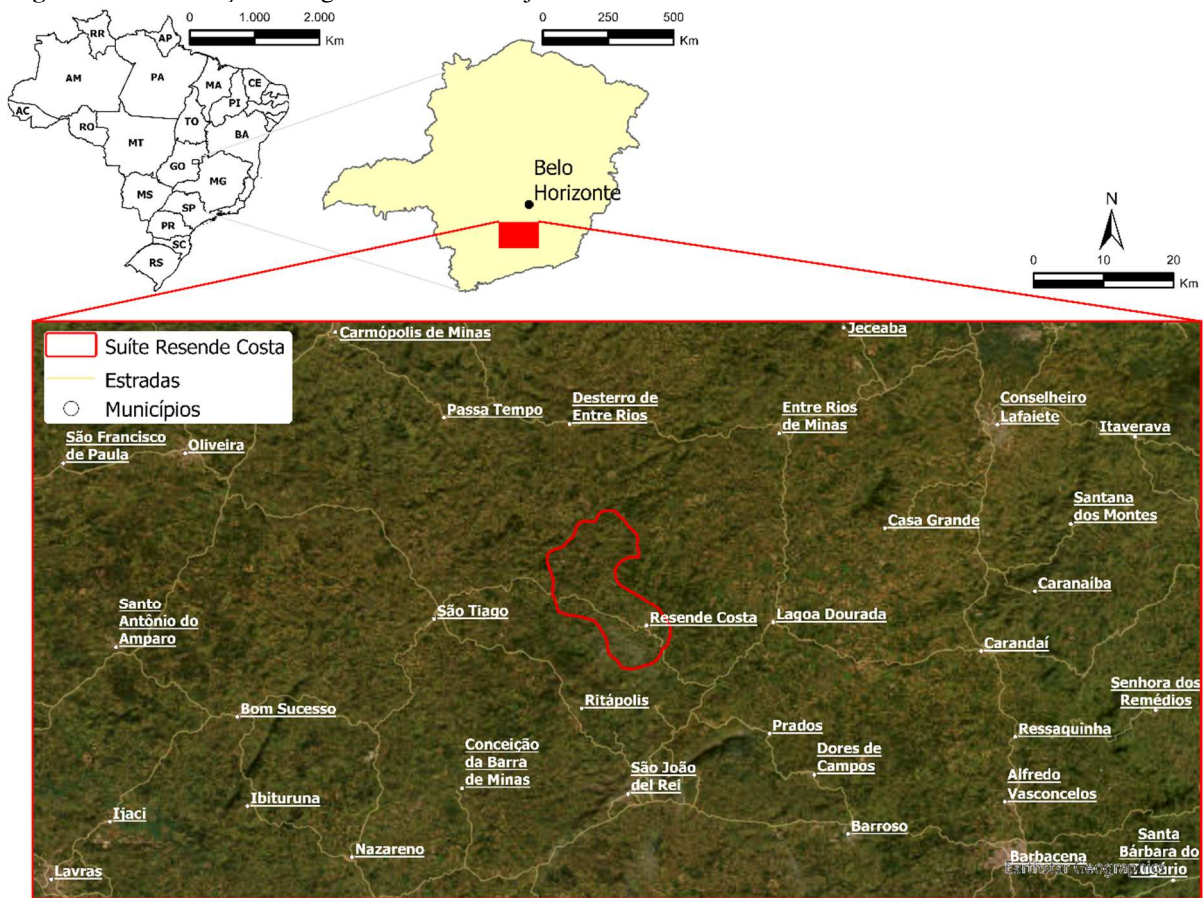
Este terreno foi afetado por eventos metamórficos, atingindo fácies xisto-verde a anfibolito (Ávila et al., 2014b) e deformação durante o período de 2,2 a 1,9 Ga (Ávila et al., 2010, 2014b; Teixeira; Figueiredo, 1991). Em razão do grande volume e complexa diversidade de rochas ígneas da região, grande parte das pesquisas realizadas no CM tem abordagem geoquímica-petrográfica/isotópica-geocronológica. O presente projeto busca entender como sua história evolutiva se encaixa em um panorama geral do sul do CSF, assim como visa contribuir para o conhecimento acerca das mudanças que ocorreram na transição Arqueano-Proterozoico. Para tal, foram estudados, através da análise petrográfica, textural-microestrutural, química mineral e geoquímica, os granitoides com afinidade TTG da Suíte Resende Costa (Paleoproterozoica), com ênfase em seus minerais essenciais e acessórios.

1.2 Localização

A região de estudo compreende uma área com cerca de 7.300 km², localizada no estado de Minas Gerais, sul-sudoeste da capital Belo Horizonte, englobando cidades como Lavras, Lagoa Dourada, Resende Costa, Conselheiro Lafaiete, Congonhas, Itaverava, Bom Sucesso, dentre outras (FIG. 1).

Mais precisamente, a unidade litodêmica estudada ocorre no município homônimo (Resende Costa) e arredores (FIG. 1), na porção centro-oeste do CM (FIG. 2 e 3 – capítulo 2).

Figura 1 – Localização da região de estudo e adjacências.



Fonte: Sedes municipais de Minas Gerais (meioambiente.mg.gov.br).

1.3 Objetivos

Este projeto busca desvendar a gênese de granitoides do tipo TTG, utilizando dados petrográficos macro e microscópicos e de química mineral, bem como aprimorar o entendimento acerca da evolução do Cinturão Mineiro e sua relevância no sul do CSF. Ademais, tem-se os seguintes objetivos específicos:

- Determinar a mineralogia essencial, varietal, acessória e secundária da Suíte Resende Costa;
- Diferenciar as microtramas típicas de processos magmáticos, daquelas resultantes de deformação em estado sólido (metamórficas), assim como caracterizar se tais tramas são decorrentes de um ou mais processos tectono-deformacionais;
- Descrever categoricamente as texturas observadas em lâminas delgadas, destacando, se existentes, variações no modo de ocorrência das fases minerais;
- Realizar, quando possível, a caracterização química, visando definir e detalhar a química de minerais acessórios e/ou essenciais que compõem os granitoides;

- Integrar os dados obtidos a fim de inferir as possíveis fontes magmáticas, detalhes sobre os processos envolvidos na segregação e cristalização magmática, os mecanismos de colocação e ambientes tectônicos que deram origem à Suíte Resende Costa, e compará-los com dados existentes na literatura.

1.4 Justificativa

O presente trabalho aborda questões importantes, dentre elas a evolução de terrenos antigos, a geodinâmica durante a transição Arqueano-Proterozoico, além do debate sobre: o crescimento de crosta juvenil em um período conhecido pela quiescência magmática do Paleoproterozoico (vide Lopes et al., 2024 e referências contidas). Outrossim, é de grande relevância a avaliação das relações entre tramas ígneas e metamórficas, impressas em granitos formados em ambiente orogênico, assim como busca-se compreender o papel de minerais como epidoto e titanita na gênese de TTGs, tendo em vista que as texturas e composições observadas em tais fases podem fornecer informações que permitem discutir desde a fusão parcial da fonte e cristalização do magma, à exumação do corpo (Scibiorski; Cawood, 2022; Sial et al., 1999), aspecto pouco trabalhado em rochas do CM.

Por fim, o CM se insere próximo a grandes províncias minerais, fazendo com que seu estudo possa fornecer subsídios para o melhor conhecimento da granitogênese e mineralogênese associada, contribuindo no geral para trabalhos de maior envergadura com temas como análise petrográfica/textural, mineralogia acessória como *proxy* petrogenético e gênese de TTGs Paleoproterozoicos.

1.5 Materiais e métodos

Para se atingir os objetivos previamente estabelecidos, o trabalho proposto seguiu os passos destacados nas seções adiante.

1.5.1 Revisão Bibliográfica

Procedeu-se a leitura de monografias de conclusão de curso, dissertações de mestrado, teses de doutorado e artigos, tanto em relação ao CM, as unidades e corpos (meta)ígneos que o compõem e hipóteses de evolução (Ávila et al., 2006, 2014; Barbosa et al., 2019, 2015; Lacerda et al., 2024; Lopes et al., 2024; Moreira et al., 2018, 2020; Nahas et al., 2023; Noce et al., 2000; Seixas et al., 2013; Seixas; David; Stevenson, 2012; Teixeira et al., 2015; Teixeira, 1985; Teixeira; Ávila; Nunes, 2008; Teixeira; Figueiredo, 1991), quanto em relação a granitoides, classificações e tramas (Barbarin, 1999; Chappell; White, 1974; Le Maitre, 1989; Pearce; Harris; Tindle, 1984; Pitcher, 1997; Shand, 1927; Streckeisen, 1974; Wernick, 2004; Winter,

2014). Deu-se atenção especial para granitoides da associação TTG, bem como suas principais fases acessórias (Bruand et al., 2020; Bruand; Storey; Fowler, 2014; Cunha et al., 2021; Ding et al., 2024; Farias, 2025; Fonseca et al., 2025; Laurent et al., 2014, 2024; Martin; Moyen, 2002; Moyen, 2011; Moyen; Martin, 2012; Pupin, 1988; Schmidt; Poli, 2004; Volante et al., 2024).

1.5.2 Petrografia

Com base no arcabouço teórico construído, foi feito um levantamento do acervo de amostras de diferentes corpos do CM disponíveis no Núcleo de Estudos Microtectônicos – UFOP (NEMic), lotado no Departamento de Geologia da UFOP. A unidade litodêmica selecionada para investigação foi a Suíte Resende Costa, onde 16 lâminas delgadas foram descritas, por meio de microscopia óptica de luz transmitida. É válido ressaltar que não foram realizadas campanhas de campo, sendo que as amostras analisadas foram coletadas por discentes da pós-graduação em trabalhos de campo anteriores ou disponibilizadas pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB).

1.5.3 Química Mineral e Litoquímica

Após o estudo microscópico de detalhe, foram selecionadas algumas fases minerais para realização de análises químicas, utilizando de Microscopia Eletrônica de Varredura com Espectroscopia de Energia Dispersiva de Raios-X (MEV-EDS), em que são quantificados os elementos maiores e menores presentes nestas fases, possibilitando posteriores inferências e discussões petrogenéticas. Em termos gerais, a utilização de MEV-EDS auxilia na identificação de fases, de difícil observação via microscópio óptico, e na quantificação dos elementos químicos presentes nos minerais, assim como sua possível variação composicional (*e.g.*, borda/núcleo). As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Microanálises do DEGEO/UFOP – LMic, em microscópio eletrônico da marca JEOL, modelo JSM-6510, equipado com sistema de EDS *Thermo Electron Noran System Six*, com padrões de elementos embutidos (*built-in standards*) e sem normalização dos dados. As condições operacionais incluíram feixe de elétrons com 25 kV, *working distance* de 15 mm, sendo os demais parâmetros ajustados conforme a fase mineral investigada.

Algumas amostras possuem dados litoquímicos disponíveis na literatura (Moreira *et al.*, 2020) ou disponibilizados pelo SGB (dados não normalizados), obtidos em estações de amostragem correspondentes. Essas informações foram compiladas e analisadas de maneira integrada, utilizando o software GCDKit 6.3.0 (Janoušek; Farrow; Erban, 2006) para a elaboração de gráficos e diagramas geoquímicos.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Contexto geológico regional

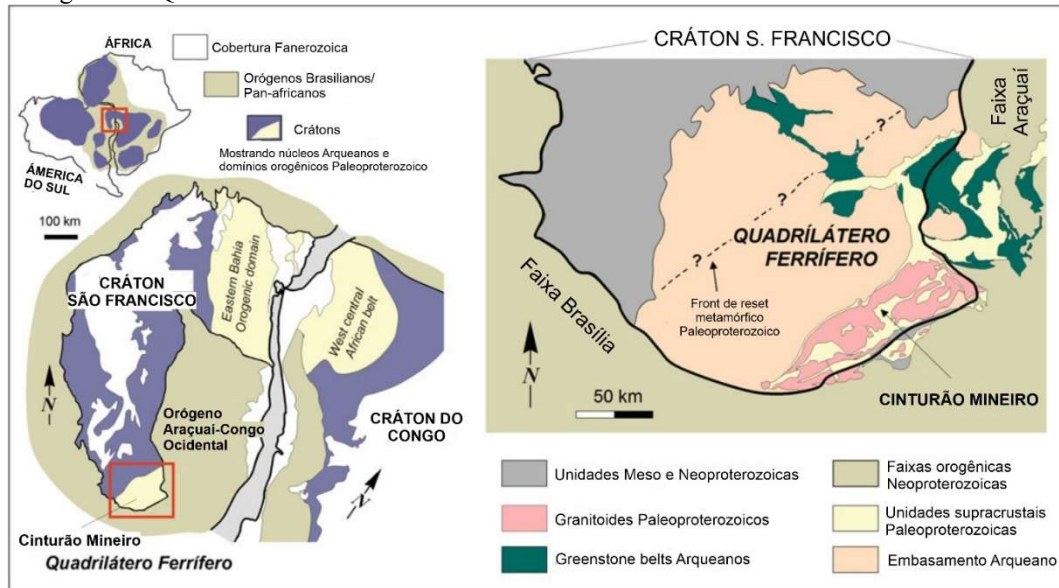
2.1.1 O Cráton São Francisco

Definido por Almeida (1977), o Cráton São Francisco é parte do paleocontinente São Francisco-Congo, o qual se separou durante a abertura do Oceano Atlântico Sul, no Cretáceo, estando localizado na porção centro-sul da plataforma Sul Americana. O CSF abrange diversos estados brasileiros, majoritariamente Minas Gerais e Bahia e em menor proporção Goiás, Sergipe, Piauí e Tocantins, possuindo comprimento máximo de 1.100 km e largura máxima de 900 km (Heilbron et al., 2017). Esta província tem uma complexa história evolutiva, tendo atuado como antepaís durante o evento Brasileiro para as faixas de dobramento Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana nas porções a norte, e Araçuaí, Brasília e Ribeira nas porções mais a sul (FIG. 2). Nesse sentido, o CSF é resultado de variados e sucessivos eventos de acreção e diferenciação associados a retrabalhamento crustal (Heilbron et al., 2017).

O embasamento do CSF se estabilizou após o fim do ciclo Transamazônico, atualmente denominado de orogenia Minas, e suas rochas são datadas como mais velhas que 1,8 Ga (Almeida, 1977). Gnaisses do tipo TTG, granitoides, *Greenstone belts*, juntamente com plútons e unidades supracrustais são as principais assembleias litológicas das porções expostas do embasamento (Heilbron et al., 2017). Uma das regiões com ampla exposição de rochas mais velhas que 1,8 Ga situa-se no estado da Bahia, porção setentrional do CSF, enquanto a outra se encontra em Minas Gerais, sendo assim a porção meridional. Tais domínios são delimitados pelos cinturões Paleoproterozoicos Itabuna-Salvador-Curaçá para o CSF setentrional e Mineiro para o CSF meridional, ambos com idades entre 2,4 e 2,0 Ga (Ávila et al., 2014b; Barbosa et al., 2015; Filho et al., 2003; Noce et al., 2000; Otero, 2005; Seixas et al., 2013; Seixas; David; Stevenson, 2012; Teixeira et al., 2015).

No Cráton São Francisco meridional, encontra-se a província mineral do Quadrilátero Ferrífero com rochas arqueanas, bem como a região de estudo do presente trabalho, com registro Paleoproterozoico, o Cinturão Mineiro.

Figura 2 – Cráton São Francisco e Congo em uma reconstrução de Gondwana oeste com localização e principais traços litológicos do QFe e CM.



Fonte: extraído e modificado de Alkmim; Teixeira (2017).

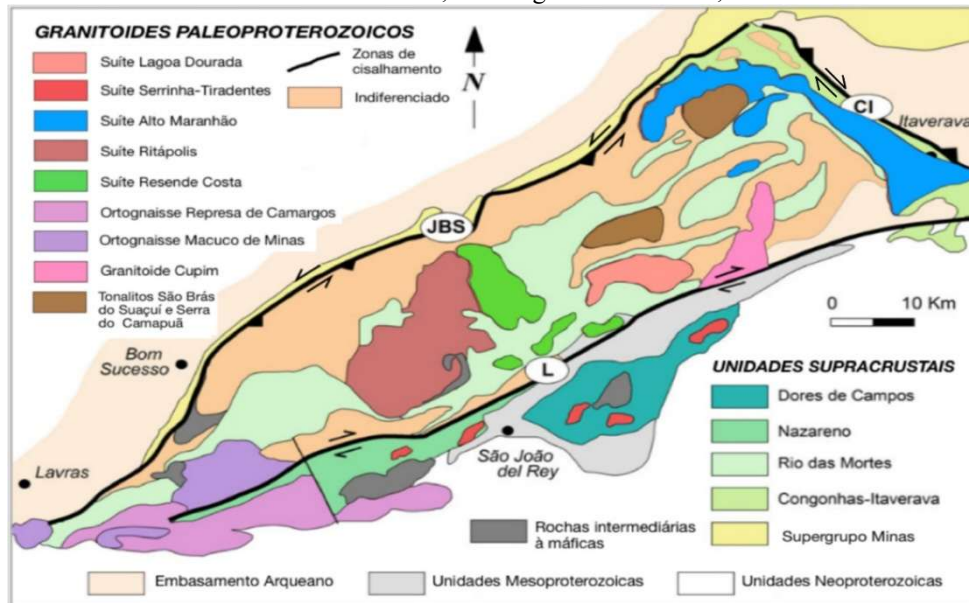
2.1.2 O Cinturão Mineiro

O Cinturão Mineiro é um orógeno acrescionário Paleoproterozoico (2,4-2,0 Ga), situado na porção meridional do Cráton São Francisco e a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero (Alkmim; Teixeira, 2016; Teixeira, 1985; Teixeira; Figueiredo, 1991). Possui cerca de 180 km de comprimento longitudinal, abrangendo cidades desde Lavras à Itaverava (FIG. 1 e 3).

O terreno do CM foi identificado inicialmente através de interpretações geocronológicas por Teixeira (1982, 1985) e Teixeira et al., (1985, 1987), até então caracterizado como uma província no sul do CSF de médio a alto grau metamórfico, afetada por magmatismo intenso, resultando em crescimento e espessamento crustal. O termo Cinturão Mineiro foi cunhado de fato por Teixeira; Figueiredo (1991), incitando diversas pesquisas subsequentes que refinaram o conhecimento sobre a região, além de revelarem novas questões sobre sua gênese e evolução geodinâmica (Ávila et al., 2003; Lacerda et al., 2024; Moreira et al., 2018; Noce et al., 2000; Seixas; David; Stevenson, 2012; Teixeira et al., 2015, 2022; Teixeira; Ávila; Nunes, 2008).

O CM é composto por ortognaisses e unidades metavulcanossedimentares intrudidos por corpos plutônicos paleoproterozoicos (Noce et al., 2000). Esse cinturão orogênico possui variados gnaisses do tipo TTG, diversas intrusões ígneas de idade Sideriana e Riaciana, Orosiriana subordinadamente, com direção preferencial NE-SW, além de unidades supracrustais (FIG. 3) (Alkmim; Teixeira, 2016; Ávila et al., 2014b; Seixas; David; Stevenson, 2012; Teixeira et al., 2015).

Figura 3 – Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro enfatizando as unidades supracrustais e granitoides. Zonas de Cisalhamento: JBS Jeceaba-Bom Sucesso, CI Congonhas-Itaverava, L Lenheiros.



Fonte: extraído de Lacerda, 2020; modificado de Alkmim; Teixeira (2017); Moreira et al. (2020); Santos; Baltazar (2013); Seixas; David; Stevenson (2012).

Alguns dos principais corpos ígneos estudados na região são as suítes Alto Maranhão, Lagoa Dourada e Resende Costa, plutons Cupim e Fé e batólitos Ritápolis e Cassiterita. As sucessões supracrustais são datadas entre 2,35 e 2,1 Ga e representadas pelas unidades informais conhecidas como Nazareno, Rio das Mortes, Congonhas-Itaverava e Dores de Campos (Alkmim; Teixeira, 2017). De maneira geral possuem assinaturas geoquímicas indicativas de uma origem relacionada a um ambiente intraoceânico a de retrabalhamento crustal (FIG. 3) (Ávila et al., 2010, 2014b; Seixas et al., 2013; Teixeira et al., 2015; Lacerda *et al.*, 2024).

Em termos estruturais, o CM é balizado por três grandes lineamentos: Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso (ZCJB) a norte/noroeste com *trend* NE-SW e componente transcorrente de caráter sinistral, associada a faixas alongadas de supracrustais (unidade Rio das Mortes e Supergrupo Minas) (Campos, 2004; Campos; Carneiro, 2008); Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava (ZCCI) a nordeste com estruturação NW-SE e cinemática predominantemente dextral, condicionada a alterações hidrotermais proporcionando mineralizações de ouro (Côrrea Neto et al., 2012; Miethke; Souza Filho; Silva, 2007; Nahas et al., 2023); e pela Zona de Cisalhamento Lenheiro (ZCL) ao sul com direção preferencial NE-SW, e cinemática dextral, localizada próximo ao limite sul do CSF (FIG. 2 e 3) (Alkmim; Teixeira, 2016; Endo, 1997; Teixeira; Figueiredo, 1991).

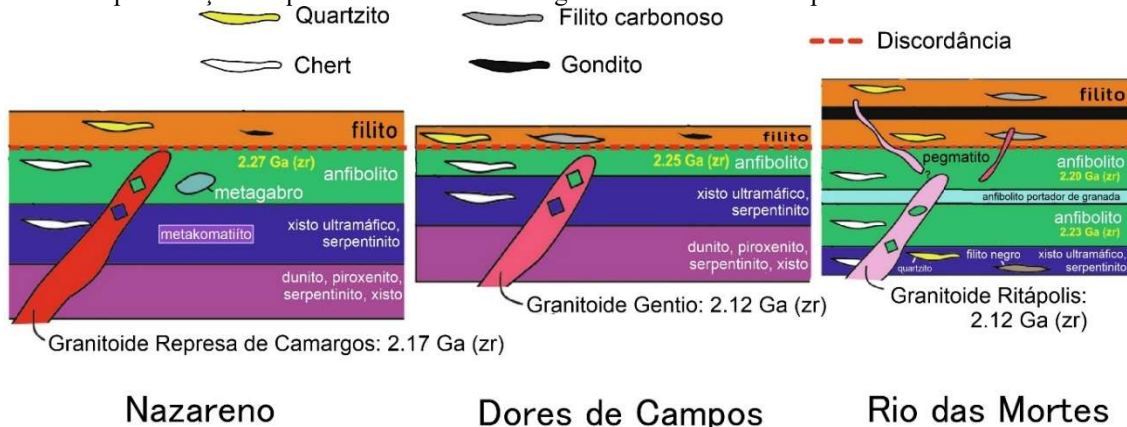
2.1.2.1 Unidades supracrustais

As unidades supracrustais que se inserem no quadro estratigráfico do CM, mesmo que sem definição formal, consistem em pacotes metavulcanossedimentares, com características de *Greenstone belt*. Anteriormente, devido sua abundância no Arqueano e a proximidade com as rochas do Grupo Nova Lima (sucessão de afinidade análoga no QFe), tais ocorrências no CM eram entendidas como uma continuidade deste Grupo na borda sul do CSF (Seixas, 1988). Entretanto, Barbosa (1985) sugeriu que a associação de rochas metassedimentares e metavulcânicas se tratava de fato de uma unidade distinta (*e.g.*, *Greenstone belt* Barbacena). Posteriormente, a unidade proposta por Barbosa (1985) (Grupo Barbacena) foi dividida nas unidades Congonhas-Itaverava, Rio das Mortes, Nazareno e Dores dos Campos (Ávila; Teixeira; Mello Pereira, 2004; Teixeira; Ávila; Nunes, 2008 e referências contidas) (FIG. 3 e 4).

A unidade Congonhas-Itaverava ocorre associada a estrutura homônima (ZCCI), com estruturação NW-SE (FIG. 3), estratigraficamente acima de rochas gnáissicas (2,9-2,7 Ga), intrudida por corpos ígneos Paleoproterozoicos (Seixas et al., 2013; Teixeira et al., 2015; Teixeira et al., 2022). É composta por metabasaltos e metakomatiitos de alto Fe e/ou Mg, intercalados com mármore, formação ferrífera bandada, metapelitos carbonosos, metachert e metagrauvaca, com variações da proporção entre esses litotipos (Côrrea Neto et al., 2012; Teixeira et al., 2015). A idade máxima de deposição para as rochas metassedimentares da unidade é de 2349 ± 14 Ma (Teixeira et al., 2015).

Entre a ZCJBS e ZCL aflora a unidade Rio das Mortes (FIG. 3), composta por anfíbolitos, filitos, quartzitos e gonditos, subordinadamente metaultramáficas (Ávila, 2000; Ávila et al., 2010). É intrudida por diferentes corpos ígneos, sendo que os mais jovens datados são os granitoides Fé (2191 ± 9 Ma) e Ritápolis (2121 ± 7 Ma), além de anfíbolitos da própria unidade terem sido datados (U-Pb em zircão) em 2231 ± 5 Ma e 2202 ± 11 Ma (FIG. 4) (Ávila et al., 2012). Os protólitos são entendidos como basaltos/andesitos tholeiíticos, enriquecidos em ferro, com assinaturas isotópicas que corresponderiam ao fundo oceânico Paleoproterozoico (Ávila et al., 2012), enquanto as porções metassedimentares são interpretadas como associadas a um contexto extensional (Moreira et al., 2020).

Figura 4 – Unidades metavulcanossedimentares que ocorrem no CM, com suas respectivas denominações informais e representações esquemáticas. Unidade Congonhas-Itaverava não representada.



Fonte: extraído e modificado de Teixeira et al. (2022).

Ao sul da ZCL, estão as unidades Dolores dos Campos e Nazareno (FIG. 3). A primeira com anfibolitos associados a metaultramáficas (em menor proporção), como serpentinitos e talco xistos, e metassedimentares (quartzitos e filitos), sendo intrudida pelos granitoides Dolores de Campos (2190 ± 7 Ma) e Gentio (2124 ± 37 Ma) (FIG. 4) (Ávila et al., 2012; Da Silva et al., 2021). Ademais, os protólitos são basaltos com características geoquímicas que demonstram afinidade com basaltos de arco oceânico, e que apresentam idade de cristalização U-Pb de 2255 ± 51 Ma (Ávila et al., 2012). Por outro lado, a unidade metavulcanossedimentar Nazareno tem predomínio de metakomatiitos com textura spinifex, anfibolitos, clorita-serpentina xistos e tremolita xistos, subordinadamente filitos, quartzitos e gonditos, litotipos esses que são intrudidos por vários plútons como os da Suíte Serrinha (2227 ± 22 - 2211 ± 22 Ma) e o plúton Lajedo (2208 ± 26 Ma) (FIG. 4) (Ávila et al., 2010, 2012, 2014b; Teixeira; Ávila; Nunes, 2008). Anfibolitos dessa unidade datados por U-Pb em 2267 ± 14 Ma e 2223 ± 4 Ma (cristalização) tem atributos que sugerem uma fonte mantélica, possivelmente associados a um assoalho oceânico (Ávila et al., 2012).

O metagabro Rio Grande, composto por anfibólio cálcico, plagioclásio, epidoto, zoisita/clinozoisita, sericita, titanita, ilmenita, quartzo, calcopirita, zircão e apatita, bem como o metaperidotito-metapiroxenito acamadado Forro, caracterizado por serpentina, clorita, tremolita, cummingtonita, hornblenda, calcopirita e pentlandita, ocorrem como intrusões na Unidade Nazareno. Essas rochas máficas-ultramáficas apresentam idade de cristalização U-Pb em zircão (SHRIMP) de aproximadamente 2,1 Ga (Piacentini Pinheiro et al., 2026) e são interpretadas como derivadas de uma fonte mantélica empobrecida. Investigações petrográfico-texturais e de química mineral revelaram três eventos principais de metamorfismo, sendo dois paleoproterozoicos, um em torno de 2,1 Ga, possivelmente associado a metamorfismo de fundo

oceânico, e outro em aproximadamente 2,05 Ga, de caráter regional, além de um *overprint* Neoproterozoico, relacionado à Orogenia Brasileira, em torno de 590 Ma (Piacentini Pinheiro et al., 2026).

2.1.2.2 Granitoides Paleoproterozoicos

Granitoides são abundantes na região, por vezes com feições ígneas preservadas, por vezes retrabalhadas, e alguns desses corpos desempenham papel fundamental no entendimento acerca do CM, os quais serão descritos adiante.

O Batólito Cassiterita ocorre na porção sudoeste do CM, próximo à ZCL (tratado como uma das porções indiferenciadas na Figura 3, em uma área estimada de aproximadamente 150 km². Delimitado inicialmente por Quéméneur; Baraud (1983), e posteriormente estudado por Ávila; Valença (1993); Ávila (1993) e Ávila et al. (2003), esse corpo é descrito como um leucotonalito foliado, composto por plagioclásio, quartzo, biotita, microclínio, anfibólio, zircão, apatita, allanita, magnetita, ilmenita, molibdenita, pirita, rutilo, epidoto e titanita, com idade de cristalização em 2162 ± 10 Ma. Entretanto, Barbosa et al. (2019), ao revisitarem esse corpo, obtiveram idades de cristalização U-Pb em zircão entre 2472 ± 11 e 2414 ± 29 Ma, interpretando dessa maneira como a unidade mais antiga do CM. Geoquimicamente, apresenta alto teor de sílica (68,0 – 72,5 wt.%), no geral $Al_2O_3 > 15$ wt.% e assinaturas que evidenciam afinidade TTG, por exemplo com enriquecimento em Elementos Terras-Raras Leves (ETRL) e empobrecimento nos Elementos Terras-Raras Pesados (ETRP), possivelmente derivado de fonte anfibolítica fundida, em ambiente de arco oceânico (Barbosa et al., 2019).

A Suíte Lagoa Dourada ocorre na porção centro-leste do CM, com *trend* geral E-W (FIG. 3), em uma área de ~50-80 km². Foi definida por Seixas e colaboradores (2012), como uma suíte composta por rochas tonalíticas e trondhjemíticas, foliadas a gnáissicas, cortadas por diques sub-concordantes a discordantes à foliação principal. Os litotipos por vezes contém hornblenda para além da biotita como mineral máfico, além de zircão, apatita, magnetita, allanita, granada e pirrotita como acessórios (Tabela 1). Neste trabalho conduzido por Seixas, os autores associaram essa suíte a rochas do tipo TTG, com idade de cristalização U-Pb em ~2350 Ma (Tabela 1). Lopes (2020) e Lopes et al. (2024) ao estudarem os diques intrusivos nessa suíte, bem como a própria rocha hospedeira, obtiveram resultados que corroboraram os trabalhos anteriores (Seixas *et al.*, 2012), com teor de sílica entre 63,7-72,7 wt.%, razão $K_2O/Na_2O < 0,3$ e padrão de Elementos Terras-Raras (ETR) com enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP, por vezes com anomalias positivas em Eu e idades de cristalização

similares às anteriormente estabelecidas. Nesse sentido, de acordo com a literatura, e parâmetros petrográficos e geoquímicos, é sugerida uma fonte metabasáltica tholeiítica, fundida em uma subducção “plana” (*flat subduction*), isto é, subducção em baixo ângulo, sem que crosta subductante interaja com a janela ou cunha mantélica, ainda em estágio precoce de desenvolvimento (Moreira et al., 2020).

Tabela 1 – Informações síntese sobre mineralogia essencial, acessória e secundária, concentrações de alguns elementos e parâmetros geoquímicos e de datação (crystalização) para rocha hospedeira da SLD. *Mineralogia essencial não foi descrita detalhadamente. Abreviações de acordo com Whitney; Evans (2010); Plg: Plagioclásio, Qtz: Quartzo, Msc: Muscovita.

Ref	Mineralogia			Geoquímica							Datação	
	Essen.	1° Aces.	2°	SiO ₂ (wt.%)	Fe ₂ O ₃ + MgO (wt.%)	K ₂ O/Na ₂ O	ISA	εNd(t)	εSr(t)	εHf(t)	Idade (Ma)	Método
Seixas <i>et al.</i> , 2012	Plg - Qtz - Bt - Hbl	Ap - Zrn - Ttn - Aln - Grt - Mag	-	62-73	~5	≤0,3	Met. a peraluminoso	+1 a +2,1	-	-	2349,9±4	U-Pb Zircão (ID-TIMS)
Moreira <i>et al.</i> , 2018	Plg - Qtz - Bt - Hbl	Zrn - Ap - Grt - Ilm - Mag - Ttn	-	~65	~6,6	0,1	Metaluminoso	~0	-	+4,3 a +5,6	2347±7 e 2345±12	U-Pb Zircão (ID-TIMS)
Moreira <i>et al.</i> , 2020*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+3,3a +6,6	2350	U-Pb Zircão (LA-ICPMS)
Lacerda, 2020*	-	-	-	~72	~2,6	0,15	Levemente peraluminoso	-	-	-	-	-
Lopes, 2020	Plg - Qtz - Bt - Hbl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2353±5 e 2358±7	U-Pb Zircão (LA-ICPMS)
Lopes <i>et al.</i> , 2024	Plg - Qtz - Bt - Hbl	Ap - Zrn - Grt - Aln - Opq	-	64-73	~4,2	≤0,3	Met. a peraluminoso	-	-	3,4 a +6,5	2348±7 e 2355±9	U-Pb Zircão (LA-ICPMS)

A Suíte Resende Costa (SRC), foco desse estudo, ocorre na porção centro-oeste do CM (FIG. 3), com uma área de exposição de aproximadamente 200 km², sendo cortada por veios aplíticos, pegmatitos e diques basálticos. De acordo com Ávila et al. (2011); Cidade (2017); Costa (2010); Souza (2013); Teixeira et al. (2014) e Teixeira; Ávila (2012), a SRC é caracterizada pela ocorrência de tonalitos hololeucocráticos, constituídos por quartzo, plagioclásio, biotita, microclínio, apatita, allanita, rutilo, titanita, epidoto e opacos. Além disso, Teixeira *et al.*, (2015) realizaram estudos geoquímicos e isotópicos, apresentando SiO₂ variando entre 69,0-72,0 wt.%, Al₂O₃ ~16,0 wt.% e razão K₂O/Na₂O<0,3, além da datação (cristalização) em grãos de zircão em 2351 ± 48 Ma (Tabela 2). O padrão ETRL enriquecido em relação a ETRP, e o padrão plano dos ETRP, possibilitou a caracterização da suíte como de afinidade TTG de alto Al₂O₃. Apoiados nessas e outras características geoquímicas, os autores advogam que a SRC deriva da fusão parcial de rochas tholeiíticas de curta residência na crosta, com mínima contribuição crustal em ambiente de arco oceânico (Teixeira et al., 2015). Moreira et al. (2018) estabeleceram a idade de cristalização dessa suíte em 2148 ± 6 Ma por datação U-Pb em titanitas e bordas de zircões, semelhante ao que foi obtido por Baltazar; Goulart; Lombello (2021) com idade em 2149 ± 4 (U-Pb em zircão). Tal idade de cristalização é próxima ao que foi sugerido para o metamorfismo por Teixeira et al. (2015) (~2140 Ma), permanecendo em aberto o debate do significado das idades obtidas nos diferentes trabalhos, assim como a relação entre SRC e SLD. A Tabela 2 sumariza os principais aspectos mineralógicos, geoquímicos e de datação obtidos para a SRC em diferentes estudos.

A Suíte Alto Maranhão aflora no extremo nordeste do CM, próxima a ZCJBS e ZCCI, em formato de bumerangue (FIG. 3), em uma área >300 km², apresentando uma composição geral tonalítica e diversos enclaves dioríticos, produtos de processos magmáticos de *mixing* e *mingling* (Seixas et al., 2013). Os primeiros estudos na Suíte Alto Maranhão foram realizados por Noce (1995); Noce et al. (2000) e Seixas (2000), sendo definida como suíte por Seixas *et al.* (2013), que descrevem a unidade com tonalitos maciços a foliados, compostos por plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo, microclínio, zircão, apatita, ilmenita, epidoto e titanita. Os enclaves têm composição semelhante, mas com proporção distinta entre as fases minerais. Além disso, os estudos geoquímicos-isotópicos realizados tanto por Seixas et al. (2013) e Moreira *et al.* (2018, 2020), mostraram teores de SiO₂ entre 59,7-66,4 wt.%, razão K₂O/Na₂O intermediária ($\geq 0,7$), correlação negativa entre sílica e CaO, MgO, Fe₂O₃, P₂O₅ e

TiO₂, padrão fracionado de ETRL e empobrecimento em ETRP, alto Mg# (45-90) e Cr (≥ 55 ppm).

Tabela 2 – Sumário com as informações de mineralogia essencial, acessória e secundária, alguns teores e parâmetros geoquímicos e de datação (cristalização) para a SRC. *A amostragem foi realizada nas proximidades da SRC, em afloramento não cartografado como parte do corpo principal da suíte. **Mineralogia essencial não foi descrita detalhadamente. Divergências quanto a mineralogia acessória e secundária e idade de cristalização são encontradas. Abreviações de acordo com Whitney; Evans (2010).

Referências	Mineralogia			Geoquímica							Datação	
	1°		2°	SiO ₂ (wt.%)	Fe ₂ O ₃ +MgO (wt.%)	K ₂ O/Na ₂ O	ISA	εNd(t)	εSr(t)	εHf(t)	Idade (Ma)	Método
Essenciais	Acessórios											
Costa, 2010	Plg - Qtz -Bt - Mc	Zrn - Aln - Ap - Opq	Ser - Cb - Msc - Bt - Ep - Chl - Zo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ávila <i>et al.</i> , 2011	Plg - Qtz -Bt - Mc	Aln - Zrn	-	~70	~2,2	~0,2	Peraluminoso	+1,6 a +3,4	-	-	2358±10 e 2356±12	U-Pb Zircão (LA-ICPMS)
Teixeira & Ávila, 2012	-	-	-	~71	-	Baixo	Met. a peraluminoso	+1,2 a +3,0	-6 a +10	-3 a +6	2358±10 e 2356±12	U-Pb Zircão (LA-ICPMS)
Teixeira <i>et al.</i> , 2012	Plg - Qtz -Bt - Mc	Aln - Zrn - Mnz - Xtm - Ilm	-	-	-	-	Peraluminoso	+1,2 a +3,0	-	-	2358±10 e 2356±12	U-Pb Zircão (LA-ICPMS)
Souza, 2013	Plg - Qtz -Bt - Mc	Ap - Zrn - Aln - Rt - Ttn - Opq	Bt - Ep - Ttn - Mc - Ser - Cb - Zo	~70	~2	~0,2	Met. a peraluminoso	-	-	-	-	-
Teixeira <i>et al.</i> , 2014	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+2 a +7	2358±10 e 2331±13	U-Pb Zircão (LA-ICPMS)
Teixeira <i>et al.</i> , 2015	Plg - Qtz -Bt	Zrn - Aln - Ap - Opq	Ser - Msc - Ttn - Ep - Zo - Mc	~70	~2	~0,2	Peraluminoso	+1,1 a +3,2	-	-9 a +4,2	2351±48 e 2317±16	U-Pb Zircão (LA-ICPMS)
Cidade, 2017	Qtz - Plg	Bt - Opq - Zrn - Ap - Aln - Ttn - Mc - Grt	Ep - Zo - Bt - Ttn - Ser - Cb									
Davin*, 2017	Plg - Qtz -Bt - Mc	Ap - Zrn - Aln - Msc - Ep - Ttn - Opq	Ser - Cb - Chl - Msc - Ep - Ttn	~73	~2,4	~0,4	Levemente peraluminoso	-	-	-	-	-
Moreira <i>et al.</i> , 2018**	Plg - Qtz -Bt - Mc	Zrn - Aln - Ap - Ep - Ttn - Ilm - Czo - Mag	-	~71	~2	~0,3	Peraluminoso	-	-	-	2148±6	U-Pb Titanita (LA-ICPMS)
Lacerda, 2020	-	-	-	~68	~3,7	~0,35	Levemente peraluminoso	-	-	-	-	-

Estes fatores e padrões geoquímicos/petrográficos, conferem a essa suíte um caráter sanukitoide. Por fim, com consenso da idade de cristalização em ~2130 Ma, os diferentes autores indicam que as rochas dessa suíte são provenientes da interação entre magmas TTG e a cunha mantélica metassomatizada, ou até com a fusão da cunha e/ou sedimentos, em uma zona de subducção Paleoproterozoica. Destaca-se que a evidente foliação das rochas tem uma origem predominantemente magmática, associada à colocação da Suíte Alto Maranhão aliada à nucleação e/ou reativação de zonas de cisalhamento, em que ZCCI atuou como uma zona de fraqueza para a ascensão do magma, enquanto a ZCJBS, juntamente com a ZCCI e rochas encaixantes, atuaram como barreira física (Nahas et al., 2023).

Registrando um dos eventos mais jovens no CM, o Plúton Cupim tem um *trend geral* N-S, em uma área de ~80 km², aflorando à sul da Suíte Alto Maranhão e à leste da Suíte Lagoa Dourada (FIG. 3), associado a ZCL. Esse corpo foi definido em trabalhos de mapeamento do SGB em Santos; Baltazar (2013), tendo sido investigado em maiores detalhes por Lacerda (2020); Lacerda et al. (2021) e Silva (2022) e elucidado de maneira mais completa por Lacerda et al. (2024). Suas rochas são classificadas como leucogranitos isotrópicos a foliados, compostos por quartzo, K-feldspato (ortoclásio/sanidina), plagioclásio (albita/oligoclásio), biotita, muscovita, granada, zircão, apatita, monazita e allanita. Em termos litoquímicos, tem alto teor de sílica (>71,96 wt.%) e razão K₂O/Na₂O (>1), baixos valores de elementos ferromagnesianos (Fe₂O₃+MgO+TiO₂< 2wt.%) e Mg# (10-19) e peraluminosos (A/CNK >1,1). Os granitos também são ricos em elementos incompatíveis, com padrão enriquecido tanto em ETRL quanto ETRP e anomalias negativas em Eu. Ao analisar os dados supracitados de forma conjunta, Lacerda e colaboradores (2024) sugerem que o Plúton Cupim se trata de um granito semelhante aos clássicos modernos do tipo S, gerado a partir da fusão parcial de metagrauvacas com proporção variada de argila, sem a interação de fluidos, como ocorre nos leucogranitos dos Himalaias. Portanto, com idade de cristalização em ca. 2000 Ma, o Plúton Cupim marcaria o estágio colisional do CM, produto de espessamento crustal e fusão de metassedimentos (Lacerda et al., 2024).

2.1.2.3 Evolução geológica

Para compreender os estágios de evolução geológica de uma região são necessários estudos multidisciplinares, muitas vezes complexos e aprofundados a depender das características da área em questão. No caso do CM, diversas pesquisas ao longo dos anos, nas mais diversas esferas da geologia contribuíram para o entendimento atual da evolução deste

terreno (Araújo; Bongioiolo; Ávila, 2019; Ávila et al., 2014b; Nahas et al., 2023; Teixeira et al., 2015).

O CM é entendido como um orógeno acrescionário, isto é, registra a adição de rochas e sedimentos a uma margem de placa (colagem) ao longo do tempo geológico (Heilbron et al., 2004), nesse caso durante a orogenia Minas, no ciclo tectono-termal Minas, anteriormente conhecido por ciclo Transamazônico (Alkmim; Marshak, 1998; Ávila et al., 2014b; Moreira et al., 2020; Seixas; David; Stevenson, 2012). A margem em questão era parte do paleocontinente São Francisco, que atuou como antepaís para o orógeno e passou por processos colisionais (Lacerda et al., 2024).

Tendo em vista a grande abundância de rochas ígneas no CM, a maior parte das interpretações acerca de sua evolução foram feitas com base em estudos petrológicos e geoquímico-geocronológicos, levando em consideração a ampla e grande importância da associação entre magmatismo-tectonismo.

A Tabela 3 sumariza os principais corpos e unidades estudados na região, assim como o entendimento geotectônico das mesmas e como se encaixam em um panorama geral de evolução. Apesar do amplo banco de dados petrológicos para a região, carecem informações bem estabelecidas no que tange à geologia estrutural (fases de deformação, estruturas regionais, vergência) e elementos arquitetônicos (remanescentes de complexos ofiolíticos? evidências de colapso orogênico? zonas de cisalhamento são zonas de sutura?), que possibilitariam a elaboração de modelos de evolução cada vez mais íntegros.

Para Barbosa et al. (2019), as gerações de diversos corpos do CM podem ser agrupadas em 3 estágios de acreção durante a orogenia Minas, enquanto Araújo; Bongioiolo; Ávila, (2019) propõem 4, diferenciando o mais antigo proposto por Barbosa *et al.* (2019). De acordo com Araújo e colaboradores (2019), o 1º estágio estaria associado ao Batólito Cassiterita (~ 2,4 Ga), composto por tonalitos e granodioritos com afinidade TTG, e dados isotópicos que indicam leve contaminação crustal e assinatura geoquímica de arco oceânico (FIG. 5-1).

Em seguida, o 2º estágio (~2,3 Ga) é representado pela Suíte Lagoa Dourada, ainda com afinidade TTG, puramente juvenil, composta por tonalitos e trondhjemitos, também em arco oceânico, se diferenciando do arco posterior devido a contrastes magnéticos, radiométricos e de idade (Araújo; Bongioiolo; Ávila, 2019).

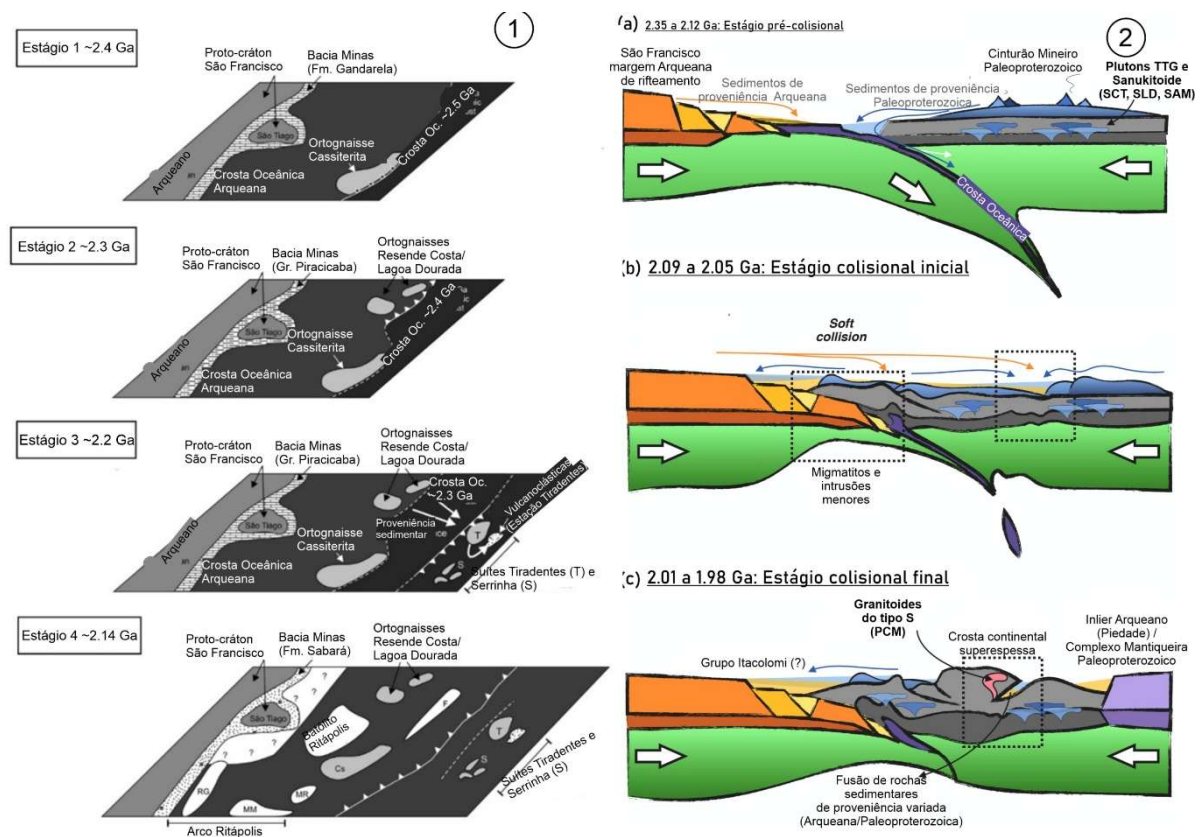
O terceiro (~2,2 Ga) estágio é associado a Suíte Serrinha-Tiradentes, em que os quartzo-dioritos e granodioritos exibem relativa contaminação crustal, ainda em ambiente de arco oceânico (Ávila et al., 2010, 2014b) (FIG. 5-1). A este estágio são associadas também as

unidades metavulcanossedimentares Congonhas-Itaverava, Rio das Mortes, Dolores de Campos e Nazareno (Ávila *et al.*, 2012, 2014b; Barbosa *et al.*, 2019; Côrrea Neto *et al.*, 2012; Seixas *et al.*, 2013; Teixeira *et al.*, 2015).

Tabela 3 – Sumário dos estágios evolutivos do CM, com base em Barbosa *et al.*, (2019) e Araújo *et al.*, (2019), contendo idades de cristalização, litologia predominante, aspectos geoquímicos relevantes e possível ambiente tectônico de formação.

Estágios	Corpos ígneos/Unidades	Idade (Ma)	Litologia	Geoquímica	Ambiente Tectônico	Referências
1	Cassiterita	2472 ± 11 (U-Pb)	Tonalito, Trondhjemitó	Afinidade TTG	Arco Oceânico	Barbosa <i>et al.</i> , 2019
2	Lagoa Dourada - Resende Costa	2356 ± 3 e 2350 ± 4 (U-Pb)	Tonalito, Trondhjemitó	Afinidade TTG	Arco Oceânico	Teixeira <i>et al.</i> , 2015; Seixas <i>et al.</i> , 2012
3	Congonhas - Itaverava	2349 ± 14 (U-Pb)	Greenstone Belt	Fonte enriquecida em ETRL	Arco Oceânico (fundo oceânico?)	Teixeira <i>et al.</i> , 2015
	Rio das Mortes	2231 ± 5 (U-Pb)	Greenstone Belt	Afinidade MORB	Arco Oceânico (fundo oceânico?)	Ávila <i>et al.</i> , 2012
	Serrinha - Tiradentes	2227 ± 22 (U-Pb)	Quartzo-diorito, Granodiorito	Cálcio-alcalino, meta a peraluminoso	Arco Oceânico	Ávila <i>et al.</i> , 2010; 2014
	Nazareno	2165 ± 7 (U-Pb)	Greenstone Belt	Afinidade MORB	Arco Oceânico (fundo oceânico?)	Ávila <i>et al.</i> , 2010
4	Lajedo	2208 ± 26 (U-Pb)	Granodiorito	Cálcio-alcalino, peraluminoso	Arco Andino (?)	Teixeira <i>et al.</i> , 2008
	Fé	2191 ± 9 (U-Pb)	Monzo/sienogranito	Cálcio-alcalino, peraluminoso	Arco Andino (?)	Teixeira <i>et al.</i> , 2008
	Macuco de Minas - Itumirim	2131 ± 5 (U-Pb)	Granodiorito, Tonalito	Cálcio-alcalino, meta a peraluminoso	Arco Continental	Barbosa <i>et al.</i> , 2015
	Ritápolis	2123 ± 33 (U-Pb)	Tonalito	Cálcio-alcalino, meta a peraluminoso	Arco Continental	Barbosa <i>et al.</i> , 2015
	Glória	2188 ± 29 (U-Pb)	Quartzo-monzodiorito	Cálcio-alcalino, peraluminoso	Arco Oceânico	Ávila <i>et al.</i> , 2006
	Alto Maranhão	2130 ± 2 (U-Pb)	Tonalito	Cálcio-alcalino, sanukitoide	Arco Oceânico	Seixas <i>et al.</i> , 2013

Figura 5 – 1) Estágios de evolução do CM, de acordo com *Araújo et al. (2019)*. O 1º estágio representado pelo Batólito Cassiterita (Cs), o 2º pela Suíte Lagoa Dourada, 3º pela Suíte Serrinha-Tiradentes (S, T) e o último pelos granitoides Fé (F) e Ritápolis (R). RG: Metadiorito Rio Grande; MR: Ortognaisse Morro do Resende; MM: Granitoide Macuco de Minas. 2) Estágios evolutivos do CM, proposto por Lacerda et al. (2024). No estágio pré-colisional (a), entre 2,35 e 2,12 Ga, a atuação de uma zona de subducção possibilitou a formação de arcos de ilha com granitoides do tipo TTG, como as suítes Cassiterita (SCT), Lagoa Dourada (SLD) e posteriormente com afinidade sanukitoide, a exemplo da Suíte Alto Maranhão (SAM). Com a continuidade das forças convergentes, passa-se para o estágio colisional inicial (b), entre 2,09 e 2,05 Ga, dado pelo metamorfismo que afetou o CM e o QFe. Por fim, no estágio colisional final (c), entre 2,01 e 1,98 Ga, a crosta continental atinge espessuras que tornam possível a fusão parcial de rochas metassedimentares, gerando granitoide do tipo S, tal qual o Plúton Cupim.



Fonte: 1) extraído e modificado de Araújo et al. (2019), 2) extraído e traduzido de Lacerda et al. (2024).

O último e mais recente estágio (~2,1 Ga) é caracterizado por diferentes plútons, com ênfase para Suíte Alto Maranhão, composta principalmente por tonalitos de natureza sanukitoide (Nahas et al., 2023; Seixas et al., 2013), e o Granitoide Ritápolis (Barbosa et al., 2015; Teixeira et al., 2014) com assinatura geoquímica de arco continental ou arco oceânico com forte contaminação crustal (FIG. 5-1).

Sob uma outra ótica, é possível entender o sucessivo magmatismo no CM durante o Paleoproterozoico como as últimas evidências da mudança na dinâmica da tectônica de placas (Moreira et al., 2020). Do estágio inicial ao final, o arco oceânico que deu origem a rochas com

afinidade TTG (Cassiterita, Lagoa Dourada) (FIG. 5-2) teria dado origem a rochas de caráter sanukitoide (Alto Maranhão). Em outras palavras, nos estágios iniciais a zona de subducção operava no “mecanismo arqueano”, com a geração de *melt* a partir de fusão parcial da crosta oceânica subductada (Moreira *et al.*, 2020), enquanto no estágio derradeiro o mecanismo de subducção já seria mais semelhante ao “moderno”, mas com a formação de sanukitoides pela interação de um *melt* TTG derivado da crosta oceânica subductada com a cunha mantélica e sedimentos (FIG 5-2) (Moreira *et al.*, 2020). Posteriormente aos processos formadores de rochas ígneas associadas a subducção, a continuidade dos esforços convergentes culminaria em uma fase colisional (FIG 5-2), com espessamento crustal e geração de granitoides à duas micas (Plúton Cupim), como sugerido por Lacerda *et al.* (2024).

2.1.2.4 Metamorfismo

O CM se manteve relativamente estável durante o ciclo tectono-termal Brasileiro-Pan-africano (Neoproterozoico), enquanto entidades cronocorrelatas como Mantiqueira e Juiz de Fora experimentaram intenso metamorfismo e deformação durante tal período. Nesse sentido, as estruturas deformacionais e fases metamórficas identificadas nas rochas pertencentes ao cinturão são decorrentes dos eventos metamórficos e deformacionais Paleoproterozoicos (Ávila *et al.*, 2010; Barbosa *et al.*, 2015), embora alguns trabalhos destaquem *overprint* Neoproterozoico em fácies xisto-verde (Bongiolo *et al.*, 2024; Teixeira *et al.*, 2022).

Com os diversos e sistemáticos estudos na região, foram destacados 3 eventos principais de metamorfismo:

- i. M1 (2,2–2,19 Ga): atingiu fácies anfibolito, identificado em rochas máficas e ultramáficas das unidades metavulcanossedimentares Nazareno e Rio das Mortes (Ávila *et al.*, 2006a, 2014b; Teixeira; Ávila; Nunes, 2008);
- ii. M2 (2,13–2,12 Ga): ocorreu em condições de retrometamorfismo, em fácies anfibolito inferior a xisto-verde, principalmente em rochas dioríticas, dunitos e piroxenitos (Ávila *et al.*, 2006a; Ávila; Cherman; Valença, 2008; Lacerda, 2020; Teixeira; Ávila; Nunes, 2008)
- iii. M3 (*ca.* 2,05 Ga): atingiu fácies anfibolito, observada nos enclaves anfibolíticos, no Ortognaisse São Tiago, suítes Alto Maranhão e Resende Costa, tonalitos São Brás do Suaçuí e Serra do Camapuã (Moreira *et al.*, 2018; Simon *et al.*, 2018).

Os eventos M1 e M2 provavelmente estão relacionados a eventos colisionais de crostas juvenis, enquanto M3 é possivelmente associado ao colapso pós colisional (Ávila et al., 2010; Lacerda, 2020).

3 TTGs E MINERAIS ACESSÓRIOS

Neste capítulo apresenta-se o estado da arte quanto às rochas da associação TTG e seus minerais acessórios. Para isso, foi feita uma contextualização acerca de algumas classificações de granitoides amplamente utilizadas, as quais fazem uso de características observadas em diferentes escalas (macro e microscópicas) e/ou de dados geoquímicos. Em sequência, são apresentados os fatores que condicionam a definição de TTGs, os principais minerais acessórios que os compõem e suas possíveis utilizações como ferramentas petrogenéticas. Por fim, tem-se uma breve revisão e comparação sobre a mineralogia essencial e acessória de corpos descritos como TTGs no CM.

3.1 Uma breve revisão sobre classificações de granitoides

Granitos (*s.s.*) são rochas compostas por quartzo, feldspatos alcalinos e plagioclásio em um determinado *range*, uma classificação específica de granitoides (*s.l.*), que são rochas compostas majoritariamente por quartzo (acima de 20% em proporção modal), feldspatos (K-feldspatos e/ou plagioclásio) e algum mineral máfico (*e.g.* biotita). A variação modal implica em diferentes classificações, que podem remeter a processos formadores distintos, tornando possível discriminar grupos por afinidades petrogenéticas (Winter, 2014). Em um exemplo simples, um granitoide com proporção de anortita > 50% provavelmente tem sua origem associada a um magma menos diferenciado do que um composto predominantemente por quartzo e ortoclásio. Entretanto, classificações ambíguas podem ocorrer, uma vez que na natureza não existem padrões específicos (fixistas), conduzindo a limites tênues entre classes e, portanto, processos genéticos.

Séries magmáticas

De acordo com Pitcher (1997), uma série magmática pode ser definida como um conjunto de rochas agrupadas de acordo com a proporção de elementos maiores ou minerais presentes. Tal agrupamento apresenta uma mudança gradual em sua composição química, com uma tendência geral para uma composição granítica, seja tonalitos, granodioritos ou granitos (*s.s.*). Ademais, a utilização do termo série pode sugerir que o principal processo petrogenético seja a diferenciação magmática em que cada membro da série é derivado do membro anterior. De fato, uma série ou suíte ígnea agrupa rochas com características mineralógicas, químicas e tendência evolutiva bem definidas (Wernick, 2004). A depender da sistemática utilizada pode-se classificar as rochas em diferentes séries, que serão abordadas adiante.

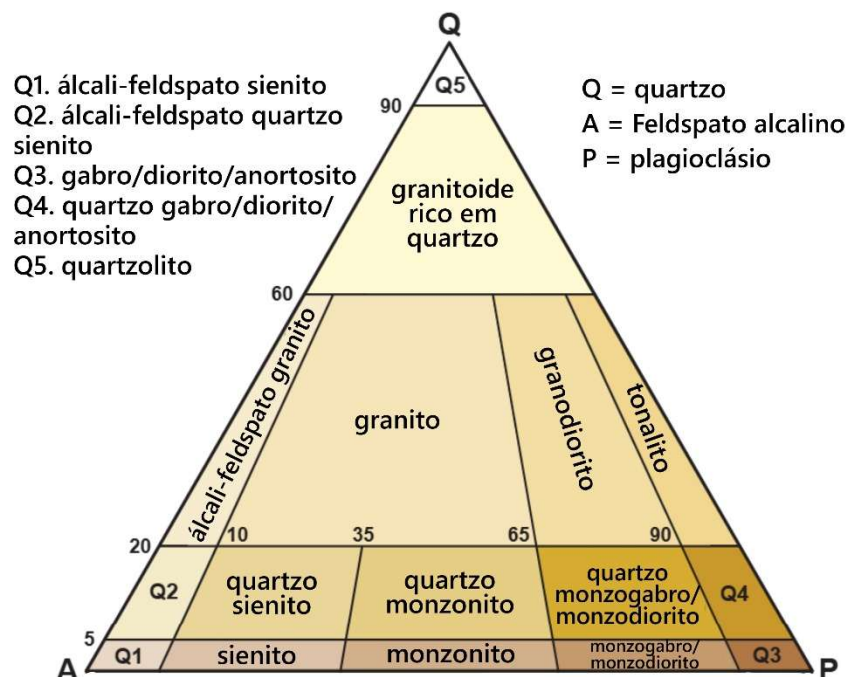
A classificação das rochas dentro de uma série magmática é um passo essencial para compreender sua evolução, evitando análises que considerem o magmatismo como ocorrências

isoladas (Nardi, 2016). Contribui para estabelecer relações entre o magmatismo granítico e os processos tectônicos, fornecendo uma base para interpretar tendências evolutivas e possíveis mecanismos de crescimento crustal (Nardi, 2016).

Classificação modal QAP

A classificação modal é amplamente utilizada para classificar granitoides (>63 wt. % SiO₂), correlacionando a proporção entre quartzo (Q), feldspatos alcalinos (A) e plagioclásio (P) presentes na rocha (FIG. 6). Essa classificação foi sugerida pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS), buscando agrupar essas rochas em séries com composição mineral semelhante (Le Maitre et al., 2002; Streckeisen, 1974; Winter, 2014). O diagrama de classificação QAP permite avaliar as variações modais e auxilia nas investigações petrogenéticas, de forma simples e prática, mas desconsidera a ocorrência de minerais acessórios e minerais máficos como biotita e hornblenda, uma vez que sua utilização requer normalizar a proporção modal de Q, A e P para 100%.

Figura 6 – Diagrama QAP para classificação de rochas ígneas félsicas plutônicas.



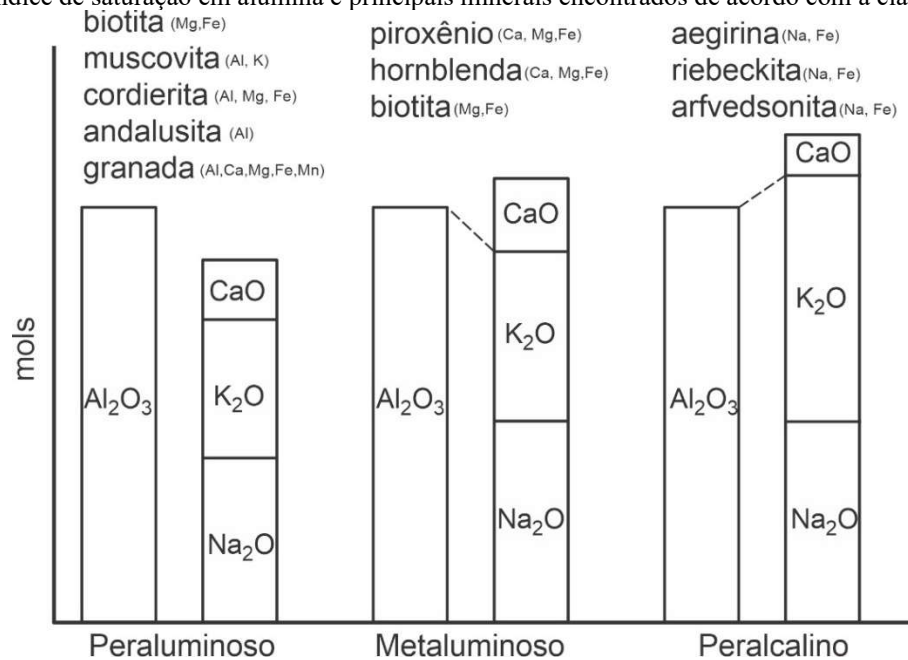
Fonte: depois de Le Maitre *et al.* (2002) e Streckeisen (1974).

Índice de saturação em alumina

O Índice de Saturação em Alumina (ISA), proposto por Shand (1927), é definido pela razão molecular $Al/(Ca+Na+K)$ e se baseia principalmente na proporção dos feldspatos presentes nos granitoides (FIG. 7). Em termos gerais, se o $ISA > 1$, significa que há mais alumínio do que sódio, cálcio e potássio somados, e a rocha é classificada como peraluminosa.

Esse fator implica que há mais Al do que pode ser acomodado nos feldspatos, existindo, portanto, outras fases que contenham o Al excedente, como muscovita, cordierita, espinélio, granada ou polimorfos de Al_2SiO_5 . Caso $\text{ISA} < 1$, mas $\text{Na} + \text{K} < \text{Al}$, as rochas são classificadas como metaluminosas, sugerindo que há mais Ca do que pode ser acomodado nos feldspatos, ou também que existe uma fração de Ca, que por falta de Al não forma feldspatos e se acomoda em outros minerais, podendo existir fases cálcicas como hornblenda e augita. Já no caso de $\text{ISA} < 1$ e $\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$, a rocha é chamada de peralcalina, com mais álcalis do que o necessário para os feldspatos, sugerindo que outras fases possuam mais Na ou K, por exemplo em anfibólios e piroxênios sódicos (Frost et al., 2001; Wernick, 2004; Winter, 2014).

Figura 7 – Índice de saturação em alumina e principais minerais encontrados de acordo com a classificação.



Fonte: extraído e modificado de Winter (2014).

De acordo com Wernick (2004), a relação entre Al e Na + K pode ser definida como ISA parcial (ISAp), possibilitando a classificação quanto peraluminosa, metaluminosa e peralcalina ao plotar um gráfico ISA vs ISAp.

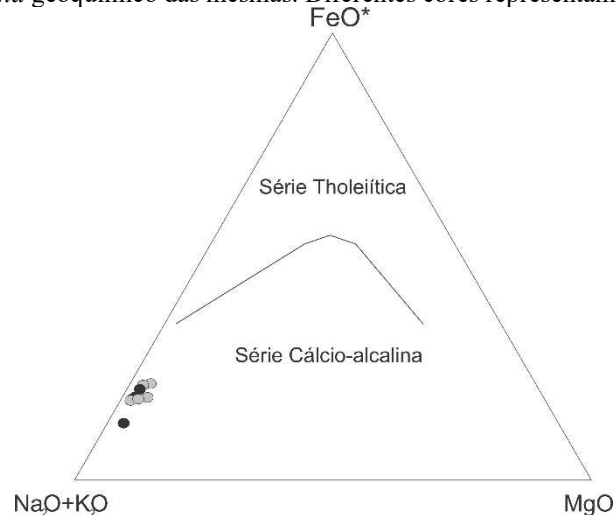
Diagrama AFM

O diagrama AFM é um exemplo de diagrama ternário no qual o vértice A, representa a proporção de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), F (ferro total: $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), enquanto o vértice associado à letra M (magnésio: MgO), todos óxidos em porcentagem de peso ou em porcentagem catiônica recalculados para 100 (FIG. 8).

O diagrama delimita duas séries distintas, a tholeiítica e a cálcio-alcálica. A primeira tem, a princípio, cristalização de máficos com Mg em sua composição, fazendo com que a razão

F/M aumente gradativamente, até que se torna constante após a cristalização de óxidos de Fe. Já a cálcio-alcálica apresenta razão quase constante F/M, sugerindo a cristalização conjunta de minerais com Fe e Mg (Wernick, 2004).

Figura 8 – Exemplo de utilização do diagrama AFM. Os círculos plotados representam composição de rochas da SRC, onde se observa o *trend* geoquímico das mesmas. Diferentes cores representam variações de fácies da SRC.



Fonte: extraído e modificado de Teixeira *et al.* (2015).

Fontes magmáticas - granitoides tipo S, I, A e M (classificação alfabética)

Ao estudar duas suítes de granitos no cinturão Lachlan no leste da Austrália, Chappell; White (1974), assim como outros pesquisadores, perceberam diferenças de campo, petrográficas e geoquímicas entre elas e as segregaram como granitos do tipo I, com fonte de rochas ígneas, e do tipo S, com fonte de rochas sedimentares.

Tendo em vista que os granitoides podem ter outras fontes além de crustais ígneas e sedimentares, White (1979) adicionou à classificação os granitos do tipo M, em que a fonte é o manto ou rochas derivadas dele. Loiselle (1979) definiu os granitoides do tipo A, os quais ocorrem em zonas anorogênicas. Como destacado, a classificação S-I-A-M é uma classificação genética, que leva em consideração a fonte do magma que originou a rocha, ou seja, a natureza da rocha-fonte, avaliando aspectos de composição química, isotópica e mineralógica. A Tabela 4 contempla algumas das características que diferenciam os granitoides de cada tipo.

Os granitos do tipo I, tendem a ter altos teores de Na, Ca, Sr e baixos de Cr e Ni e são metaluminosos. Por outro lado, os granitoides do tipo S possuem uma composição com maior teor em Al, refletida pela composição de sua fonte, apresentando-se como peraluminosos, podendo conter diferentes silicatos de alumínio como muscovita, andalusita e silimanita, com menor proporção de Na, Ca e Sr. Os granitoides do tipo A geralmente apresentam alta razão FeO / (FeO+MgO), Zr, Nb, Ga, Y, SiO₂, e tem afinidade alcalina, ao passo que, em geral, os

granitoides do tipo M apresentam relativamente menor razão K_2O / Na_2O , SiO_2 , Cr, Ni e Rb, quando comparados aos demais tipos (Chappell; White, 1983; Clarke, 1992; Frost et al., 2001; White, 1979; Winter, 2014).

Tabela 4 – Tabela com algumas das principais características de cada tipo de granitoide de acordo com a classificação alfabética.

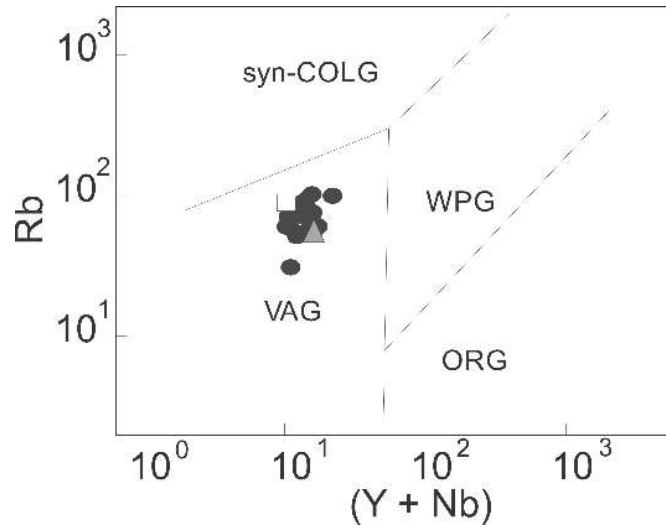
Tipo	SiO_2	K_2O/Na_2O	Ca, Sr	A/CNK	Fe^{3+}/Fe^{2+}	$\delta^{18}O$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Caract. gerais	Petrogênese
S	65-74%	Alta	Baixo	Alto	Baixo	>9‰	>0,707	LILE/HFSE variável; alto Rb, Th, U; cordierita, aluminossilicatos, granada, ilmenita	Zonas de subducção; fonte sedimentar
I	53-76%	Baixa	Alto nas máficas	Baixo	Moderado	<9‰	<0,705	Alto LILE/HFSE; médio Rb, Th, U; hornblenda, magnetita	Zonas de subducção; fonte ígnea máfica a intermediária infracrustal
A	>77%	Alto Na_2O	Baixo	Variável	Variável	Variável	Variável	Baixo LILE/HFSE; alto Fe/Mg, Ga/Al, REE, Zr, F, Cl	Anorogênico; crátons estáveis; zonas de rifte
M	46-70%	Baixa	Alto	Baixo	Baixo	<9‰	<0,705	Baixo Rb, Th, U, LILE e HFSE	Zonas de subducção; fonte mantélica

Fonte: extraído e modificado de Winter (2014).

Classificações com inferência de ambientes tectônicos

A fusão parcial de dada fonte, geração, migração e cristalização do *melt* se associam a contextos distintos, sejam eles orogênicos como nos Andes e Himalaias ou anorogênicos, como em dorsais meso-oceânicas (Winter, 2014). Nesse sentido, Pearce e colaboradores (1984) utilizaram as concentrações e relações entre os elementos traço Nb, Y, Ta e Rb, em diagramas de Ta vs Y, Nb vs Y, Rb vs (Y + Nb) e Rb vs (Y + Ta), para inferir o contexto de formação de magmas graníticos, classificando-os em: granitos de dorsal oceânica (ORG), de arco vulcânico (VAG), intraplaca (WPG) e sin-colisionais (syn-COLG) (FIG. 9). Analogamente, Maniar; Piccoli (1989) sugeriram os granitos de arco de ilha (IAG), de arco continental (CAG), de colisão continental (CCG), pós-orogênicos (POG), relacionados a riftes (RRG), relacionados a epirogênese continental (CEUG) e plagiogranitos oceânicos (OP).

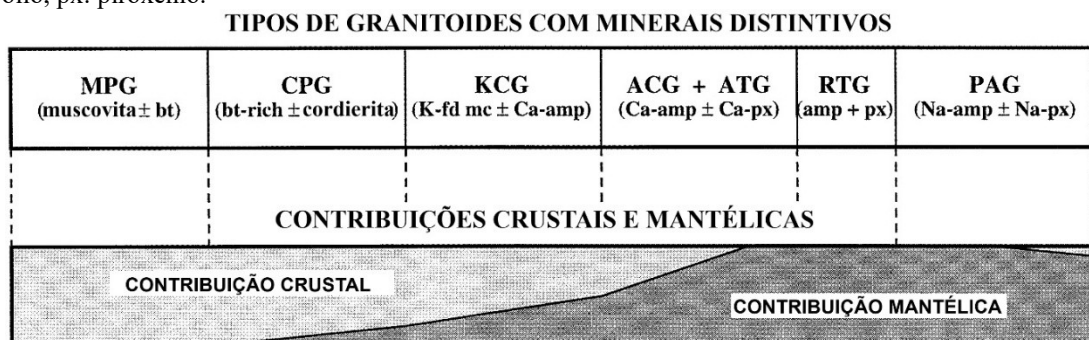
Figura 9 – Exemplo de utilização do diagrama de Pearce *et al.* (1984) em rochas do Batólito Cassiterita para classificação quanto ao ambiente tectônico. As diferentes simbologias refletem litotipos distintos no referido trabalho.



Fonte: extraído de Barbosa *et al.* (2019).

Com a proposta de integrar uma análise em diferentes escalas e abarcar classificações pretéritas, Barbarin (1999) sugere a utilização de critérios de campo como mineralogia e petrografia, seguidos pela análise de minerais alcalinos, ferromagnesianos e parâmetros químicos. Primeiramente, divide-se os granitoides em diferentes tipos segundo sua assembleia mineralógica, que posteriormente são agrupados conforme sua origem: granitoides peraluminosos de origem crustal, tholeiíticos e alcalinos de origem mantélica, ou cálcio-alcalinos de origem mista crustal e mantélica, com contribuição variável de ambos (FIG. 10).

Figura 10 – Diagrama de classificação de granitoides de acordo com Barbarin (1999), associando a diferentes proporções de contribuições crustais e mantélicas. Bt: biotita, K-fd mc: megacristais de K-feldspato, amp: anfibólio, px: piroxênio.



Fonte: extraído e modificado de Barbarin (1999).

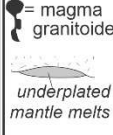
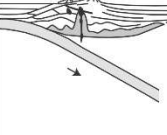
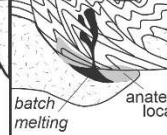
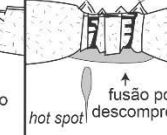
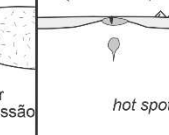
Os granitoides do tipo MPG (peraluminosos com muscovita), possuem muscovita e podem conter turmalina, granada e monazita, enquanto os do tipo CPG (peraluminosos com cordierita) contêm cordierita associada à silimanita e, raramente, andalusita, além de muscovita. A peraluminosidade do MPG aumenta com a diferenciação, enquanto a do CPG diminui.

Ambos são de origem crustal, com altos valores de Sr/Sr, e se formam devido ao espessamento crustal em processos colisionais (Barbarin, 1999).

Já os ACG (cálcio-alcalinos portadores de anfibólio) apresentam anfibólio cálcico, titanita e por vezes piroxênio, representados por granodioritos e granitos. Os KCG (cálcio-alcalinos ricos em K) possuem feldspatos potássicos porfiríticos e anfibólios, chamados também de shoshoníticos. Ambos são cálcio-alcalinos, mas o ACG é mais rico em CaO e com menor proporção em K₂O que o KCG. No KCG, a contribuição crustal é dominante, enquanto no ACG predomina a mantélica (Barbarin, 1999). Os ATG (tholeiíticos de arco) ocorrem em margens continentais ativas e compartilham características petrográficas com os ACG, mas incluem tonalitos e dioritos. Tanto ATG quanto ACG se formam essencialmente acima de zonas de subducção (Barbarin, 1999).

Os granitoides do tipo RTG (tholeiíticos de dorsais) são ricos em anfibólios e piroxênio, associados a rochas máficas em complexos ofiolíticos, com baixos valores de Sr/Sr, característicos da crosta oceânica e origem predominantemente mantélica. Os PAG (peralcalinos e alcalinos) contêm anfibólio e piroxênio sódicos, formando rochas homogêneas pobres em Al e Ca e ricas em Na. Sua origem está associada ao manto, podendo envolver a crosta, e se formam em riftes continentais, enquanto os RTG ocorrem em dorsais oceânicas (Barbarin, 1999). A Figura 11 sintetiza as classificações de Pearce *et al.*, (1984) e Barbarin (1999), associando com os diferentes sítios tectônicos, assinaturas geoquímicas dos granitoides formados e exemplos ao redor do mundo.

Figura 11 – Quadro geral com ambientes tectônicos e classificações de Barbarin (1999) e Pearce *et al.* (1984), assim como assinaturas geoquímicas e exemplos globais.

	OROGÊNICO			TRANSICIONAL	ANORÔGENICO	
	Arco de ilha Oceânico	Arco Continental	Colisão Continental	<i>Uplift/Colapso Gravitacional</i>	Rifte Continental, Hot Spot	Ilhas oceânicas, Dorsal meso-oceânica
						
Exemplos	Bougainville, Ilhas Salomão, Papua-Nova Guiné	Batólitos de cordilheira Mesozoicos, oeste das Américas, Terreno de Gander	Manaslu e Lhotse do Nepal, Maciço Armoricano da Bretanha	Plutons da Bretanha da orogénia Caledoniana	Provincia ígnea britânica do Terciário	Ofolitos Oman e Troodos
Geo-química	cálcio-alcálico > thol. tipo M & I-M híbrido metaluminoso	cálcio-alcálico tipo I > tipo S metalum. a peralum.	cálcio-alcálico tipo S peralumino	cálcio-alcálico tipo I tipo S (tipo A) metalum. a peralum	alcálico tipo A peralcálico	tholeiítico tipo M metaluminoso
Classificação						
Barbarin (1999)	ATG granitoides tholeiíticos de arco	ACG Granitoides cálcio-alc. portadores de anfib.	MPG CPG Ms e Crd granitoides peralumino	KCG granitoides cálcio-alc. ricos em K	PAG granitoides peralc. e alcálicos	RTG granitoides tholeiíticos de dorsais meso-oc.
Pearce et al. (1984)	VAG (granitos de arcos vulcânicos)		COLG (granitos colisionais)		WPG e ORG (granitos intraplaca e de dorsal meso-oc.)	

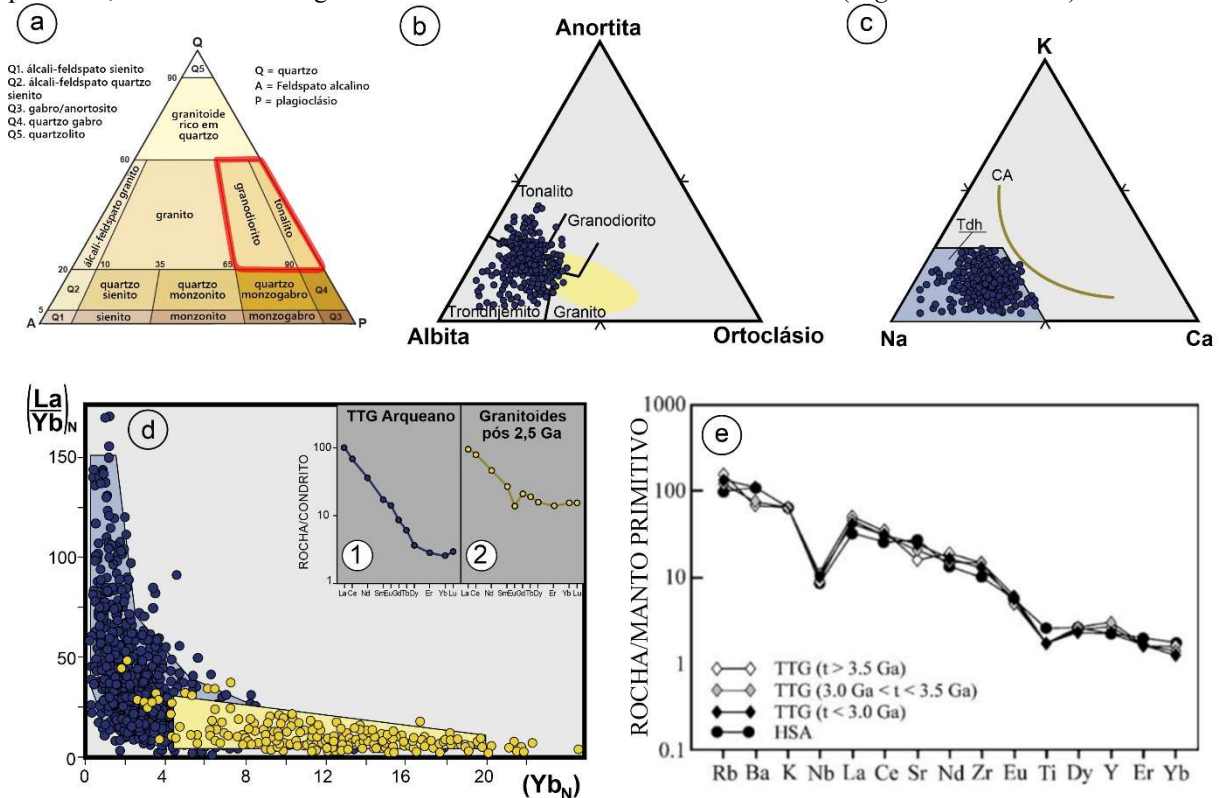
Fonte: extraído e adaptado de Winter (2014).

3.2 Tonalitos, trondhjemitos e granodioritos

O termo TTG foi cunhado por (Jahn et al., 1981) para descrever uma associação de granitoides classificados como tonalitos, trondhjemitos ou granodioritos (FIG. 12a e 12b), os quais constituem grande parte dos terrenos Arqueanos, anteriormente tratados de modo genérico como “gnaisses cinza” (Condie, 1981; Moyen; Martin, 2012 e referências neles contidas). Há apenas cerca de 55 anos os pesquisadores começaram a destrinchar o “mar de gnaisses cinza”, atrelado ao desenvolvimento de métodos de datação, fato que estimulou ainda mais o estudo dos granitoides, os quais contribuem de modo contínuo para o entendimento da arquitetura, dinâmica e evolução geológica da Terra (González-Esvertit et al., 2025; Moyen; Martin, 2012). Embora predominantemente Arqueanos, registros Paleoproterozoicos tem sido documentados em várias partes do mundo, com por exemplo no CM, como destacado na seção 2.1.2.

Os TTGs ocorrem como plutons isotrópicos, gnaissificados e/ou migmatizados, contendo quartzo, plagioclásio (fases mais sódicas como oligoclásio) e biotita como minerais essenciais, sendo que álcali-feldspatos podem ocorrer em menor proporção, assim como hornblenda pode estar presente em membros menos diferenciados (Moyen; Martin, 2012). A mineralogia acessória contempla minerais como apatita, pistacita (epidoto *s.s.*), allanita, titanita, magnetita e zircão (Laurent et al., 2014).

Figura 12 – Diversos exemplos de diagramas geoquímicos e de classificação de TTG. a) QAP com polígono vermelho nos campos onde plotam as rochas dessa associação. b) Diagrama ternário normativo de feldspatos em que TTGs plotam no campo trondhjemitó, tonalito e granodiorito; mancha amarela representa a crosta continental moderna. c) Diagrama ternário Ca-Na-K com termos mais sódicos para TTG; CA: *trend* evolutivo de magmas cálcio-alcálinos modernos. d) Comparação entre TTGs arqueanos e granitoides pós arqueanos em relação a razão La/Yb; (1) padrão de ETR de TTGs arqueanos com enriquecimento de ETRL e empobrecimento em ETRP; (2) padrão de ETR de granitoides pós arqueanos. e) Elementos incompatíveis de rocha total normalizado ao manto primitivo, com anomalias negativas em Nb e Ti. HSA: Adakitos de alta sílica (*High-silica Adakites*).



Fonte: extraído e adaptado de Martin et al. (2005) e Moyen; Martin (2012).

Para além das características petrográficas, a definição de TTG contempla diversas assinaturas geoquímicas, sendo ricos em SiO₂ (>64 wt.%), apresentando alto teor de Na₂O (3,0-7,0 wt.%) e baixa razão K₂O/Na₂O (<0,5), assim como são empobrecidos em elementos ferromagnesianos (Fe, Mg, Mn e Ti) (Moyen; Martin, 2012). Esses fatores são “visualmente” nítidos ao se observar os *plots* de tais rochas nos diagramas ternários das fases minerais Albite-Anortita-Ortoclásio (O’connor, 1965) ou dos cátions Na-K-Ca, em que as rochas da associação TTG plotam nos campos de tonalito, trondhjemitó ou granodiorito (FIG. 12b e 12) (Martin et al., 2005; Moyen, 2011; Moyen; Martin, 2012). Portanto, TTGs são rochas mais ricas em Na em relação a K e Ca e por consequência possuem uma proporção modal superior em albite frente a outros tipos de feldspatos.

Outro aspecto importante é o enriquecimento dos ETRL e empobrecimento de ETRP, resultando em um padrão de fracionamento dos ETR específico (FIG. 12d). O valor médio de La em TTGs é de ~31ppm, enquanto de Yb é ~0,64ppm, resultando em altas razões La/Yb

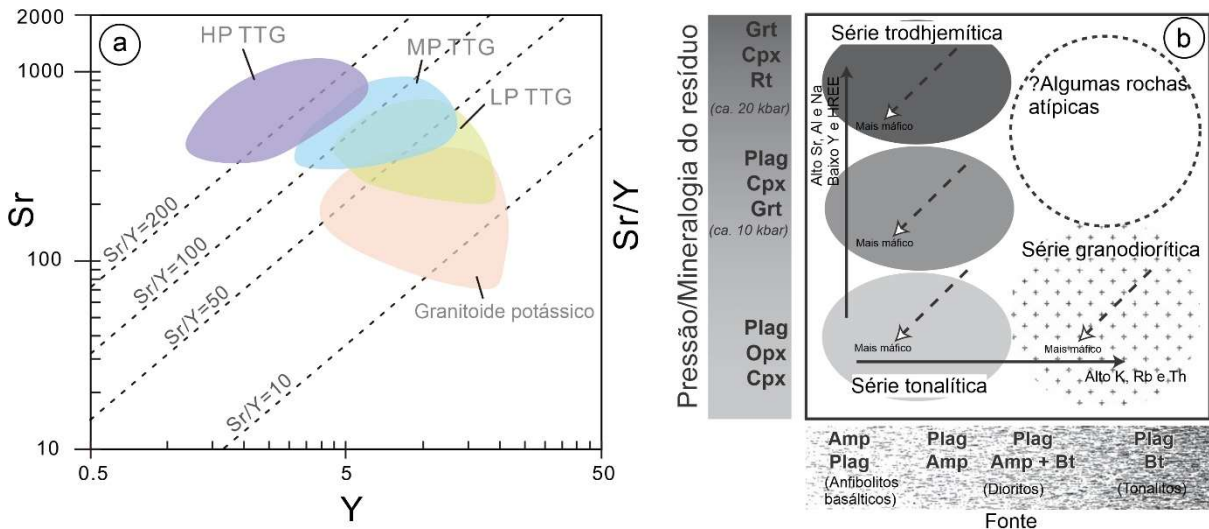
(FIG. 12d). Dentre os incompatíveis de *High Field Strength* e *Large Ion Lithophile* (HFSE e LILE, respectivamente), Nb, Ta e Ti têm anomalias negativas (FIG. 12d-1 e 12e); as razões Lu/Hf e Nb/Ta são baixas, enquanto Zr/Sm e Sr/Y são altas (Laurent et al., 2024; Martin et al., 2005; Moyen; Martin, 2012). Adicionalmente, Martin; Moyen (2002) observaram um aumento nos teores de Mg, Cr e Ni nos TTGs ao longo do tempo geológico, sugerindo se tratar de uma interação maior do *melt* com peridotitos do manto (Rapp et al., 1999, 2010).

Tendo em vista a diversidade de atributos relacionados a definição de TTG e a grande abundância de ocorrências anteriores a 2,5 Ga, são encontradas variações em relação ao TTG (*s.s.*), sendo possível dividir esse grande grupo de rochas em subgrupos, como por exemplo os de alto ou baixo conteúdo de Al₂O₃ (alto: Al₂O₃ > wt.15%, Barker; Arth, 1976), ou de alta, média ou baixa pressão (Moyen, 2011).

Moyen (2011), ao analisar dados de diversos “gnaisses cinza” e realizar modelagens numéricas, os separou em componentes potássicos e sódicos, sendo esses últimos categorizados como TTG (*s.s.*). Além disso, Moyen percebeu que dentre os TTG (*s.s.*), havia variações geoquímicas que implicavam fontes com assembleias mineralógicas distintas, refletidas em diferentes pressões (e profundidades) de fusão parcial (FIG. 13). Os TTGs de alta pressão possuem teores relativamente mais elevados em Sr, Al e Na e baixos em Y e ETRP, sugerindo uma fonte eclogítica portadora de rutilo, no campo de estabilidade da granada e clinopiroxênio, os quais tendem a reter Y e ETRP e a não agregar tanto Sr, Al e Na quanto resíduos estáveis em outras pressões (FIG. 13). Em contraponto, os de baixa pressão teriam seu *melt* gerado pela fusão de anfibolitos, em pressões < 10 kbar, no campo de estabilidade de plagioclásio, orto e clinopiroxênio, com retenção de parte do Sr, Al e Na, tornando o magma relativamente empobrecido em ambos e sem empobrecimento em Y e ETRP, visto que não foram retidos pela granada. Nesse sentido, os TTGs, com características intermediárias entre os de alta e baixa pressão, foram classificados como de média pressão (FIG. 13).

Seguindo essa linha de raciocínio, as características geoquímicas e isotópicas dos TTGs possibilitam determinar, mesmo que de modo aproximado, a assembleia mineralógica da fonte e consequentemente as possíveis condições de pressão e temperatura nas quais essas fases minerais são estáveis. Utilizando-se dessas variáveis, diversos modelos foram propostos ao longo do tempo para a origem dos TTGs.

Figura 13 – Classificação de TTG de acordo com as condições de pressão. a) Distribuição de TTG de baixa (LP), média (MP) e alta (HP) pressão em diagrama Sr vs Y. b) Representação esquemática da relação da profundidade e composição da rocha-fonte e rochas geradas. O aumento da profundidade e pressão (eixo das ordenadas) implica na geração de granitoides ricos em Sr, Na e Al e pobres em Y e HREE, enquanto fontes mais diferenciadas resultam em granitoides com alto K, Rb e Th (eixo das abscissas). O campo superior direito representa rochas formadas a partir de uma fonte enriquecida e profunda, as quais possuem raras evidências de ocorrência.



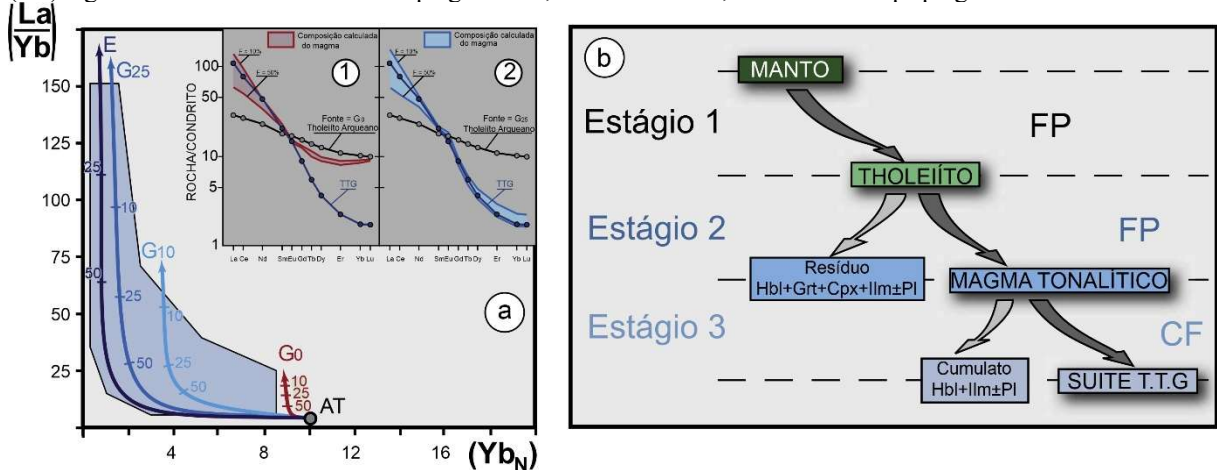
Fonte: extraído e modificado de Ding *et al.* (2024) e Moyen (2011).

Uma dessas proposições seria a cristalização fracionada de um magma basáltico com geração de cumulos com plagioclásio e hornblenda (Arth; Barker, 1979), mas que necessitaria de um alto grau de cristalização fracionada. Alternativamente, a fusão do manto metassomatizado implicaria em baixos graus de fusão parcial (Peterman; Barker, 1976), mas não explicaria o padrão de ETR característico dos TTGs. Por outro lado, a fusão parcial de grauvacas arqueanas resultaria no padrão de ETR observado, mas não nos teores dos elementos maiores (como o caráter sódico) e certos elementos traço (Martin, 1994). Por fim, o modelo mais aceito e corroborado por diversos estudos (Lacerda *et al.*, 2024, 2026; Lopes *et al.*, 2024; Moyen; Martin, 2012; Moyen; Stevens, 2006 e referências contidas), envolve a fusão parcial de basaltos hidratados, gerando um magma análogo ao de TTG sódicos (FIG. 14a).

Em linhas gerais, a gênese de TTGs pode ser simplificada em um modelo de 3 estágios (FIG. 14b). Inicialmente uma fonte mantélica passa por fusão parcial e dá origem a um basalto tholeiítico. Em seguida, o basalto também passa por fusão parcial, gerando um magma tonalítico e um resíduo de mineralogia variada (FIG. 14b). Por fim, o magma gerado no 2º estágio pode passar, ou não, por cristalização fracionada (gerando cumulos com Plg+Hbl) e cristalizar uma rocha da associação TTG (Moyen; Martin, 2012). Embora esse modelo seja bem conhecido e testado, o ambiente tectônico em que as condições necessárias são atingidas ainda é uma questão em debate. Como destacado acima, os fatores necessários para geração de TTG

são: existência de uma fonte basáltica tholeiítica hidratada (1), que chegue a pressões no campo de estabilidade da granada (2), em uma estruturação que possibilite interações do magma com peridotitos (3) (Moyen, 2011; Moyen; Martin, 2012; Moyen; Stevens, 2006; Rapp et al., 2010).

Figura 14 – a) Modelagens petrogenéticas em diagrama $(La/Y)_N$ vs Yb_N . Tholeiíto Arqueano (AT) transformado em anfibolito sem granada (G0) e com diferentes proporções de granada (G10 e G25) e eclogito (E); valores de 10, 25 e 50 indicam o grau de fusão parcial. a1- Padrão de ETR modelado para G0; a2 – Padrão de ETR modelado para G25. b) Modelo de 3 estágios para geração de suítes TTG, passando pela fusão parcial (FP) do manto e posteriormente de máficas tholeiíticas, em que o magma tonalítico gerado pode passar por cristalização fracionada (CF) e gerar cumulos de anfibólio e plagioclásio; hbl-hornblenda, ilm-ilmenita e pl-plagioclásio.

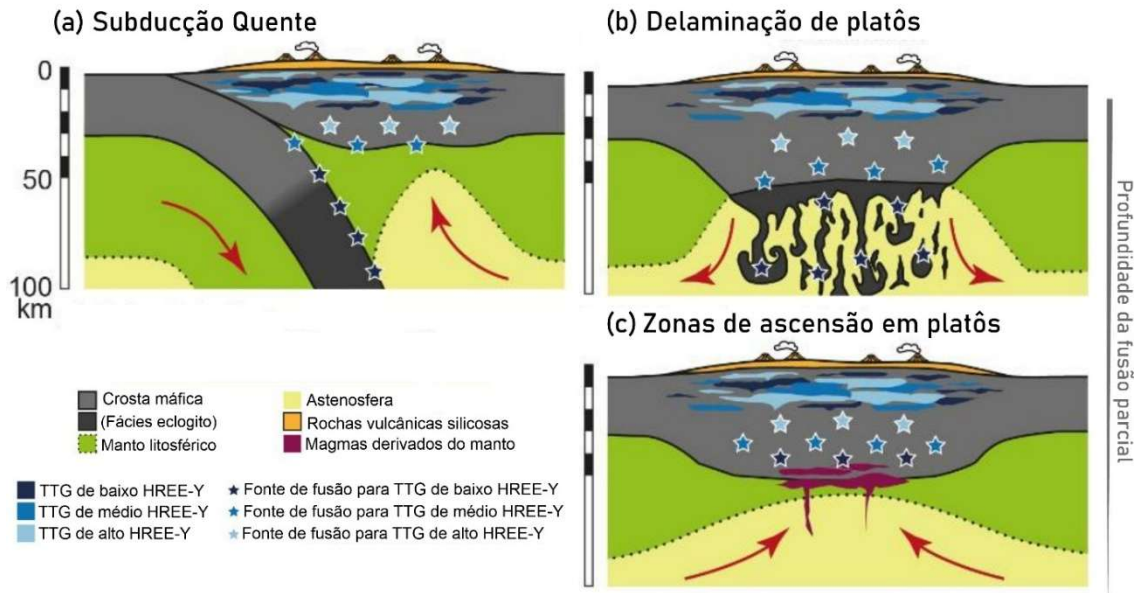


Fonte: extraído e modificado de Moyen; Martin (2012).

Esses “ingredientes” podem ser obtidos em diferentes contextos, como em uma zona de subducção quente (*hot subduction*, Martin, 1986) embora tal aspecto pressuponha a atuação de da tectônica de placas durante o Arqueano, em que a crosta oceânica hidratada atingiria profundidades tais que seria possível a geração de um *melt* TTG (FIG. 15a). Alternativamente, na ausência de tectônica de placas, possíveis zonas de ascensão e acumulação de material mantélico formariam platôs, contexto em que rochas basálticas poderiam fundir em sua porção mais inferior (~40 km) (FIG. 15c) e interagir com o manto (Smithies et al., 2019). Além disso, a base desses platôs poderia passar por delaminação, com porções de rochas máficas hidratadas afundando no manto, atingindo grandes profundidades e interagindo com peridotitos (Smithies et al., 2019) (FIG. 15b).

Mesmo que os análogos modernos de TTG (adakitos de alta-Si) se formem em arcos de ilha (Martin et al., 2005), Martin et al. (2014) sugerem que a subducção de crosta oceânica do tipo MORB não poderia formar TTGs em decorrência de dois fatores principais: a fusão parcial de basaltos desse tipo não refletiria adequadamente a geoquímica de TTG e que zonas de subducção produziriam magma continuamente, enquanto o crescimento crustal poderia ser entendido como episódico.

Figura 15 – Possíveis ambientes de formação de rochas da associação TTG. a) Modelo de subducção quente, associado ao alto gradiente geotérmico do planeta durante o Arqueano, que possibilitaria fusão parcial da crosta subductada. b) Modelo geotectônico em que a porção inferior de platôs oceânicos afundariam no manto. c) Proposta em que a base de platôs oceânicos fundiria devido a ascensão da astenosfera fornecendo calor.



Fonte: extraído e modificado de Laurent *et al.* (2024).

De fato, os autores advogam que platôs oceânicos originados pela ação de plumas mantélicas e posteriormente subductados em limites convergentes explicariam a ocorrência episódica e as assinaturas geoquímicas de TTGs. Os TTGs podem ter se formado em todos esses (e outros, Laurent *et al.*, 2024) cenários, ou em apenas um deles, os quais podem ter operado simultaneamente ou sucessivamente ao longo do tempo geológico (Lacerda *et al.*, 2026; Laurent *et al.*, 2024; Moyen; Martin, 2012).

3.2.1 Mineralogia acessória

Os minerais acessórios tendem a ter granulação fina e perfazem proporções inferiores a 5% nas rochas ígneas e metamórficas, não sendo utilizados para denominação dos litotipos (*e.g.* Le Maitre, 2002). Entretanto, esses minerais podem registrar sucessivos eventos magmáticos-metamórficos, se caracterizando como pequenas cápsulas do tempo (González-Esvertit *et al.*, 2025). Dentre os principais minerais acessórios estudados destacam-se o zircão, apatita, titanita, rutilo, monazita, xenotima, allanita, baddeleyita e granada, os quais, por meio de informações texturais, química mineral e isotópicas, permitem amplas aplicações petrológicas (Van Schijndel *et al.*, 2024 e referências contidas). Em granitoides do tipo TTG, os minerais acessórios mais comuns são zircão, apatita, titanita, epidoto e titanomagnetita (Moyen; Martin, 2012), os quais contribuem para o entendimento acerca da composição e evolução crustal, auxiliando em modelagens, geocronologia e termobarometria (Van Schijndel *et al.*, 2024;

Volante et al., 2024). A utilização de tais minerais como ferramentas petrogenéticas tem aumentado exponencialmente (e.g. Nasdala et al., 2017), principalmente em decorrência do desenvolvimento de equipamentos, técnicas e métodos analíticos cada vez mais precisos e abrangentes.

Como grande parte das interpretações sobre fonte e ambiente tectônico de TTGs se baseiam em geoquímica, como por exemplo no fracionamento de ETR (e.g., La/Yb), é válido destacar que enquanto o Sr é compatível com plagioclásio, o La é incorporado por minerais acessórios como monazita, apatita, titanita e epidoto; Yb e Y principalmente por granada, mas também por outros minerais como apatita, titanita e zircão. Em outras palavras, razões como Sr/Y e La/Yb podem ser influenciadas pela presença e abundância de minerais geralmente tidos como acessórios (Ding et al., 2024 e referências contidas). Atualmente, o zircão é o mineral acessório mais utilizado no estudo de TTG, tanto para geocronologia, seja para idade de cristalização ou de metamorfismo, quanto para geoquímica isotópica (Van Schijndel *et al.*, 2024 e referências contidas). A seguir, serão descritas algumas aplicações petrogenéticas do zircão, epidoto, titanita e apatita, por meio de observações texturais ou através de química mineral.

Zircão

O zircão é um nesossilicato de zircônio (ZrSiO_4), que também pode conter U, Th, Pb, Hf e ETR em sua estrutura (Hoskin, 2003). Tem sistema tetragonal, sendo um mineral resistente a processos químicos e físicos, amplamente utilizado em várias esferas das geociências. É um bom geocronômetro devido a sua alta temperatura de bloqueio, por meio dos isótopos de U-Pb (Davis, 2003 e referências contidas), auxiliando na obtenção de idades de cristalização (Noce et al., 1998; Seixas et al., 2013; Teixeira et al., 2015), metamorfismo (Ávila et al., 2014b; Lana et al., 2013; Noce, 2000), ou de núcleos herdados, possivelmente associado a fonte de extração magmática (Moreira et al., 2018), possibilitando inferências sobre a evolução geológica de uma região, assim como correlações entre processos locais e eventos globais (Heilbron et al., 2017; Palin et al., 2020 e referências contidas).

A morfologia e textura dos grãos de zircão permitem a diferenciar zircões ígneos e metamórficos, o que auxilia a interpretação do significado geológico das datações realizadas (FIG. 16). Zircões geralmente formam cristais prismáticos biterminados, com razão comprimento/largura entre 1 e 5, no geral refletindo a taxa de cristalização do grão (quanto maior, mais rápida) (Corfu et al., 2003). Zircões magmáticos tendem a ser zonados, com variações químicas internas, enquanto os metamórficos variam de homogêneos àqueles com

domínios difusos. Zircões herdados normalmente ocupam o núcleo dos grãos, com coloração distinta do halo magmático zonado sobrecrecido ao seu redor (Corfu et al., 2003). Combinado às observações texturais, a razão Th/U pode auxiliar na distinção da natureza do cristal, com os ígneos tendo razões entre 0,2-0,8 e metamórficos $<0,1$ ou $>1,0$ (Kirkland et al., 2015).

Figura 16 – Imagens de catodoluminescência para observação de morfologia e spots de datação U-Pb em zircões de corpos do CM.



Fonte: extraído e modificado de Teixeira *et al.* (2015).

Pupin (1980) propôs uma classificação de granitoides que tem como base a tipologia de zircões, avaliando o desenvolvimento das faces prismáticas $\{100\}$ e $\{110\}$ e das faces piramidais $\{101\}$, $\{211\}$ e $\{301\}$. A relação entre essas faces cristalinas possibilita a classificação do zircão com base em 64 tipologias tabeladas (FIG. 17a), além de possíveis subdivisões no caso do desenvolvimento de faces $\{112\}$, $\{321\}$, $\{311\}$, $\{511\}$ e $\{001\}$. Pupin sugere que a morfologia dos grãos estaria relacionada a 2 fatores principais, a razão $Al/(Na+K)$ para as faces piramidais e a temperatura para as prismáticas. As faces piramidais $\{211\}$, $\{101\}$ e $\{301\}$ se desenvolvem melhor em rochas aluminosas, alcalinas e peralcalinas, respectivamente, enquanto o prisma $\{100\}$ é mais observado em zircões de alta temperatura e $\{110\}$ em baixa temperatura (Pupin, 1980). Com base na investigação dos zircões de uma rocha, define-se um *trend* de evolução tipológica (TET), comparável a outros *trends* estabelecidos (FIG. 17b), possibilitando uma classificação de 1 a 7, em que cada classe remeteria a uma fonte distinta (FIG. 17c).

A construção do TET se baseia na análise estatística da população de zircões previamente classificada. A fim de realizar tal análise é preciso verificar as distribuições de frequência de IA em função de IT, ou seja, os parâmetros estatísticos de IA com base em intervalos de IT específicos. Em outras palavras, ao analisar diferentes intervalos de temperatura, de modo decrescente, tem-se uma representação da sequência evolutiva do sistema magmático, do ponto de vista térmico, em conjunto com as variações de IA correspondentes.

Fixada uma classe de IT, considera-se apenas o subconjunto de zircões pertencentes a essa classe, a partir do qual se constrói a distribuição condicional de IA. Do ponto de vista petrogenético, ele permite analisar como o balanço aluminosidade–alcalinidade do magma se expressa em um estágio específico da cristalização, isto é, de temperatura. Em seguida, calcula-se a esperança condicional de IA para cada classe de IT, definida como a soma dos valores de IA ponderados por suas frequências condicionais, como na seguinte equação:

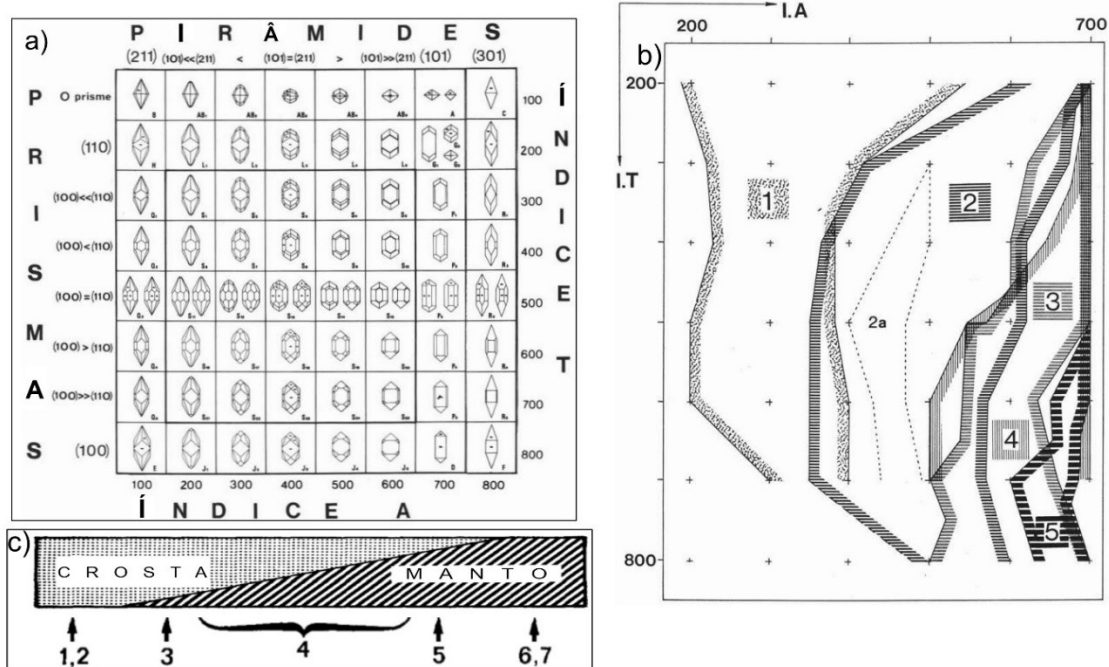
$$E(IA|IT_j) = \frac{\sum_{i=100}^{800} IA_i * n_{i,IT_j}}{\sum_{i=100}^{800} n_{i,IT_j}}$$

Tal valor representa o centroide estatístico da distribuição de IA naquela classe de IT e constitui um estimador robusto do comportamento médio da população em cada estágio da cristalização.

Com isso, são obtidos pontos no diagrama IA-IT, dados por (IA(IT), IT), e ao conectar tais pontos, obtêm-se o TET propriamente dito, refletindo simultaneamente a evolução térmica e composicional do sistema. A inclinação de cada segmento do TET fornece uma medida direta da intensidade com que o balanço composicional do magma se modifica ao longo da cristalização, permitindo identificar regimes de evolução contínua, mudanças abruptas associadas à mistura de magmas ou injeções térmicas, assim como possíveis inversões relacionadas a sistemas multiepisódicos. Nesse contexto, Pupin (1988) investigou e construiu TETs característicos para diferentes tipos de rocha, consolidando o método baseado na tipologia do zircão como uma técnica relativamente simples e de baixo custo para estudos petrogenéticos.

Embora a proposta de Pupin (1980) tenha sido debatida por outros autores, alegando que a morfologia do cristal variava durante o seu crescimento, fazendo com que sua forma refletisse apenas os estágios finais de cristalização, em função da saturação em Zr, cinemáticas de difusão e adsorção (Benisek; Finger, 1993; Vavra, 1990), a metodologia de Pupin tem sido usada. Martins e colaboradores (2014) aplicaram o método em granitoides Variscos em Portugal, apresentando boa acurácia e correlação com as interpretações obtidas através de estudos isotópicos. Essa sistemática não tem sido amplamente aplicada em TTGs, carecendo de estudos que testem sua assertividade nesse contexto.

Figura 17 – Metodologia de Pupin. a) Diversas tipologias de zircão tabeladas, relacionadas ao desenvolvimento de prismas e pirâmides. b) *Trends* de evolução tipológica para diferentes grupos de granitoides de origem crustal: (1) granitoides de origem crustal, (2) granitoides cálcio-alcálicos (2a) de alto K, (3) granitoides subalcalinos, (4) granitoides alcalinos *subsolvus*, (5) granitoides alcalinos *hipersolvus*. I.A – índice A; I.T – índice T. c) Classificação quanto a fonte da rocha de acordo com os *trends* de evolução tipológica.



Fonte: extraído e modificado de Pupin *et al* (1980, 1988).

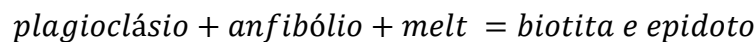
Epidoto

Epidoto (*s.s*) é um mineral que faz parte de um grupo homônimo, composto por sorossilicatos monoclinicos (Armbruster *et al.*, 2006; Schmidt; Poli, 2004), de fórmula $(A1A2)(M1M2M3)O_4[Si_2O_7][SiO_4]O_{10}$, em que $A1=Ca$ e Mn^{2+} ; $A2=Ca$, Y, REE, Sr, Pb e Th; $M1=Al$, Fe^{3+} , Mn^{3+} e Cr; $M2=Al$; $M3=Al$, Fe^{3+} , Mn^{3+} , V, $Fe^{2+}Mn^{2+}$, Mg e Cr. O mineral epidoto presente em rochas ígneas é a variedade $Ca_2(Al_2Fe^{3+})[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$ (Franz; Liebscher, 2004). Embora já tivesse sido identificado em rochas magmáticas no começo do século XX (Cornelius 1915 em Schmidt; Poli, 2004), foi apenas após as investigações sobre epidotos ígneos de Zen; Hammarstrom (1984) que se consolidaram tais ocorrências, anteriormente muitas vezes atribuídas a processos metamórficos.

O avanço do conhecimento sobre a origem primária desse mineral, possibilitou seu entendimento como um mineral sensível a pressão, através de estudos experimentais em diferentes tipos de magma, dentre eles TTG (Brandon; Creaser; Chacko, 1996; Schmidt; Poli, 2004; Schmidt; Thompson, 1996). Com isso, o epidoto primário tem sido utilizado para restringir condições de pressão, fugacidade de oxigênio (fO_2) e taxa de ascensão e exumação

em plútons de diversas idades ao redor do mundo (Cunha et al., 2021; Nagar; Korakoppa, 2014; Sial et al., 1999; Silva et al., 2020; Silva, 2025).

As condições de estabilidade do epidoto variam com a pressão, fO_2 e composição química geral, numa faixa entre 6 e 10 kbar em magmas tonalíticos, aumentando o campo de estabilidade em condições de fO_2 mais oxidantes (Schmidt; Poli, 2004; Schmidt; Thompson, 1996). Se durante a cristalização houver variações de P-T- fO_2 , o epidoto pode passar por dissolução, sendo controlado pela equação (Sial et al., 1999):



Essa equação pode ser ponderada no caso da cristalização concomitante de biotita e epidoto, embora o epidoto possa se cristalizar de maneira precoce ou tardia a depender da pressão (Schmidt; Poli, 2004), sendo de suma importância a consideração de critérios texturais. Quando o epidoto cristaliza em conjunto com a biotita, são observadas texturas que indicam equilíbrio entre essas fases (*e.g.*, contato retos, grãos euédricos), enquanto os contatos com plagioclásio e anfibólio tendem a ser difusos e com feições de reação. Essa trama permite a ocorrência de cristais de epidoto automórficos e xenomórficos a depender da relação entre as fases; além disso, cristais hipidiomórficos retratam porções preservadas e dissolvidas, possibilitando a comparação do cristal bem formado com a parte que reagiu (Cunha et al., 2021; Sial et al., 1999). Ao comparar a parte bem formada e a dissolvida em um mesmo cristal, pode-se medir o tamanho da zona de dissolução (d_z) (FIG. 18).

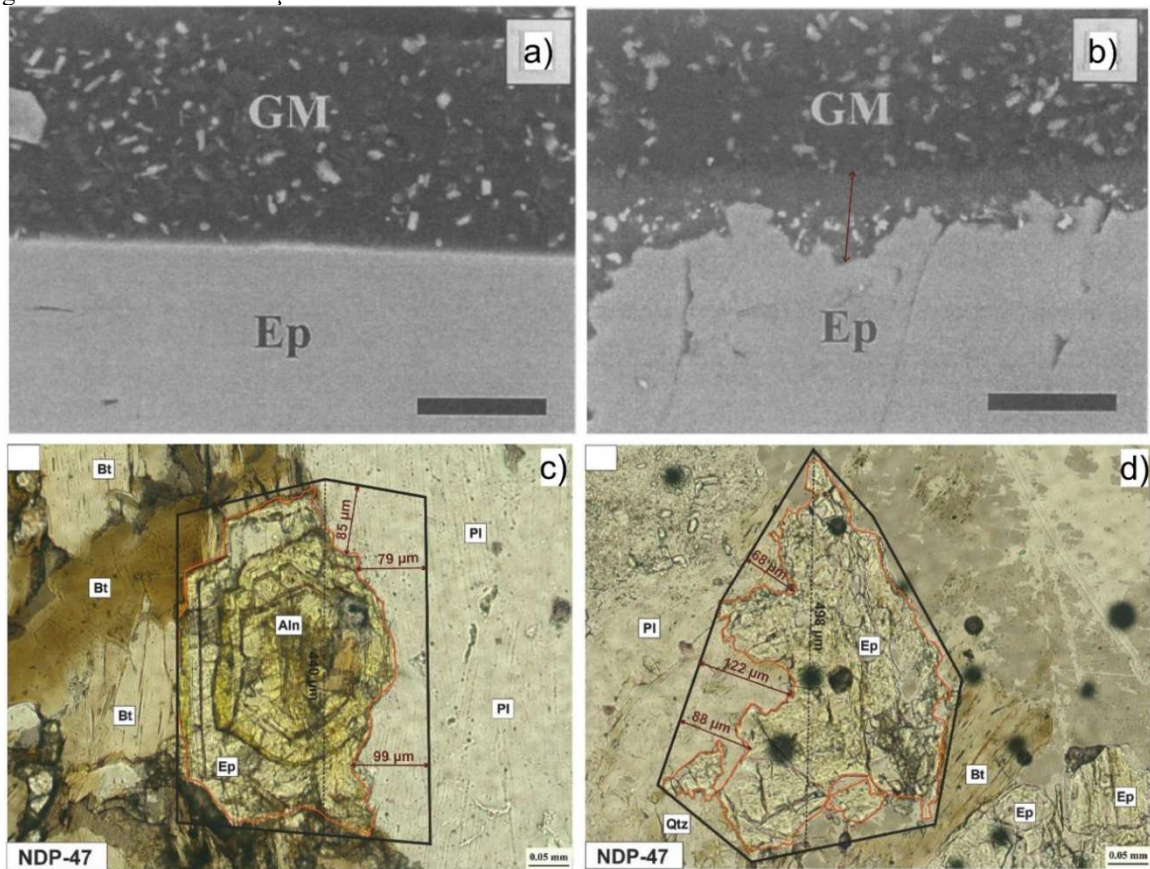
Brandon; Creaser; Chacko, (1996) definiram experimentalmente, com base na cinética de dissolução do epidoto (FIG. 18a e 18b), uma equação que relaciona d_z e o tempo de dissolução parcial (t):

$$t = \frac{d_z^2}{5 * 10^{-17}}$$

Conhecendo-se a profundidade em que o epidoto começou a se formar e a profundidade final de colocação, é factível o cálculo da taxa de transporte do magma, culminando em inferências diversas, por exemplo se a colocação foi via diques ($\sim 10^{-3}$ m/s) ou por diapirismo ($\sim 10^{-8}$ m/s) (Petford, 1996; Weinberg; Podladchikov, 1994). As profundidades são relacionadas às pressões, sendo a pressão inicial convencionada em 10 Kbar, com início da cristalização do epidoto, e a pressão final calculada com base em algum geobarômetro, comumente Al em hornblenda (Reverdatto et al., 2018 e referências contidas).

A metodologia descrita para o epidoto tem sido cada vez mais utilizada e demonstra a importância da análise textural, a qual pode fornecer informações petrogenéticas valiosas (Cunha et al., 2021; Silva et al., 2020; Silva, 2025). É importante assegurar que os cristais analisados tenham de fato uma origem magmática, geralmente euédricos e subédricos com hábitos prismáticos a hexagonais, associados a outros minerais primários, núcleos de allanita e contatos irregulares com quartzo/feldspato (Dawes; Evans, 1991; Schmidt; Poli, 2004). Critérios químicos também auxiliam nessa caracterização, em que epidotos produto de alteração de plagioclásio tem $<Ps_{24}$ (Ps: proporção de pistacita), e os que se alteram de biotita tem Ps_{36} - Ps_{48} (Dawes; Evans, 1991; Tulloch, 1979). Em outras palavras, o epidoto magmático tem Ps_{25} - Ps_{33} , além de geralmente apresentar $TiO_2 < 0,137$ wt.% (Sial et al., 1999; Silva, 2025).

Figura 18 – Fotomicrografias de epidoto magmático. a) Experimento em que o epidoto está estável com o magma granítico (GM) em altas pressões. b) Diminuição da pressão e reação do epidoto. c) e d) Exemplos naturais de epidoto parcialmente dissolvido, relacionado a variações de pressão. Setas vermelhas indicando a largura das zonas de dissolução.

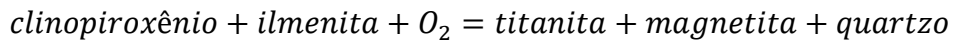


Fonte: extraído e adaptado de Brandon; Creaser; Chacko (1996) (a, b) e Cunha et al. (2021) (c, d).

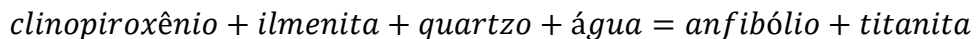
Titanita

Titanita é um nesossilicato de cálcio e titânio (CaTiSiO_5) do sistema monoclinico, encontrado em diversos granitoides, podendo ter origem ígnea, metamórfica ou hidrotermal (Frost; Chamberlain; Schumacher, 2001; Kohn, 2017). O Ca pode ser substituído por ETR, bem como por U, Th, Mn, Na, Mg e Pb; por outro lado, o sítio do Ti geralmente é substituído por Fe ou Al, mas também ocorrem substituições por Zr, Ta e Nb (Frost; Chamberlain; Schumacher, 2001 e referências contidas). Diferentemente de outros acessórios (*e.g.*, zircão), esse mineral pode registrar processos hidrotermais, se alterando ou cristalizando com a percolação de fluídos, revelando características composicionais e de temperatura dos fluídos em questão (Słaby et al., 2021). Além disso, a textura desse mineral pode refletir diferentes gerações do cristal, que em conjunto com estudos geoquímicos, auxilia na reconstrução da evolução P-T, $f\text{O}_2$ e composicional do sistema petrogenético (Bruand; Storey; Fowler, 2014; Lacerda, 2025; Laurent et al., 2017).

Geralmente ocorre nos estágios finais da cristalização, embora também possa estar presente como uma das fases iniciais (Frost; Chamberlain; Schumacher, 2001; Henze et al., 2023; Kohn, 2017). Sua estabilidade está relacionada com a fO_2 do magma, em condições mais oxidantes, se formando ao invés de ilmenita. A principal reação mineralógica que controla a formação de titanita em granitoides é (Kohn, 2017):

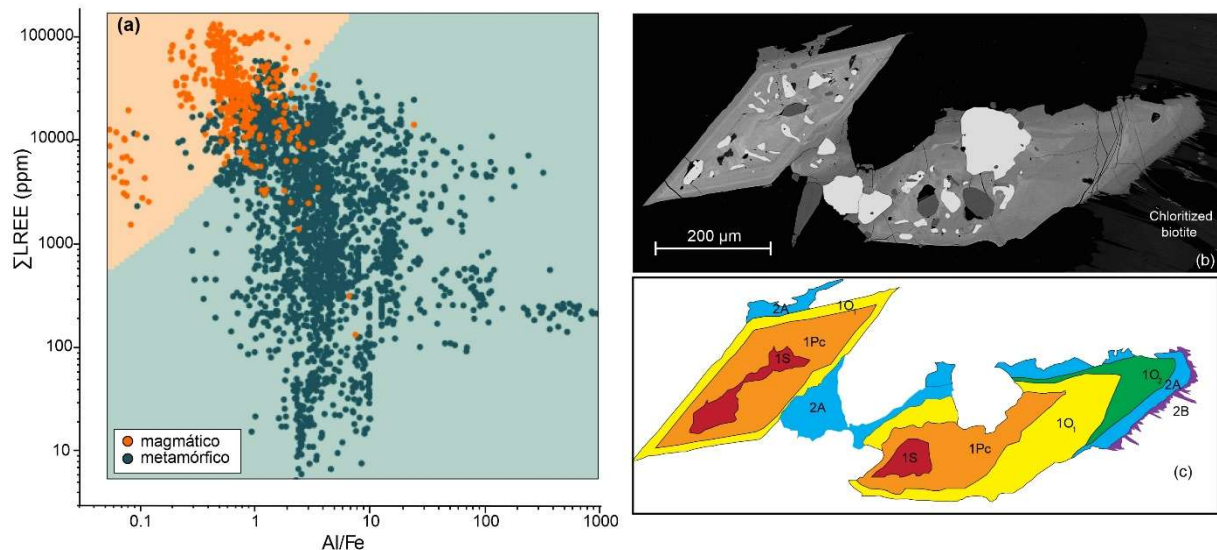


Outro fator importante é a atividade de água no magma (Frost; Chamberlain; Schumacher, 2001; Kohn, 2017), gerada por exemplo pela acumulação de H_2O devido a cristalização de fases anidras (e.g., piroxênios) durante o resfriamento do sistema, processo controlado pela seguinte reação:



Scibiorski; Cawood (2022) apresentaram análise estatística de dados de diversas titanitas ao redor do mundo e demonstraram a utilização da razão Al/Fe e da soma dos ETRL para diferenciação entre titanitas ígneas e metamórficas, corroborando outros estudos análogos como de Kowallis et al. (2022) (FIG. 19a). Titanitas metamórficas cristalizam em maior pressão se comparada às ígneas, e há uma maior tendência pela substituição de Al com maiores pressões, fazendo com que os cristais dessa natureza tenham razão Al/Fe mais alta e os de origem ígnea mais baixa (Scibiorski; Cawood, 2022 e referências contidas). A disponibilidade de ETRL no ambiente metamórfico é limitada, associada aos fluídos metamórficos e retirada de minerais pré-existent, enquanto no magma a titanita tende a formar-se tardiamente, estágio em que há uma concentração de ETR no *melt* residual. Para além disso, Scibiorski; Cawood (2022) propõem parâmetros para classificação quanto a rocha fonte do cristal (máfica, fêlsica, paragnaisse ou calciossilicática), de grande utilidade em estudos petrológicos. Para tal, é imprescindível a investigação textural dos cristais (FIG. 19b). Os cristais primários geralmente são euédricos de hábito losangular, inclusos em fases tardias ou intersticiais e com zonamento oscilatório, enquanto os metamórficos tendem a ser anédricos a subédricos com formatos mais ovalados, zonamento difuso e associado a paragêneses metamórficas (e.g., biotitas cloritizadas) (Henze et al., 2023; Kowallis et al., 2022).

Figura 19 – a) Diagrama de diferenciação entre titanitas magmáticas e metamórficas, baseado na razão Al/Fe e na soma de ETRL (Σ LREE). Exemplo de texturas em cristais de titanita, com imagem de elétrons retroespalhados (b) e desenho esquemático (c); porção ígnea com hábito losangular (1S, 1Pc e 1O) e sobrecrecimento metamórfico/hidrotermal (2A e 2B), ver Henze *et al.*, 2023 para mais explicações.



Fonte: extraído e adaptado de Henze *et al.* (2023) e Scibiorski; Cawood, (2022).

Vieira (2019) analisou titanitas em granitoides paleoproterozoicos da Suíte Alto Maranhão (SAM), integrando observações petrográficas, microestruturais e análises químicas para compreender seu papel na evolução magmática. As titanitas foram encontradas em duas associações principais, incluídas em biotita ou hornblenda, muitas vezes ao longo das clivagens, ou associadas a minerais opacos, como ilmenita, com variações de euédricas a anédricas. A caracterização química foi realizada por microsonda eletrônica, em que dados de TiO_2 , FeO , Al_2O_3 e F permitiram a distinção entre titanitas ígneas de possíveis fases hidrotermais. Os resultados indicaram composições compatíveis com cristalização sob alta fugacidade de oxigênio, em regime subsolidus, durante os estágios finais de cristalização do magma cálcio-alcalino, enquanto aquelas associadas aos planos de clivagem de biotita podem estar relacionadas a exsolução de Ti (Vieira, 2019; Vieira; Gonçalves; Gonçalves, 2020).

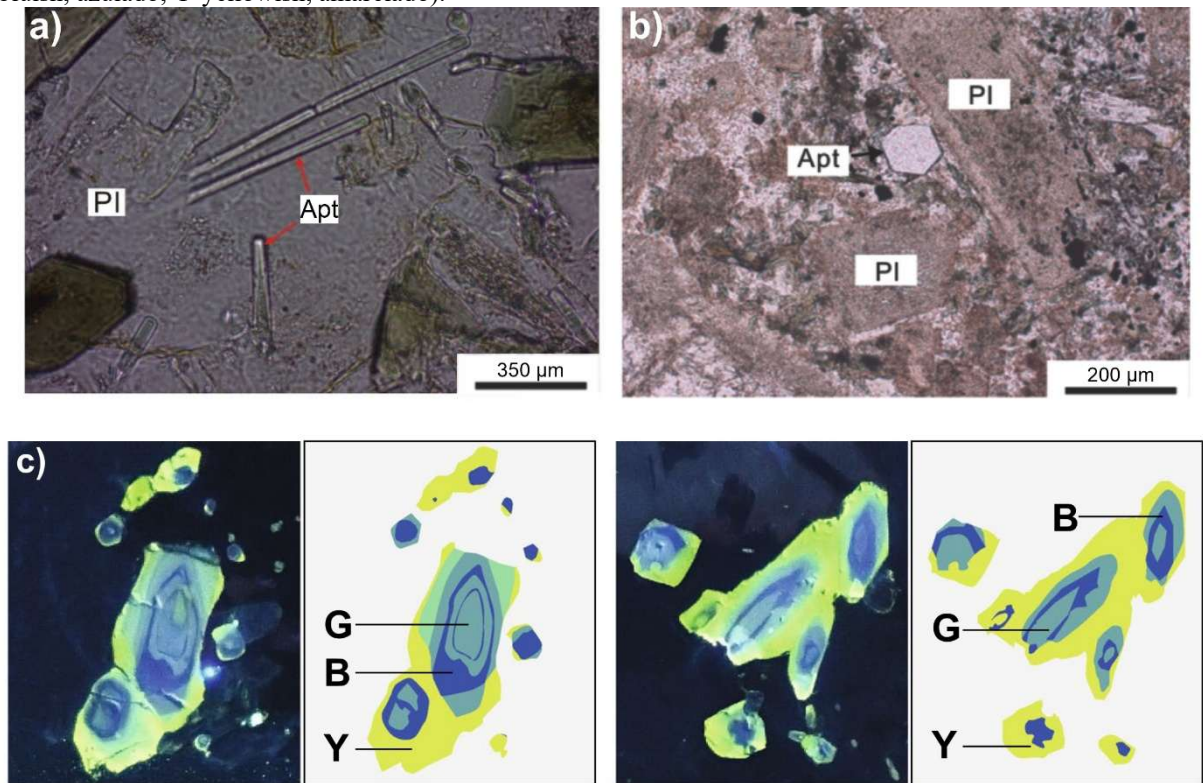
Apatita

Apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$) é um mineral do sistema hexagonal, faz parte de um grande grupo de fosfatos, geralmente encontrada na forma de fluorapatita, podendo incorporar diversos ETR, U, Th, Y, Sr, Na, K, Mn, Pb, Ba, V e As em sua composição (Piccoli; Candela, 2002; Sha; Chappell, 1999). Sua ampla ocorrência como mineral acessório em rochas ígneas levou a investigações aprofundadas, se mostrando útil na identificação de processos magmáticos como mistura de magmas e variações nas condições P-T, $f\text{O}_2$, cronologia de

cristalização e fonte de magmas (Bruand; Storey; Fowler, 2014; Farias, 2025; Fonseca et al., 2025; Lacerda, 2025; Li et al., 2024).

Em termos petrográficos, assume-se que cristais com formato acicular passaram por resfriamento rápido, enquanto os equantes (equidimensionais) (FIG. 20a e 20b) tiveram uma cristalização relativamente mais lenta (Piccoli; Candela, 2002). Os cristais podem apresentar-se zonados ou homogêneos, geralmente refletindo variações químicas (FIG. 20c).

Figura 20 – a) Fotomicrografia de apatita acicular, b) apatita equante euédrica (Apt: apatita, Pl: Plagioclásio). c) Imagens de catodoluminescência em cristais de apatita e identificação de zonamento (G-greenish, esverdeado; B-bluish, azulado; Y-yellowish, amarelado).



Fonte: extraído e modificado de Li *et al.* (2024) (a), Cao et al. (2012) (b) e Laurent *et al.* (2017) (c).

Ao estudar apatitas e titanitas do ponto de vista textural e químico, Bruand e colaboradores (2014) perceberam evidências de mistura de magmas, levando em consideração a variação de ETR em diferentes zonas dos cristais, com aumento de ETR não esperado para uma sequência comum de cristalização. De fato, o coeficiente de distribuição de ETR entre apatita/melt aumenta em magmas mais félsicos em relação aos máficos (Bruand; Storey; Fowler, 2014; Prowatke; Klemme, 2005).

Fonseca *et al.* (2025), por sua vez, investigaram a química de apatitas em sanukitoides do Cráton Amazônico e sugeriram que as diferenças nas concentrações de ETR e Sr/Y nos

cristais refletiam diferentes graus de metassomatismo da fonte mantélica parental, advogando uma origem co-genética, mas não co-magmática para os granitoides Arqueanos.

Embora os minerais acessórios detalhados acima sejam comumente encontrados em rochas ígneas, o estudo em TTGs é relativamente pouco desenvolvido (Slaby *et al.*, 2021; Fonseca *et al.*, 2025), principalmente se o foco e interpretações principais são acerca da textura e trama das rochas (Cunha *et al.*, 2021). Esses minerais são utilizados como geocronômetros e geotermobarômetros, além de possuírem sistemas isotópicos que servem como valiosos traçadores petrogenéticos, como por exemplo a própria variação composicional intracristal que fornece informações sobre a evolução do sistema magmático ao longo do processo de cristalização.

Rollinson (2021) sugeriu que nem todos TTGs representam o magma primário (fruto da fusão parcial de uma fonte máfica) e por consequência não refletiriam características da fonte. Com isso, o autor indica que em alguns casos há cristalização fracionada de anfibólio (geralmente hornblenda) e plagioclásio, observado nos *trends* do diagrama Ab-Na-Or e em *plots* de SiO_2 x K_2O , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$. Em contrapartida, Ding *et al.* (2024) demonstraram que a variedade composicional do plúton TTG Stolzberg na África do Sul é decorrente da cristalização fracionada de minerais acessórios e não de distinções quanto à fonte máfica dessas rochas. De fato, Moyen; Martin (2012) destacam a importância das investigações petrológicas no que tange à mineralogia e textura de TTG, as quais podem fornecer informações relevantes que refletem em diferentes padrões geoquímicos. Por fim, o estudo combinado dos acessórios destacados, quando presentes nos granitoides TTG, pode restringir condições de P-T, composição, $f\text{O}_2$ e $f\text{H}_2\text{O}$ para história evolutiva do magma.

3.2.2 Mineralogia acessória de TTGs do CM

Diversas unidades litodêmicas do CM são classificadas como TTG (*s.l.*), seja pelo reconhecimento de algumas das características petrográficas e geoquímicas descritas na seção 3.2 ou por distribuírem-se no campo de TTG em diagramas de discriminação geoquímica (Apêndice I) (ver Laurent *et al.*, 2014; Moyen; Martin 2012).

Em relação aos minerais acessórios, os autores descrevem o epidoto como secundário na maioria dos corpos, sendo que apenas para o granodiorito Lajedo (Teixeira; Ávila; Nunes, 2008) e para SLD (Lopes, 2025; Silva, 2025) ele é descrito como um mineral primário (Tabela 5). A depender da unidade, a titanita é tida como acessória ou secundária, embora não sejam apresentadas fotomicrografias e descrições detalhadas sobre sua ocorrência, visto que não é o objetivo principal dos trabalhos analisados (Tabela 5). Destaca-se a caracterização de titanita

primária na SRC (Moreira et al., 2018; Moreira, 2019). Já o zircão e apatita são sempre entendidos como minerais acessórios primários, com sua ampla utilização para fins geocronológicos e isotópicos, como já discutido (Tabela 5).

A ocorrência de alguns dos minerais acessórios nos TTG do CM pode ser posteriormente utilizada em conjunto com parâmetros químicos de cada unidade, como a correlação entre a presença dessas fases e Sr/Y ou La/Yb (Ding *et al.*, 2024), assim como comparar, à luz da mineralogia acessória, as interpretações petrogenéticas de alguns dos corpos com aquelas que aqui serão obtidas.

Tabela 5 – A mineralogia de algumas das unidades litodêmicas do CM com afinidade TTG. 1) Silva et al., 2020a; 2) Barbosa et al., 2019; 3) Seixas; David; Stevenson, 2012; 4) Nalini Júnior et al., 2007; 5) Teixeira; Ávila; Nunes, 2008; 6) (Lopes, 2025); 7) (Silva, 2025); 8) Barbosa et al., 2015; 9) Teixeira et al., 2015; 10) Baltazar; Goulart; Loimbello, 2021; 11) Avila et al., 2014; Abreviações de acordo com Whitney; Evans (2010). *Dados geoquímicos indisponíveis.

Corpos	Mineralogia			Idade (Ga)	Ref.
	Essencial	Acessória	Secundária		
Cassiterita	Plg - Qtz - Bt - Mc	Zrn - Opq - Aln - Ap - Ttn	Zo - Chl - Ep - Grt - Msc	~2,4	2
Congonhas*	Plg - Qtz - Bt - Kfs - Msc	Zrn - Ap - Ilm - Ttn - Aln	-	~2,2	3
Gnaiss Fernão Dias*	Qtz - Plg - Bt - Hbl - Mc	Opq - Ttn - Zrn	Msc - Ep - Chl	~3,2	4
Lajedo	Plg - Qtz - Bt - Mc - Ep	Ttn - Aln - Zrn - Opq	Msc - Chl	~2,2	5
Lagoa Dourada	Plg - Qtz - Bt - Hbl	Ap - Zrn - Ttn - Aln - Grt - Mag	-	~2,3	3
	Plg - Qtz - Bt - Hbl	Zrn - Ap - Aln - Ep - Ttn - Grt - Mag	-	~2,3	6, 7
Morro do Resende	Plg - Qtz - Mc - Mag	Hbl - Bt - Aln - Zrn - Ttn - Ilm - Py - Ccp	Chl - Ep - Zo - Ser - Brt - Fl	~2,2	8
Resende Costa	Plg - Qtz - Bt	Zrn - Aln - Ap - Opq	Ser - Msc - Ttn - Ep - Zo - Mc	~2,3	9
Ressaquinha	Plg - Qtz - Bt	Ttn - Ap - Rut - Zrn - Opq	Ep - Ser - Chl - Cb	~2,0	10
Ribeirão Mosquitos*	Plg - Qtz - Mc - Bt	Zrn - Aln - Ap - Ttn - Opq	Ep - Zo - Ser	~2,1	11
Serra do Camapuã*	Plg - Qtz - Bt - Hbl	Zrn - Ap - Aln - Ilm - Ttn	-	~2,1	3
Tabuões*	Plg - Kfs - Qtz - Bt	Hbl - Px - Aln - Ttn - Zrn	Ser - Chl - Ep	~2,0	4
Tiradentes*	Plg - Qtz	Bt - Mag - Ilm - Zrn - Ap - Aln - Kfs	Ttn - Msc - Ep - Zo - Tur - Chl	~2,2	10

3.2.3 Tramas ígneas e metamórficas

O reconhecimento e diferenciação entre tramas ígneas e metamórficas é de suma importância para investigação petrológica, permitindo interpretações mais robustas e assertivas sobre a história evolutiva da rocha. Além disso, o entendimento de foliações deformacionais implica na vigência de campos de tensão, enquanto foliações primárias (no caso de rochas ígneas) se associam ao fluxo magmático e mecanismos de colocação, ou seja, a processos ígneos que ocorrem durante a cristalização dos corpos. Em resumo, a caracterização e descrição das tramas observadas nas rochas, a relação entre as fases presentes e o modo de ocorrência de cada mineral, permite inferir a ordem de cristalização e provável sucessão de processos aos quais a rocha foi submetida, sejam eles ígneos, metamórficos/hidrotermais e/ou deformacionais (Passchier; Trouw, 2005; Vernon, 2000).

Vernon (2000) e Paterson; Vernon; Tobisch, (1989) destacaram algumas evidências de fluxo magmático e de fluxo em estado sólido. A ocorrência de cristais euédricos (principalmente plagioclásio e hornblenda) ou enclaves alinhados/imbricados sem deformação interna, assim como cristais intersticiais indeformados são indicativos de fluxo magmático. Por outro lado, deformação e recrystalização interna de grãos, com extinção ondulante e formação de bandas de deformação, caudas de recrystalização em porfiroclastos, ribbons de quartzo, mirmequitas, pertitas em chama (*flame*) e geminação de K-feldspatos são alguns dos aspectos que sugerem fluxo em estado sólido. Além disso, ambos trabalhos tratam de fluxo em estado submagmático, sendo um estágio entre os dois extremos supracitados, e da sobreposição entre diferentes tramas, por exemplo ao se observar um enclave orientado obliquamente a uma foliação formada por fluxo em estado sólido.

À medida que diferentes evidências de processos análogos são encontradas em conjunto e com frequência nas amostras estudadas, a confiabilidade quanto a atuação de tais processos é maior. Por fim, destaca-se novamente o papel de minerais acessórios, por exemplo, o epidoto pode ter origem magmática ou metamórfica, sendo possível diferenciá-las pela textura (e química mineral), e assim atribuir ou descartar processos secundários atuantes (vide sessão 3.2.1).

4 RESULTADOS

Este capítulo apresenta os principais resultados obtidos a partir das análises por microscopia óptica e eletrônica em lâminas delgadas da SRC, com ênfase na descrição das texturas observadas nas diferentes fases minerais. A abordagem adotada é predominantemente descritiva, visando fornecer o embasamento necessário para as discussões desenvolvidas no capítulo subsequente.

4.1 Localização dos pontos investigados e aspectos gerais da Suíte Resende Costa (SRC)

As amostras previamente selecionadas e disponíveis no NEMic correspondem a 12 estações de trabalho inseridas na unidade litodêmica investigada. Em três dessas estações foram coletadas mais de uma amostra, totalizando um banco de dados referente a 17 amostras, das quais 16 possuem lâminas delgadas (Tabela 6). Dentre essas 16 lâminas, 12 possuem lamínula, o que impossibilitou a realização de análises por MEV-EDS e por microscopia óptica de luz refletida (Tabela 6). Em síntese, o banco de dados construído é considerado representativo, uma vez que abrange grande parte da área de ocorrência da SRC, embora o seu extremo norte ainda careça de informações mais detalhadas (FIG. 21).

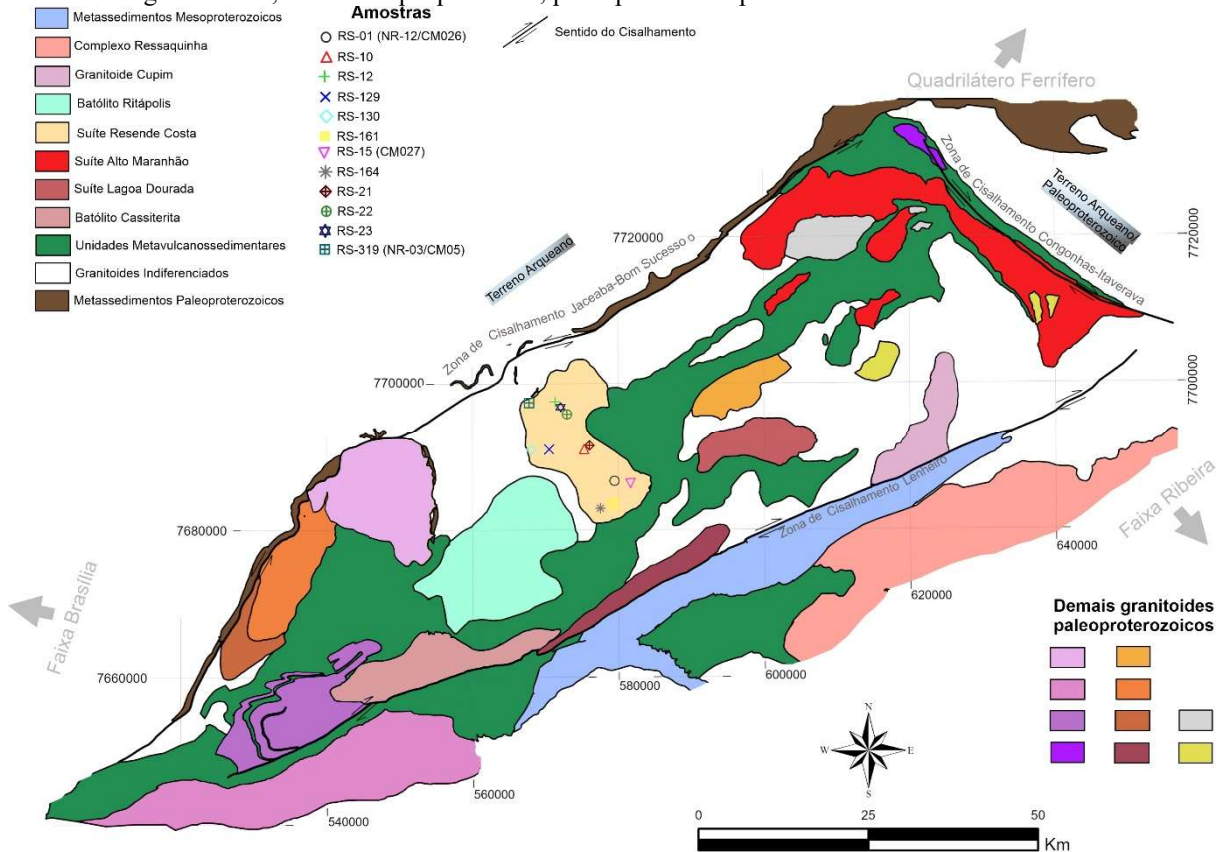
Tabela 6 – Informações sobre as amostras selecionadas para estudo da SRC.

Amostra	Lâmina	Lamínula	Procedência
RS-01	Sim	Sim	SGB
NR-12	Sim	Não	NEMic (campanhas próprias)
CM026	Sim	Não	NEMic (campanhas próprias)
RS-10	Sim	Sim	SGB
RS-12	Sim	Sim	SGB
RS-129	Sim	Sim	SGB
RS-130	Sim	Sim	SGB
RS-15	Sim	Sim	SGB
CM027	Não	Não	NEMic (campanhas próprias)
RS-161	Sim	Sim	SGB
RS-164	Sim	Sim	SGB
RS-21	Sim	Sim	SGB
RS-22	Sim	Sim	SGB
RS-23	Sim	Sim	SGB
RS-319	Sim	Sim	SGB
NR-03	Sim	Não	NEMic (campanhas próprias)
CM05	Sim	Não	NEMic (campanhas próprias)

De modo geral, observam-se variações significativas entre as amostras, seja em relação à classificação modal ou mesmo à ocorrência de determinadas fases acessórias, bem como à intensidade e à frequência de texturas típicas de deformação em estado sólido. Não foi possível reconhecer um padrão espacial consistente associado a essas variações, o que inviabilizou a

subdivisão espacial da suíte com base nesses critérios. Assim, as rochas da SRC não foram compartimentadas em litofácies, sendo tratadas de forma integrada ao longo do estudo, com a devida ênfase em nuances observadas em porções específicas da unidade.

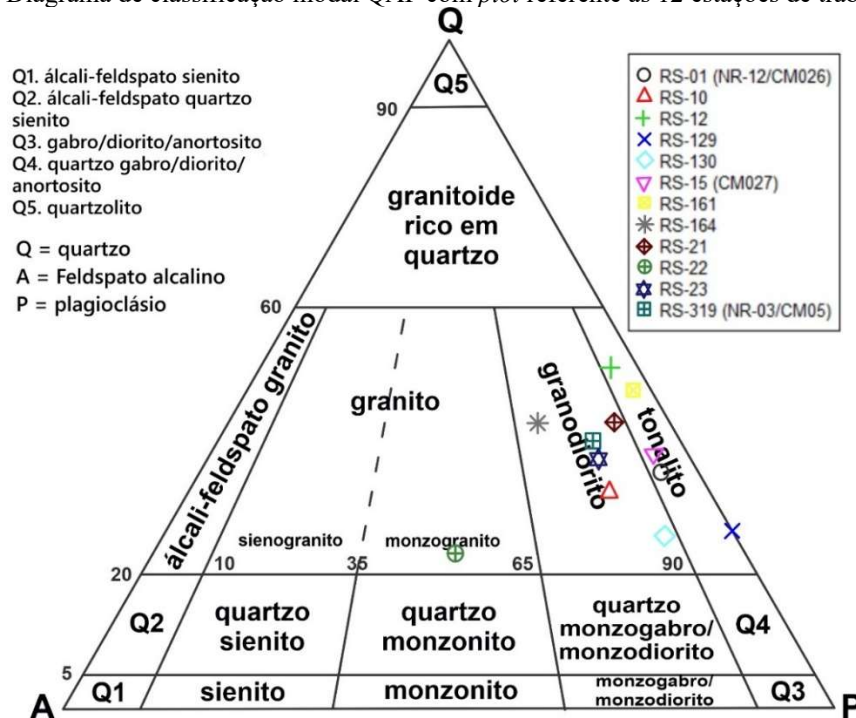
Figura 21 – a) Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro, com ênfase nas unidades litodêmicas e amostras investigadas na SRC. 1- Ortognaisse São Tiago, 2- Metagranitoide Represa de Camargos, 3- Metagranodiorito Macuco de Minas, 4- Pluton Congonhas, 5- Pluton Serra do Camapuã, 6- Granitoide Tabuões, 7- Metadiorito Rio Grande, 8- Granitoide Fé, 9- Plutons São Brás e Bombaça, 10- Plutons Água Limpa e Casa Grande. b) Imagem de satélite da região do CM, com destaque para SRC, principais municípios e estradas.



Fonte: Após Baltazar; Goulart; Loimbello, 2021; Barbosa et al., 2019; Lacerda, 2025; Lopes et al., 2024; Silva et al., 2020a; Silva, 2025.

Em todas as lâminas analisadas foi realizada uma quantificação visual das fases minerais, com ênfase em quartzo e feldspatos, visando à classificação modal das rochas no diagrama QAP (FIG. 22). De acordo com essa classificação, amostras provenientes de 11 das 12 estações de trabalho enquadram-se nos campos de tonalito (5) e granodiorito (6), enquanto amostra de apenas uma estação é classificada como monzogranito/granito (*s.s.*) (FIG. 22). Os tonalitos foram referidos como trondhjemitos devido à baixa proporção de máficos (<10%, Le Maitre et al., 2022, Tabela 7).

Figura 22 – Diagrama de classificação modal QAP com *plot* referente às 12 estações de trabalho na SRC.



Fonte: depois de Le Maitre *et al.* (2002) e Streckeisen (1974).

4.2 Aspectos texturais e de equilíbrio das fases minerais

As rochas da SRC apresentam proporções variadas de quartzo, plagioclásio e K-feldspato, este último quase sempre representado por microclínio. Os minerais essenciais são plagioclásio, quartzo e microclínio, biotita e epidoto¹ caracterizam minerais varietais, enquanto os acessórios incluem titanita¹, allanita, apatita, zircão e, localmente granada. Como minerais secundários, foram identificados muscovita² (sericita), epidoto², titanita² e calcita² (Tabela 7). A distinção entre minerais essenciais e acessórios baseou-se em critérios modais, considerando-se essenciais aqueles com proporções iguais ou superiores a 5% e diferenciação entre os primários e secundários será detalhada no capítulo de discussão. Cada mineral identificado será descrito adiante, abordando seus principais modos de ocorrência, texturas observadas, relações de equilíbrio mineral e eventuais particularidades.

Tabela 7 – Proporção dos minerais presentes em cada amostra estudada, quantificada por análise via microscopia óptica.

Amostra	Qtz	Kfelds	Plg	Bt	Ep¹	Msc¹	Grt	Ttn¹	Opq	Aln	Ap	Zrn	Hbl	Msc² e Ep²	Ttn²	Cal
RS-01 (NR-12/CM026)	30	4	50	3	6	-	-	1	1	1	1	<1	-	2	1	-
RS-10	25	10	42	9	8	-	-	1	1	1	1	<1	-	1	1	-
RS-12	45	3	40	4	1	-	-	-	<1	<1	1	<1	-	3	2	-
RS-129	22	-	55	7	3	-	-	<1	<1	-	1	<1	-	10	1	-
RS-130	20	7	50	14	3	-	-	-	<1	1	1	<1	-	2	<1	-
RS-15 (CM027)	30	3	45	6	7	2	-	-	1	1	1	1	1	1	1	-
RS-161	40	2	42	6	3	1	-	-	1	1	1	<1	-	2	1	-
RS-164	37	15	35	3	2	3	<1	-	<1	-	1	<1	-	3	-	-
RS-21	30	5	35	12	15	-	-	<1	<1	<1	1	<1	-	<1	-	-
RS-22	20	33	34	5	3	1	-	-	1	1	1	<1	-	1	-	-
RS-23	30	10	40	12	2	-	-	-	1	1	1	<1	-	2	1	-
RS-319 (NR-03/CM05)	33	10	40	10	1	-	-	-	1	<1	1	<1	-	1	2	<1
Média	30	9	42	7	5	1	-	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1
Moda	30	10	40	3	3	-	-	-	1	1	1	<1	-	2	1	-
Mediana	30	6	41	6	3	-	-	-	1	1	1	<1	-	2	1	-
Mínimo	20	-	34	3	1	-	-	-	<1	-	1	<1	-	<1	-	-
Máximo	45	33	55	14	15	3	<1	1	1	1	1	1	1	10	2	<1

As amostras da SRC correspondem, de modo geral, a rochas holocristalinas, inequigranulares seriadas, com granulação predominantemente fina a média, por vezes grossa, e cristais anédricos a subédricos. A anisotropia é variável, de ausente a incipiente, sendo mais comumente marcada pela orientação preferencial da biotita e, subordinadamente, pelo alongamento de agregados de quartzo. Os feldspatos, sobretudo o plagioclásio, encontram-se frequentemente fraturados e intensamente alterados, ao passo que o quartzo é predominantemente recristalizado, com desenvolvimento comum de subgrãos e novos grãos. Em parte das amostras, os agregados de quartzo apresentam alongamento subparalelo ao eixo maior dos filossilicatos. É recorrente a presença de um material acastanhado em luz natural, preenchendo fraturas e interstícios entre os grãos, especialmente entre quartzo e feldspatos. Apesar das variações locais de granulação, anisotropia e intensidade de alteração, as amostras exibem características petrográficas semelhantes.

Plagioclásio

O plagioclásio é uma das fases minerais mais abundante nas amostras analisadas, com proporções modais variando aproximadamente entre 34 e 55%, constituindo o principal componente félsico da suíte. Apresenta granulação variável, predominantemente média, localmente fina ou grossa, ocorrendo sempre de forma anédrica (FIG. 23 e 24), sem orientação preferencial. É encontrado associado a todas as demais fases minerais, compondo principalmente agregados feldspáticos formados por plagioclásio e subordinadamente microclínio, além de associações com quartzo, biotita e epidoto (FIG. 23 e 24). Os contatos entre grãos de plagioclásio e com outros feldspatos são, em geral, interlobados a suturados, por vezes serrilhados (FIG. 23e), enquanto os contatos com quartzo variam de retos a irregulares (FIG. 23a).

A alteração do plagioclásio, feição marcante em praticamente todas as amostras, manifesta-se por sericitização e saussuritização, com intensidade variável (FIG. 23b, 23c e 23d). Os produtos de alteração consistem predominantemente em plaquetas de muscovita² e grãos de epidoto² de granulação muito fina (FIG. 33b e 37c), frequentemente distribuídos ao longo de fraturas, planos de maclação e nos contatos suturados entre grãos, onde podem apresentar maior tamanho (FIG. 23f). Pontualmente, observa-se alteração diferencial do plagioclásio, com bordas mais intensamente alteradas em relação aos núcleos, enquanto outros se encontram parcial ou quase totalmente substituídos. O plagioclásio pode ocorrer menos alterado e mais maclado quando associado ao quartzo em agregados alongados, enquanto nos agregados feldspáticos essa relação tende a se inverter, ou seja, mais alterado e menos maclado.

Apresenta com frequência macla polissintética, do tipo comum a acunhada (FIG. 23e), embora em alguns cristais essa feição esteja parcial ou totalmente obliterada em função do avanço dos processos de alteração. Fraturas são muito comuns (FIG. 23a e 23e) e feições de reação nas interfaces com microclínio, ortoclásio (FIG. 24a-24f), biotita e epidoto são observadas, incluindo reentrâncias, contatos irregulares e sobrecrecimento de muscovita² nas bordas da biotita adjacente (FIG. 30b, descrição da biotita). Eventualmente há o desenvolvimento de texturas mirmequíticas na relação com o feldspato potássico (FIG. 24a-24d). Localmente, o plagioclásio ocorre entre grãos de quartzo sob a forma de grãos anédricos e alterados (FIG. 24f) e pode apresentar pertitas do tipo *flame* (FIG. 27b-27d e 28b-28d).

O plagioclásio contém inclusões acessórias frequentes de apatita e zircão, assim como inclusões subordinadas de biotita, quartzo, microclínio e titanita¹.

Quartzo

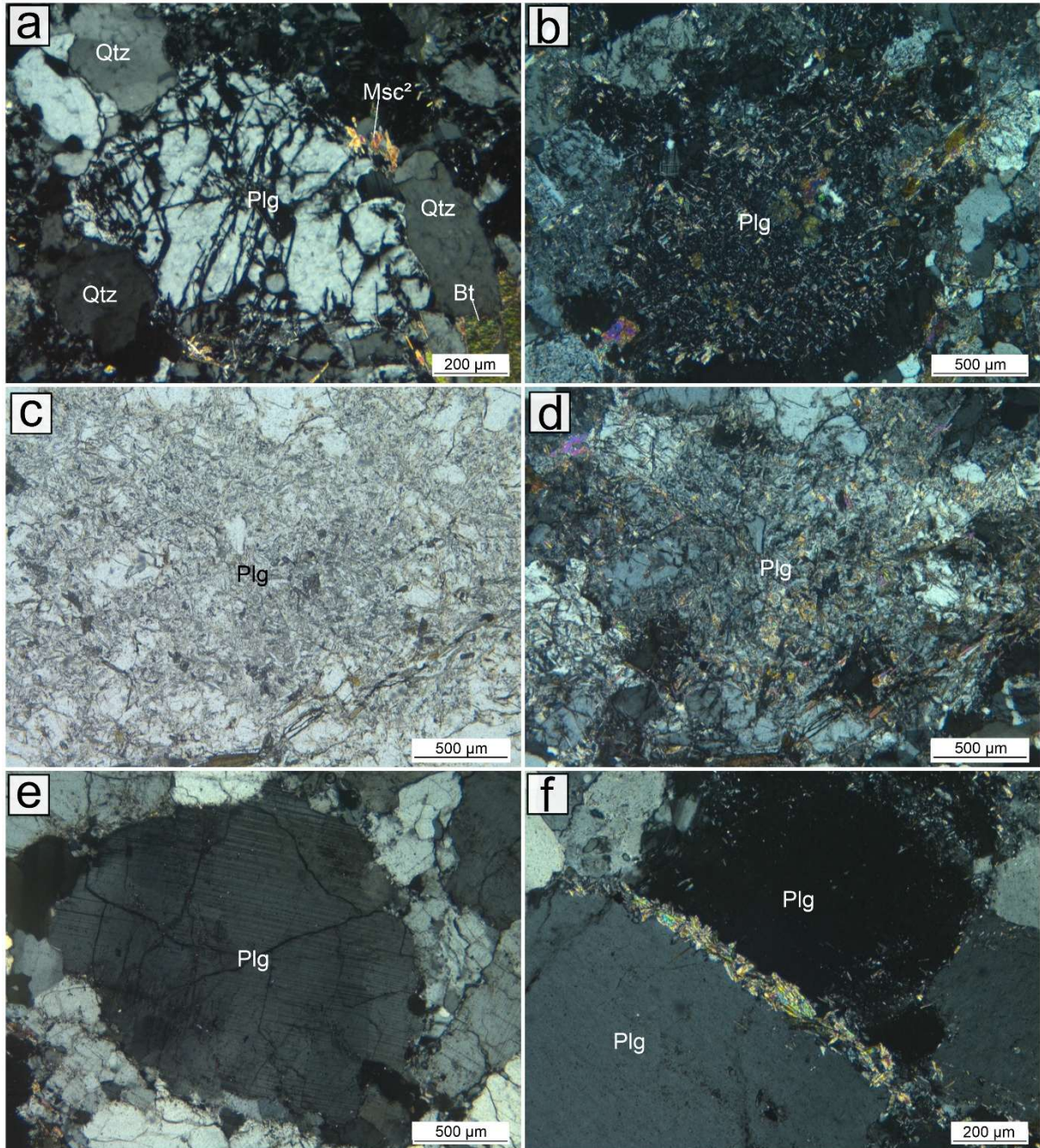
O quartzo é uma fase mineral abundante nas amostras analisadas, com proporções modais variando aproximadamente entre 22 e 45%. Ocorre sempre de forma anédrica e apresenta granulação variável, predominantemente média, localmente fina ou grossa (FIG. 25). Em geral, forma agregados compostos exclusivamente por quartzo ou associados a feldspatos (FIG. 26a e 26b), além de ocorrer subordinadamente em associação com muscovita e epidoto. Os contatos entre grãos de quartzo são predominantemente ameboides a interlobados (FIG. 25a), por vezes sendo encontrados com extinção ondulante e em agregados com ocorrência de subgrãos e novos grãos (FIG. 25b, 25c, 25d, 26c e 26d). Os contatos com feldspatos variam de retos a levemente irregulares ou interlobados.

Os novos grãos ocorrem nas bordas de cristais médios a grossos, formando agregados equigranulares finos (FIG. 25f). Por vezes, os agregados de quartzo encontram-se alongados, com uma orientação preferencial bem definida (FIG. 25c, 26a e 26b), enquanto em outras essa orientação não é marcante (FIG. 25e). Em algumas amostras, observa-se a presença recorrente de um material acastanhado em luz natural ocupando interstícios e fraturas entre os grãos de quartzo, delineando seus contornos.

Em determinadas seções delgadas, o quartzo ocorre em agregados de granulação média a fina envolvidos por plagioclásio, apresentando contatos interlobados. Também são observadas ocorrências particulares, como na amostra RS-15, em que agregados de quartzo poligonais de formato aproximadamente circular, são envoltos por epidoto¹ (FIG. 26c e 26d). Além disso, em alguns locais o quartzo ocorre sob a forma de inclusões vermiformes em epidoto¹ e plagioclásio (FIG. 24a-24d, 33c 39a e 39b).

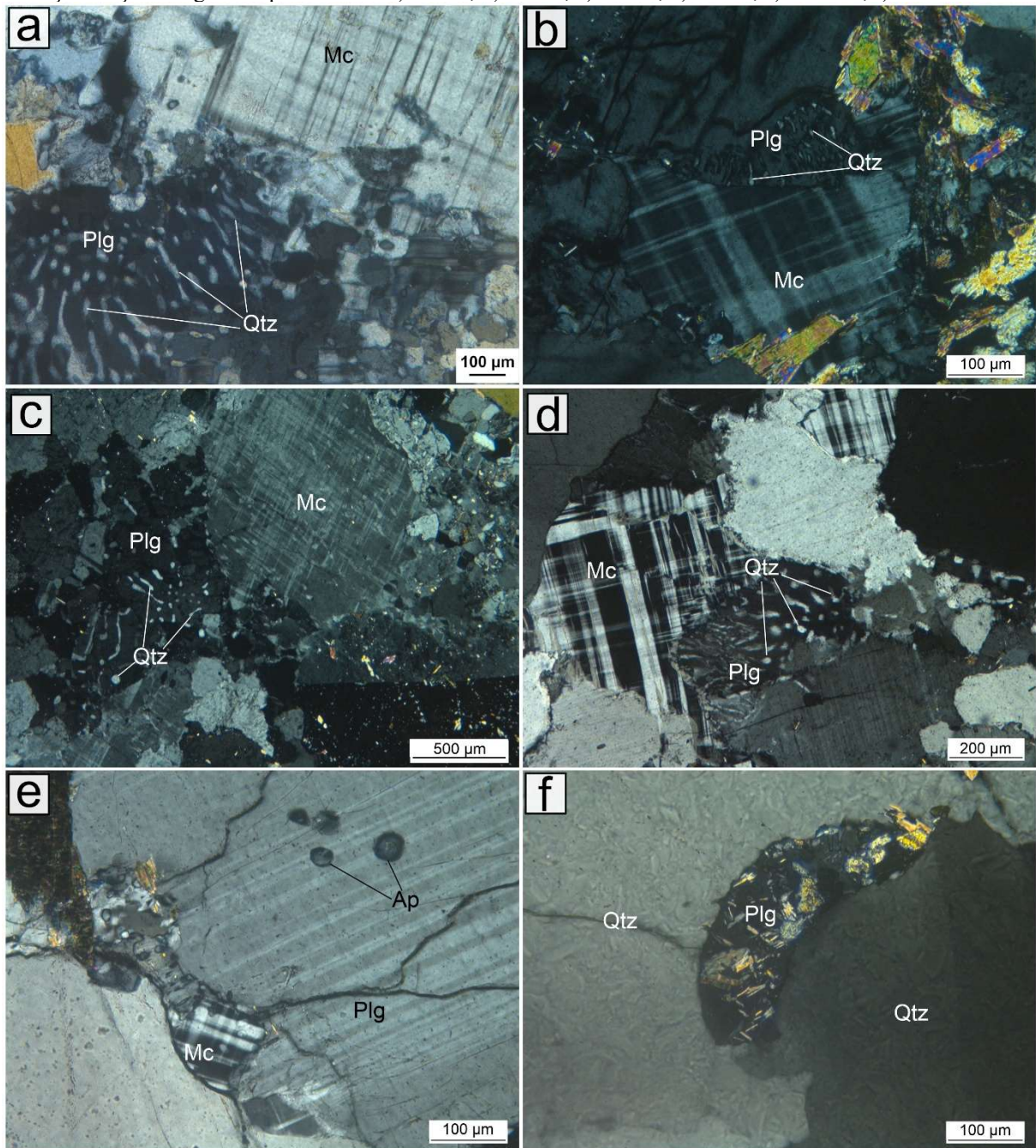
Inclusões de minerais acessórios são frequentes. Observa-se apatita e zircão, além de inclusões subordinadas de biotita, plagioclásio, feldspatos e allanita. De modo geral, o quartzo não apresenta relações texturais particularmente marcantes com as demais fases minerais.

Figura 23 – Fotomicrografias óticas de plagioclásio com granulação média a grossa na SRC; luz plano-polarizada com exceção da c). a) Plg muito fraturado, em contato irreular com Qtz. b), c) e d) Plg intensamente alterado, com Msc^2 e Ep^2 como produtos de alteração. e) Grão de Plg com macla comum e fraturado. f) Sericitização proeminente no contato entre dois grãos de Plg. Seções delgadas representadas: a) RS-130, b) RS-15, c) e d) RS-01, e) RS-23A, f) RS-12.



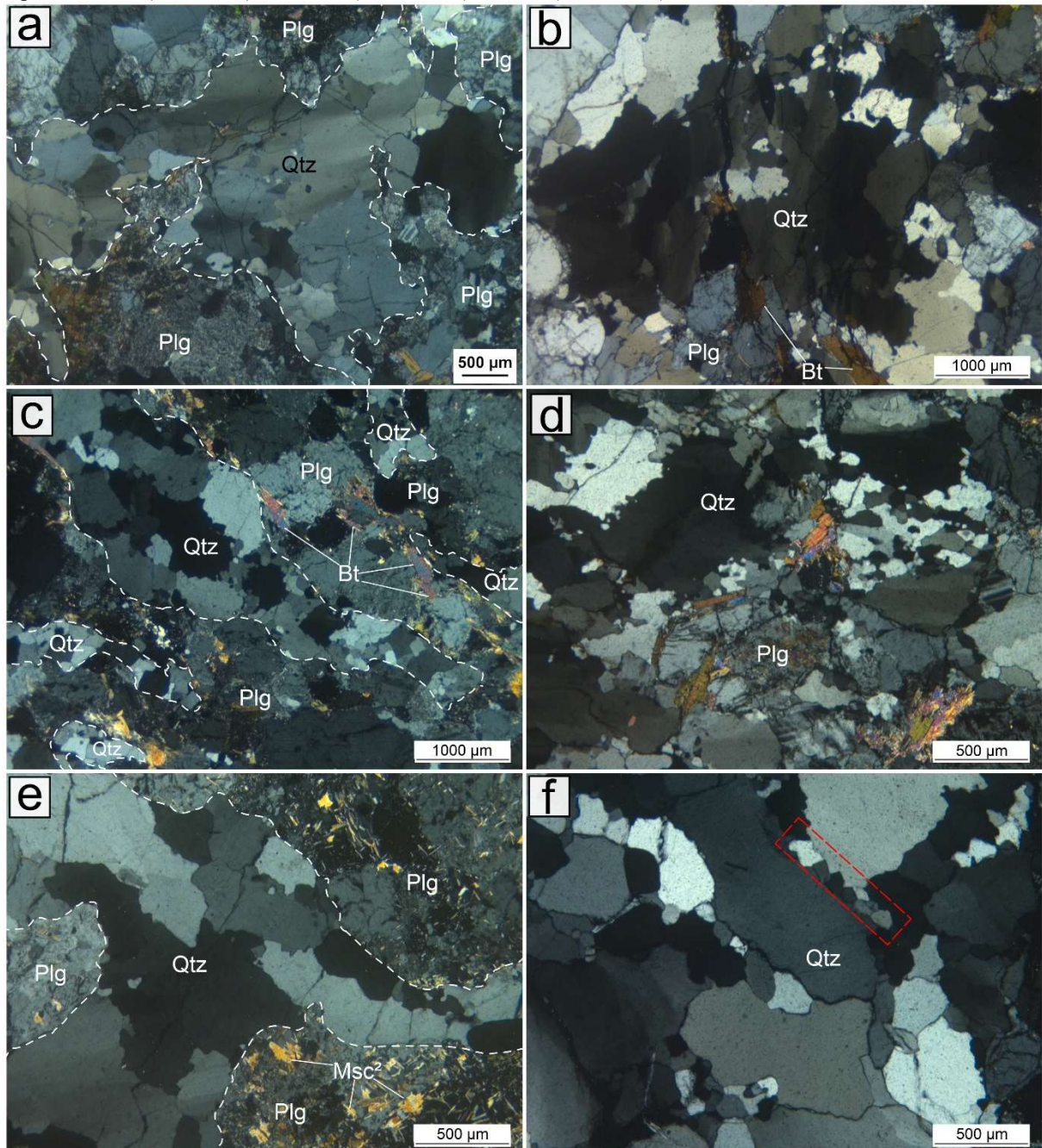
Fonte: Próprio autor.

Figura 24 – Fotomicrografias óticas de plagioclásio com granulação fina a média na SRC; luz plano-polarizada. a) – d) Texturas mirmequíticas na interface entre Plg e Qtz, com inclusões vermiformes de Qtz. e) Plg com ocorrências de Mc em suas bordas e inclusões de Ap. f) Plg encapsulado entre cristais de Qtz, exibindo intensa alteração. Seções delgadas representadas: a) RS-10, b) RS-22, c) RS-10, d) RS-12, e) RS-23A, f) RS-129.



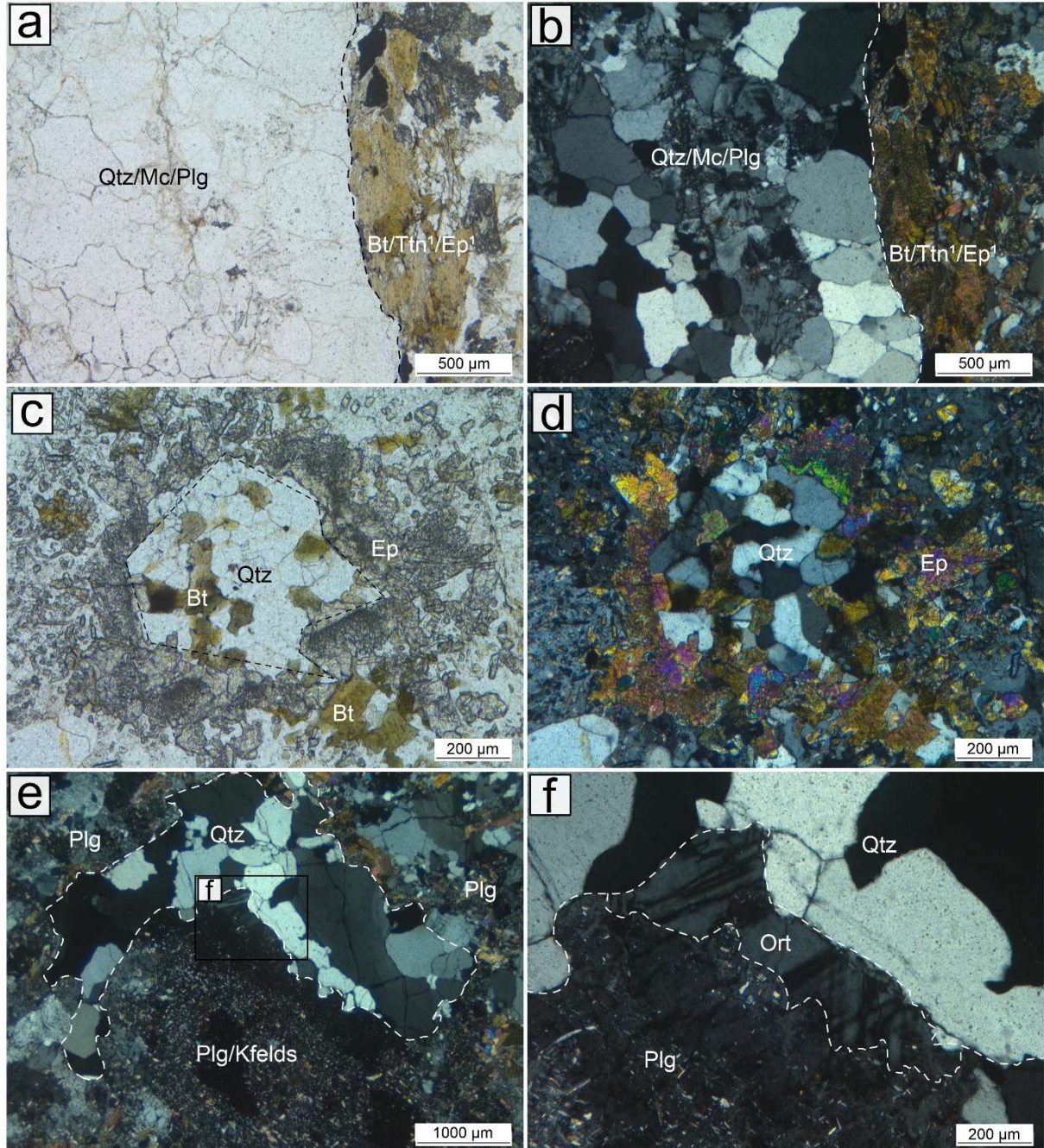
Fonte: Próprio autor.

Figura 25 – Fotomicrografias óticas de quartzo na SRC; luz plano-polarizada. a) e b) Qtz de granulação grossa e anédrico, com extinção ondulante, contatos ameboides a interlobados e aspectos de recrystalização, sem orientação preferencial, em meio ao Plg. c) Agregados de Qtz com contatos interlobados, alongados em uma direção preferencial subparalela ao alinhamento de Bt, alternados com porções feldspáticas. d) Agregados de Qtz com variações quanto a granulação e contatos, de grossos interlobados a finos/médio e polygonais. e) Qtz em agregados ameboides em meio a Plg alterado. f) Agregados de Qtz, com destaque (retângulo vermelho) para cristais relativamente menores e polygonalizados, bordejando grãos médios com contatos ameboides. Seções delgadas representadas: a) RS-01, b) RS-23A, c) RS-161, d) RS-22, e) RS-129, f) RS-21.



Fonte: Próprio autor.

Figura 26 – Fotomicrografias óticas de quartzo na SRC; luz plano-polarizada com exceção de a) e c). a) e b) Destaque para porções quartzo-feldspáticas alternadas por porções compostas predominantemente por Bt, Ep¹ e Ttn¹, ambas com orientação incipiente. c) e d) Ocorrência distinta com Qtz fino e poligonalizado, associados a Bt com textura semelhante, envolto por grãos esquelatais de epidoto. e) Agregado de Qtz arqueado entre feldspatos. f) Destaque para Ort triclínizado, localizado na “zona de charneira”, do agregado de quartzo arqueado. Seções delgadas representadas: a) e b) RS-21, c) – f) RS-15.



Fonte: Próprio autor.

K-Feldspatos

Os K-feldspatos são representados principalmente por microclínio, com ocorrência subordinada de ortoclásio, apresentando proporções variáveis entre 3 e 28%. O microclínio ocorre predominantemente com granulação média, sendo sempre anédrico (FIG. 27 e 28). É

encontrado associado principalmente ao plagioclásio (FIG. 27a e 28c) e ao quartzo, ocorrendo tanto em agregados feldspáticos (FIG. 27a e 28c), quanto de forma pontual nas bordas (FIG. 27e) ou como inclusões em cristais de plagioclásio (FIG. 27f). O ortoclásio apresenta modo de ocorrência semelhante, sendo anédrico e de granulação fina a média, por vezes triclinizado (FIG. 26f).

O microclínio exibe de forma consistente a geminação diagnóstica do tipo Tartan (FIG. 27a, 27b e 28c). Os contatos com o plagioclásio são, em geral, serrilhados a suturados, frequentemente com feições de reação (FIG. 27c e 28c), enquanto os contatos com o quartzo tendem a ser retos, localmente levemente irregulares (FIG. 27a e 27e). Também são observadas associações com biotita e epidoto, e, pontualmente, assim como o ortoclásio apresentam extinção ondulante.

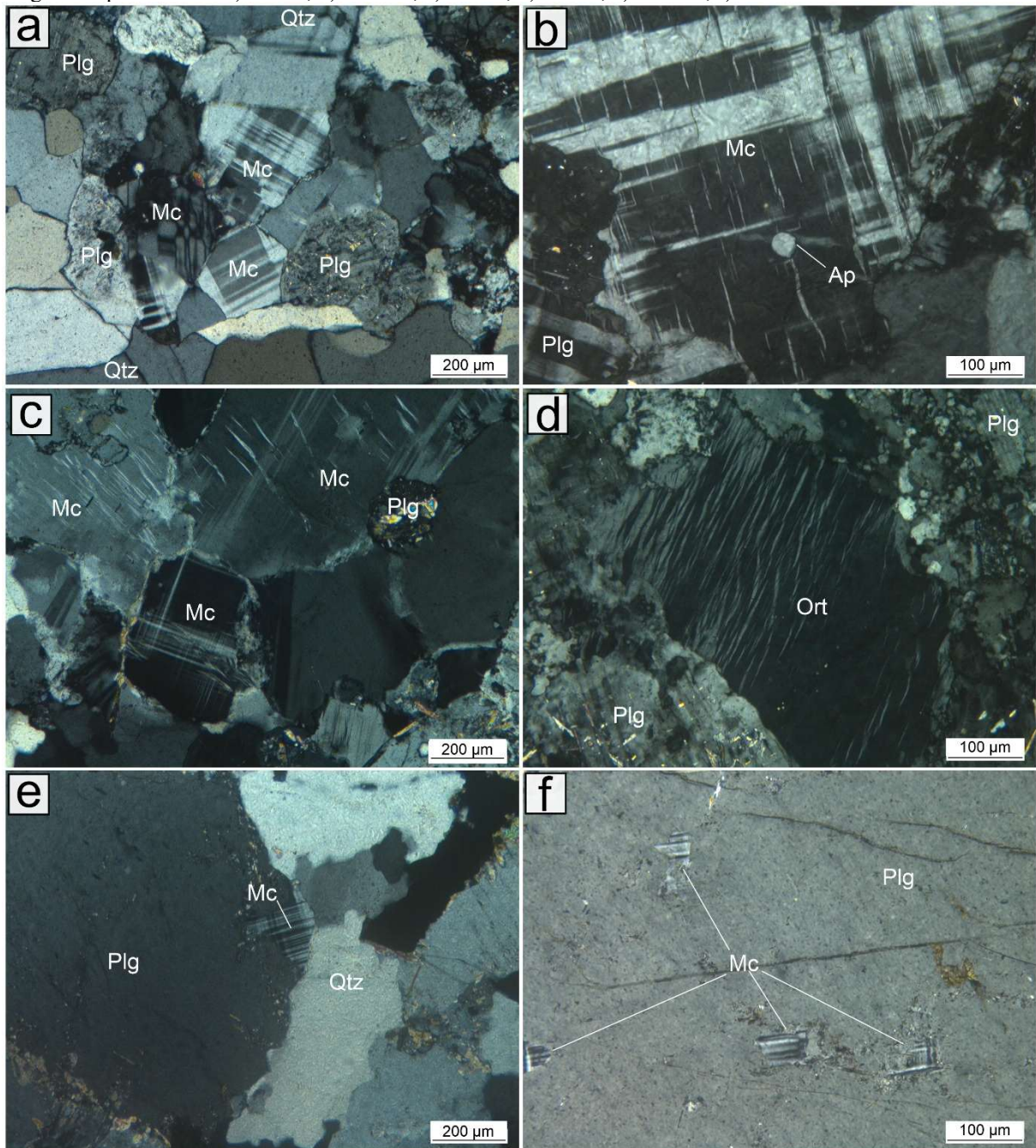
Texturas de intercrescimento são comuns, destacando-se a presença recorrente de pertitas do tipo *flame*, com abundância variável, desde ocorrências pontuais até casos em que são muito frequentes (FIG. 27b-27d e 28b-28d). Localmente, o microclínio apresenta texturas mirmequíticas associadas à sua relação com o plagioclásio (FIG. 24a-24d) e apresenta pouca ou nenhuma alteração significativa, inclusões são pouco frequentes, mas quando presentes consistem principalmente em apatita (FIG. 27b).

Biotita

A biotita ocorre em proporções modais entre 3 e 14%, constituindo uma das principais fases máficas das amostras analisadas. Apresenta granulação predominantemente fina a média, ocorrendo sob a forma de plaquetas com hábito tabular, subédricas a anédricas (FIG. 29 e 30). O pleocroísmo é evidente, variando desde tons amarelados, acastanhados e castanho-claros até tons esverdeados, por vezes verde escuro, além de típica extinção “olho de pássaro”.

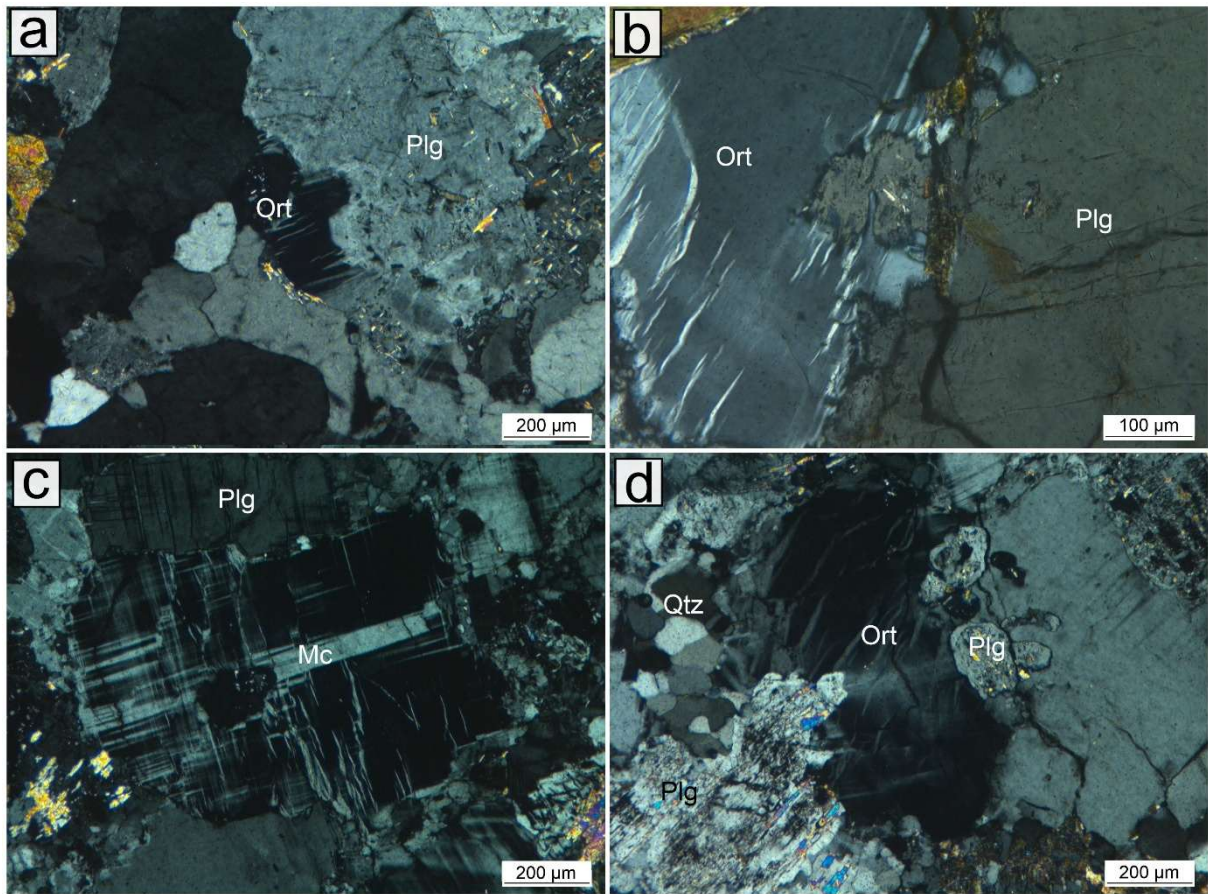
A biotita ocorre tanto de forma isolada quanto formando agregados, os quais podem apresentar textura decussada ou aspecto recortado, com reentrâncias e golfos de corrosão (FIG. 29c, 29d, 30c e 30d). Esses agregados são frequentemente encontrados nos interstícios entre grãos de plagioclásio e quartzo, ou contornando esses minerais. Os contatos da biotita com quartzo e feldspatos variam de retos a irregulares (FIG. 29c-29f), sendo comuns feições de corrosão, por vezes resultando em um aspecto esquelético. É relativamente comum o desenvolvimento de muscovita² nas bordas da biotita (FIG. 30a e 30b).

Figura 27 – Fotomicrografias óticas de microclínio e ortoclásio na SRC; luz plano-polarizada. a) Forma de ocorrência geal, com Mc em meio ao Plg, formando agregados feldspáticos. b) e c) Destaque para pertitas em chamas (*flame*) em Mc e d) em Ort. e) Ocorrência de Mc na borda de Plg e f) como inclusões em Plg. Seções delgadas representadas: a) RS-15, b) RS-164, c) RS-10, d) RS-21, e) RS-319, f) RS-12.



Fonte: Próprio autor.

Figura 28 – Fotomicrografias óticas de microclínio e ortoclásio na SRC; luz plano-polarizada. Pertitas em Ort (a, b e d) e Mc (c), e feições de reação nos contatos com Plg. Seções delgadas representadas: a) RS-161, b) RS-23A, c) e d) RS-22.



Fonte: Próprio autor.

A biotita apresenta associações frequentes com epidoto¹, epidoto², titanita¹, titanita², allanita, opacos e, subordinadamente, muscovita¹ e muscovita². Os contatos com epidoto¹ são geralmente retos, com faces preservadas, enquanto o epidoto² tende a apresentar contatos mais irregulares (FIG. 29c e 29d). Em algumas lâminas, a allanita ocorre como inclusão na biotita, sendo envolta por coronas de epidoto¹, este último exibindo contato reto com a biotita e, localmente, sobrecrecimentos de epidoto² (FIG. 29e e 29f). A titanita pode ocorrer tanto inclusa (FIG. 35e e 35f) quanto bordejando a biotita (FIG. 29c e 29d), ou ainda associada aos planos de clivagem desse mineral, neste caso a variedade titanita². Os opacos ocorrem como inclusões ou são bordejados pela biotita (FIG. 38a, 39e e 39f).

Localmente, observa-se associação entre biotita, epidoto¹, titanita¹ e opacos, formando agregados relativamente bem definidos (FIG. 26a e 26b). Em outros casos, a biotita ocorre associada a relictos de anfibólio (FIG. 33d), não sendo possível observar um limite claro entre as duas fases, sugerindo uma relação transicional entre elas.

A biotita pode apresentar orientação preferencial, definindo a foliação incipiente das rochas (FIG. 29a e 29b), por vezes (sub)paralela ao alongamento observado nos cristais de quartzo (FIG. 25c). Em outras, a orientação é apenas incipiente ou inexistente, incluindo casos em que os agregados apresentam textura decussada. Na amostra RS-319, são observadas duas orientações preferenciais incipientes, aproximadamente perpendiculares entre si. Observa-se ainda evidências locais de transformação mineral, com alguns cristais exibindo mudança gradual de coloração, de castanho para incolor em luz natural, sugerindo transição parcial para muscovita. As inclusões na biotita são frequentes e consistem principalmente em zircão, apatita e minerais opacos, além de inclusões subordinadas de epidoto², titanita² e allanita (FIG. 29c-29f).

Hornblenda

Esse anfibólio ocorre pontualmente como mineral acessório na lâmina RS-15, com granulação fina, anédrico e pleocroísmo em tons de verde escuro. Ocorre em associação textural com biotita e epidoto¹, apresentando contatos difusos com a biotita, sem limites bem definidos entre as fases (FIG. 33d).

Epidoto

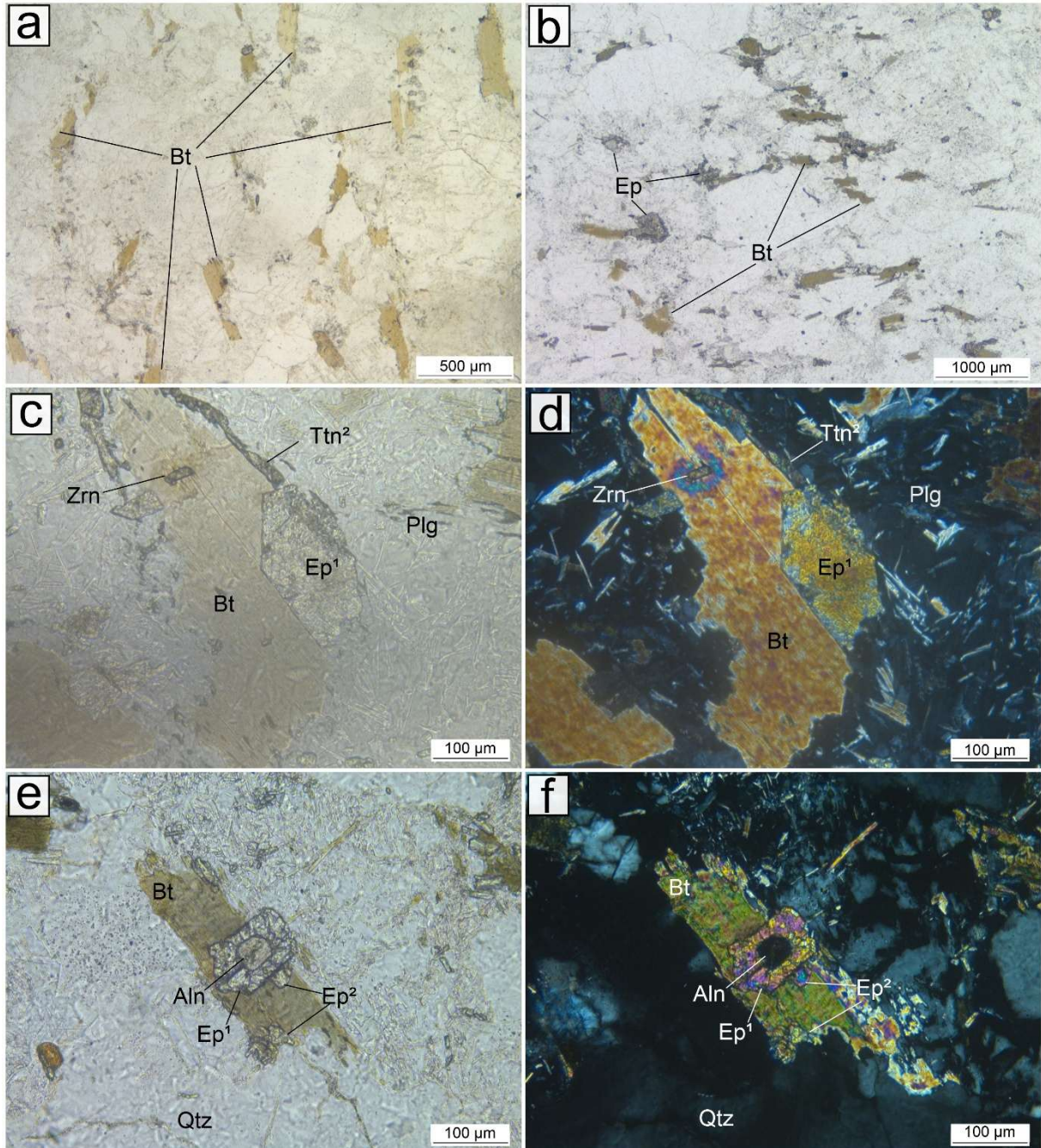
O epidoto é encontrado nas amostras analisadas com dois modos de ocorrência distintos, aqui tratados como epidoto¹ e epidoto², os quais se diferenciam principalmente quanto à granulação, morfologia, relações texturais e associações minerais. A descrição de cada modo de ocorrência é apresentada a seguir.

Epidoto¹

O epidoto¹ ocorre em proporção variáveis (1-15%), sendo classificado como mineral acessório ou como essencial-varietal, sendo incolor a levemente amarelado em luz natural, podendo apresentar pleocroísmo fraco em tons de amarelo pálido, granulação predominantemente fina a média (FIG. 31), com cristais subédricos a anédricos e, mais raramente, euédricos (FIG. 31). Quando idiomórfico, o hábito é comumente prismático a hexagonal (FIG. 31a e 31b), especialmente quando associado à biotita, contexto no qual os contatos entre essas duas fases são, via de regra, retilíneos, preservando a forma original do epidoto¹ (FIG. 31), indicando equilíbrio textural entre as fases. Nesses casos, o epidoto¹ tende a se apresentar subédrico e com contornos bem definidos. Em contraste, quando em contato com plagioclásio, o epidoto¹ exibe feições evidentes de reação, com bordas irregulares,

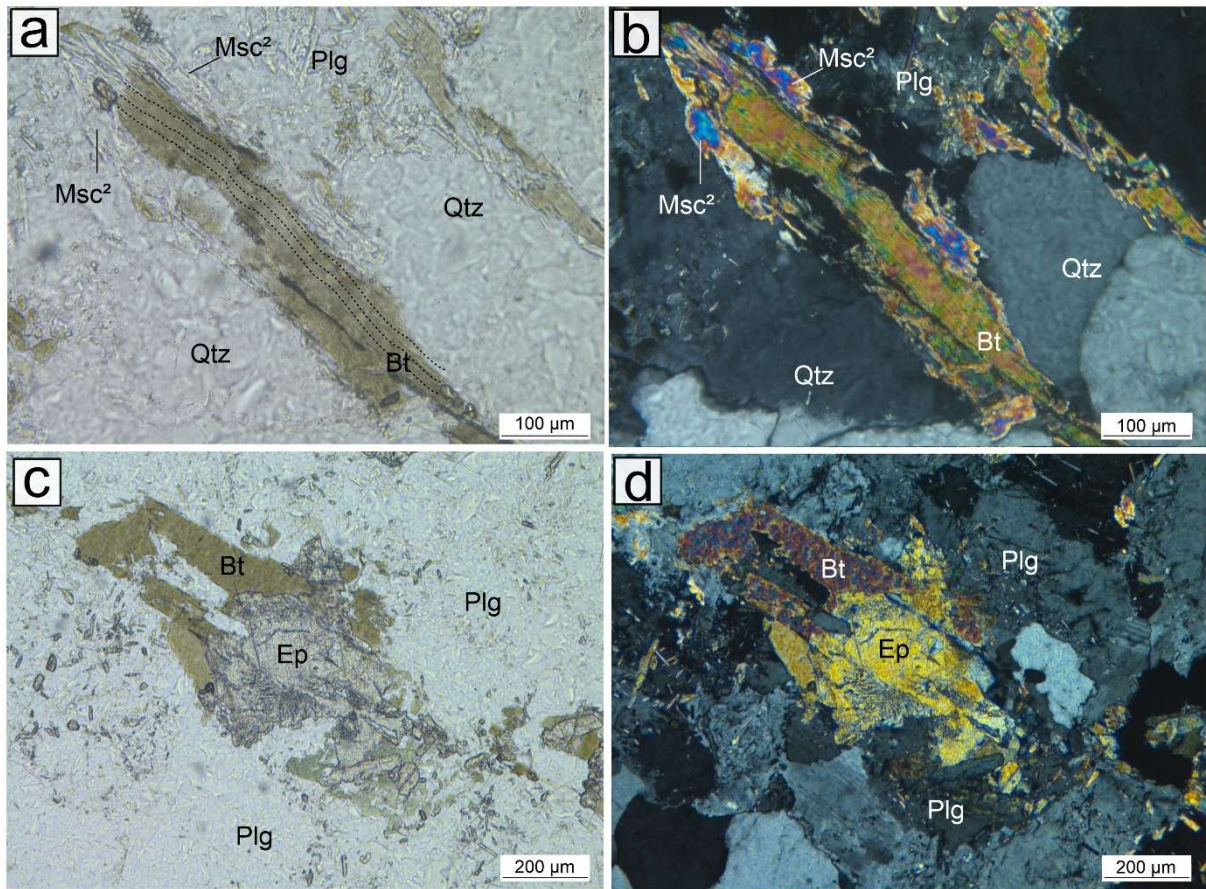
reentrâncias e aspecto mais anédrico (FIG. 31, 31d, 32c-32f E 33a), mas, sendo comum a ocorrência de cristais maiores e mais bem desenvolvidos que o epidoto².

Figura 29 – Fotomicrografias óticas de biotita na SRC; luz plana com exceção de d) e f). a) e b) Cristais de Bt alinhados definindo foliação incipiente/descontínua. c) e d) Bt com inclusão de Zrn, Ttn² em suas bordas e contatos retos com Ep¹. e) e f) Bt com inclusão de Aln, que por sua vez apresenta corona de Ep¹, além de ocorrências de Ep² com contatos irregulares com a Bt e sobrecrecido ao Ep¹. Seções delgadas representadas: a), e) e f) RS-130, b) RS-161, c) e d) RS-129.



Fonte: Próprio autor.

Figura 30 – Fotomicrografias óticas de biotita na SRC; luz plana (a e c) e plano-polarizada (b e d). a) e b) Cristal de Bt com clivagem levemente arqueada. c) e d) Feições observadas entre Bt, Plg e Ep¹, com aspectos de reação entre Plg e Bt/Ep. Seções delgadas representadas referem-se à lâmina delgada RS-161.

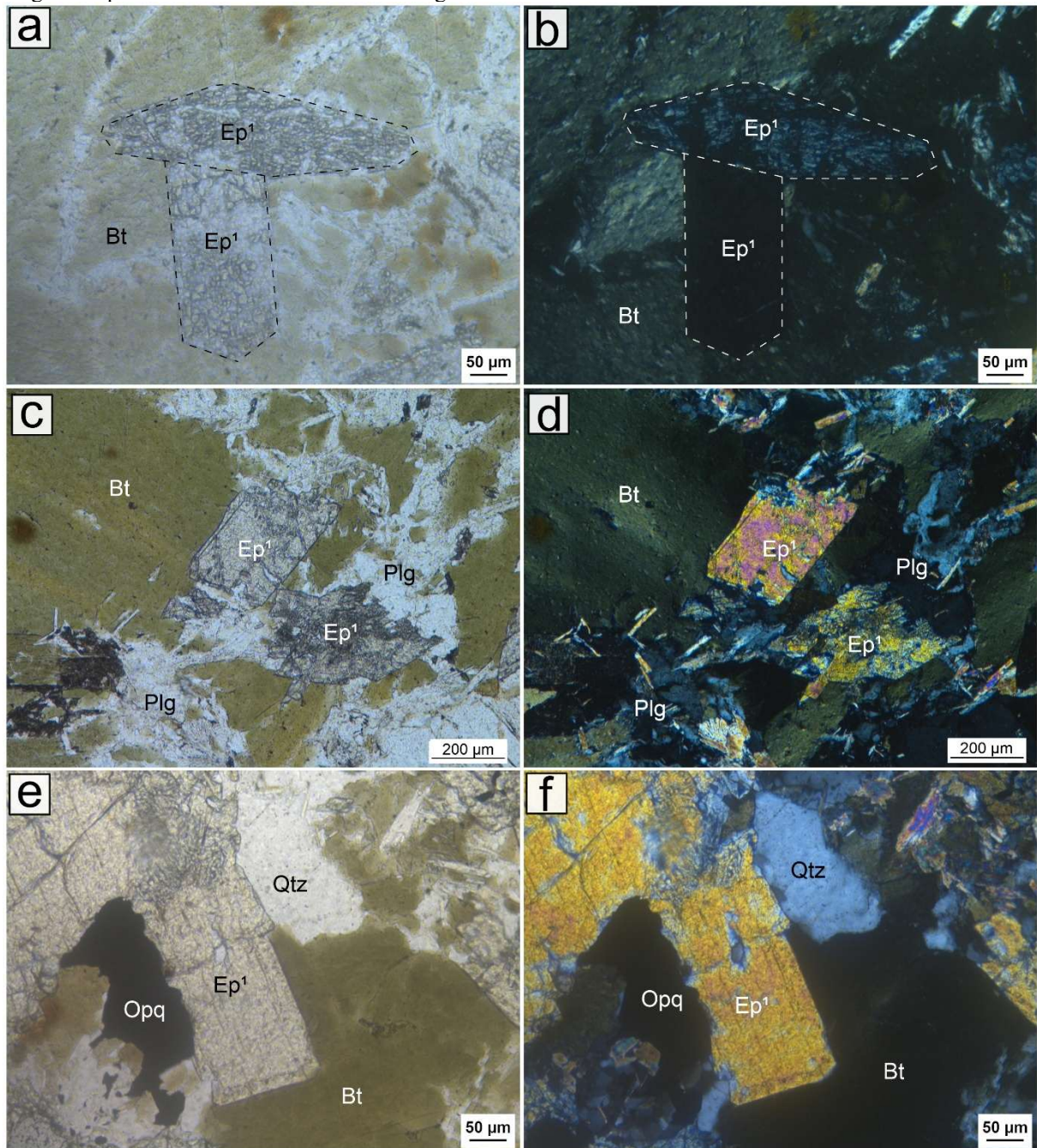


Fonte: Próprio autor.

O epidoto¹ é frequentemente observado em associação com allanita, ocorrendo como coronas que mimetizam o formato dos cristais dessa fase (FIG. 32a e 32b). Nessas relações, a allanita aparece como núcleo, envolta por epidoto¹. Localmente, essas coronas podem apresentar inclusões de quartzo vermiciforme. Em outros casos, o epidoto¹ forma coronas ao redor de minerais opacos, podendo igualmente apresentar intercrescimentos simplectíticos com quartzo vermiciforme (FIG. 33c, 39a e 39b). De modo geral, não apresenta orientação preferencial nem inclusões minerais significativas, exceto para ocorrência de quartzo vermiciforme.

Na amostra RS-129, observa-se a ocorrência de uma fase associada ao epidoto¹, anédrica, com aspecto esquelético, cores de interferência cinza de 1ª ordem e ausência de pleocroísmo evidente, interpretada como zoisita. Essa fase ocorre de maneira semelhante ao epidoto¹, porém sempre anédrica e sem o hábito prismático a hexagonal típicos.

Figura 31 – Fotomicrografias óticas de epidoto na SRC; luz plana (a, c e e) e plano-polarizada (b, d e f). a) e b) Relictos de Ep¹ euédricos e com aspecto esquelético em meio a Bt. c) e d) Cristal de Ep¹ subédrico, com contatos retos com a Bt e feições de reação com Plg. e) e f) Ep¹ com faces retas com Bt e irregulares com Opq. Seções delgadas representadas referem-se à lâmina delgada RS-10.



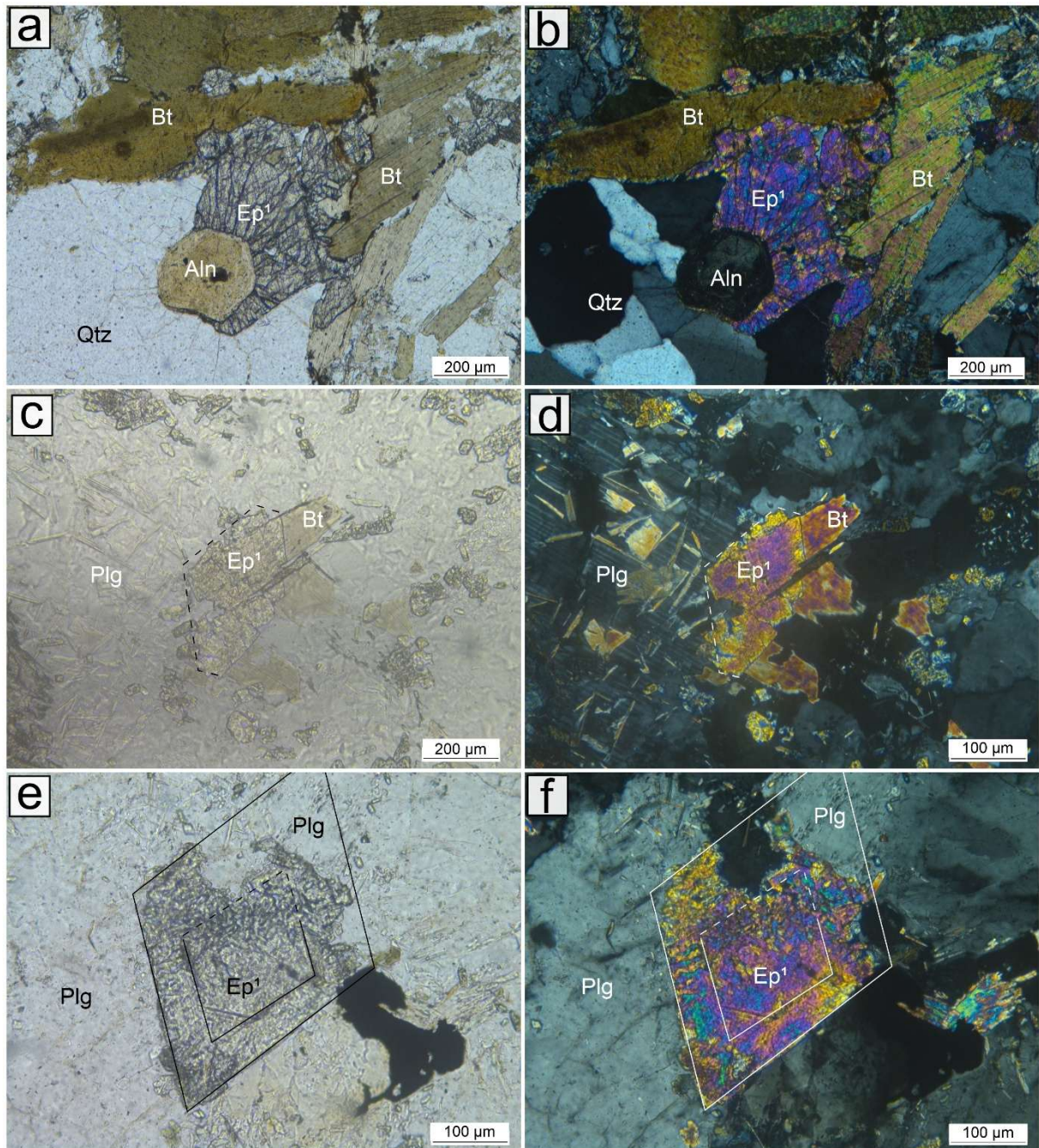
Fonte: Próprio autor.

*Epidoto*²

Epidoto² ocorre geralmente em proporções modais inferiores a 1%, podendo localmente atingir até 5%. Apresenta granulação muito fina a fina, com cristais predominantemente anédricos (FIG. 33b). Ocorre principalmente associado ao plagioclásio, distribuído em seu interior, frequentemente em associação com muscovita², formando agregados de granulação

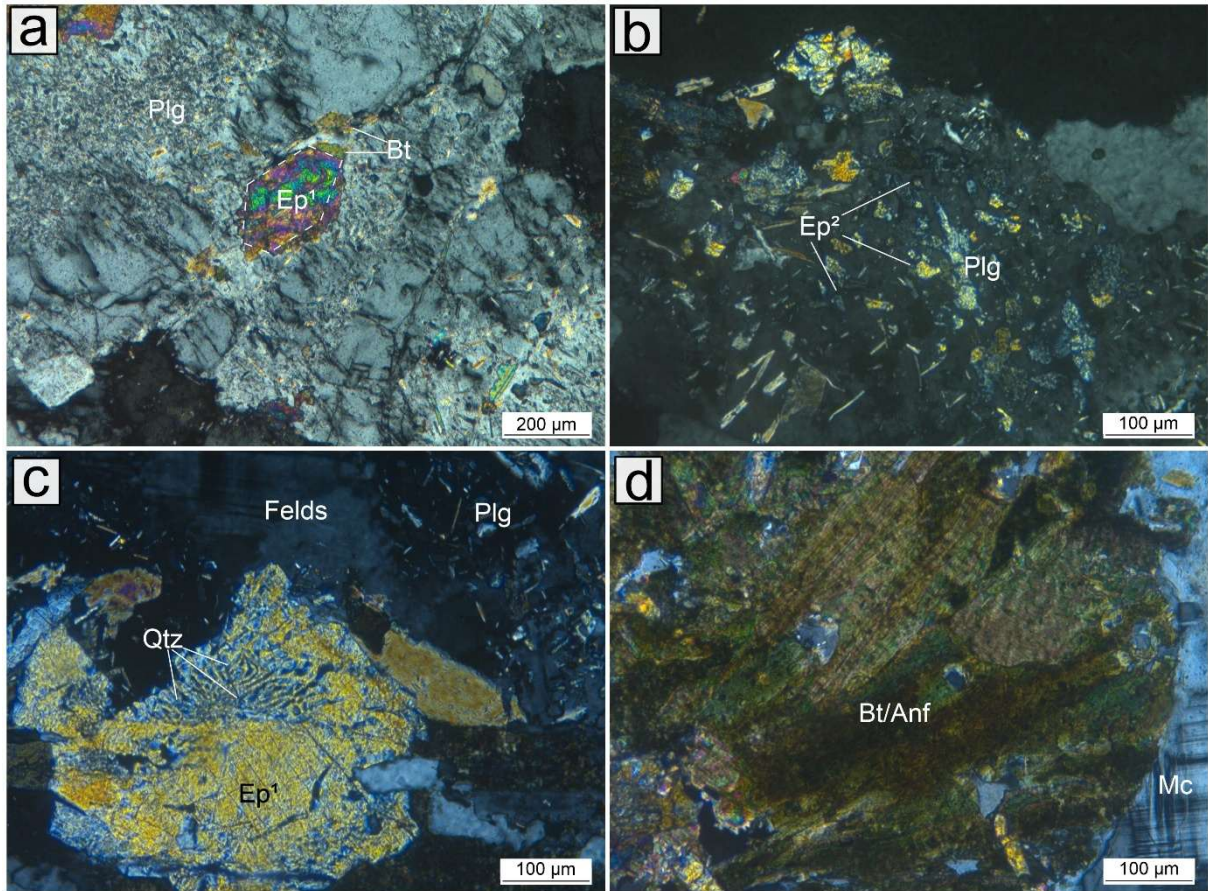
muito fina. O epidoto² também pode ocorrer em contato com biotita, apresentando bordas e contatos irregulares. Em alguns casos, observa-se o epidoto² sobrecrecido em grãos de epidoto¹ ou allanita, principalmente quando inclusos em plagioclásio.

Figura 32 - Fotomicrografias óticas de epidoto na SRC; luz plana (a, c e e) e plano-polarizada (b, d e f). a) e b) Cristal de Aln equidimensional, com corona de Ep¹, que se prolonga para direita em direção a Bt, enquanto à esquerda, em direção ao Qtz, está ausente. c)-f) Relações de contato análogas às apresentadas na FIG. 31, com Ep¹ subédrico incluído em Plg alterado, onde os contatos com relictos de Bt são retos e preservam sua forma original, e os com Plg exibem feições de reação. Seções delgadas representadas: a) e b) RS-21, c) e d) RS-129, e) e f) RS-23B.



Fonte: Próprio autor.

Figura 33 – Fotomicrografias óticas de epidoto na SRC; luz plano-polarizada. a) Relicto de Ep¹ incluído em Plg alterado, parcialmente preservados nos contatos com Bt. b) Ep² como produto de alteração do Plg. c) Cristal de Ep¹ exibindo inclusões vermiformes de quartzo, em contato com feldspatos (Felds). d) Relictos de Anf em meio a biotita. Seções delgadas representadas: a) e d) RS-15, b) RS-129 e c) RS-161.



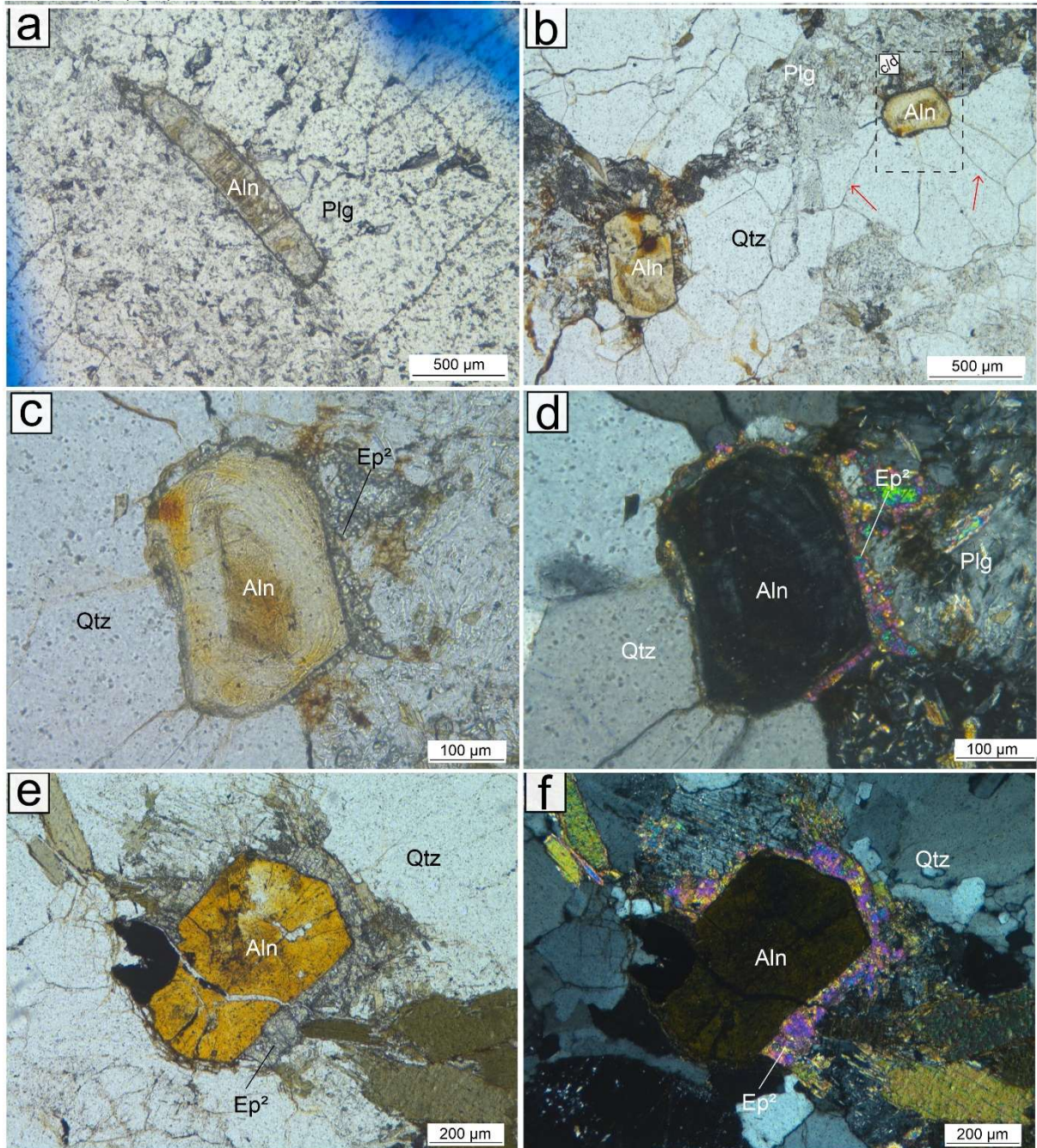
Fonte: Próprio autor.

Allanita

Allanita ocorre como fase acessória rara, perfazendo no máximo 1% nas amostras em que está presente. Apresenta granulação predominantemente média, pontualmente grossa (FIG. 34), com cristais subédricos a euédricos. Ocorre como cristais dispersos, frequentemente inclusos em biotita, quartzo ou feldspatos (FIG. 34a e 34b), ou ainda associada a agregados constituídos por biotita, epidoto¹ e titanita¹.

Uma característica marcante da allanita é a presença de coronas de epidoto¹/epidoto², que mimetizam parcialmente a forma original do cristal, sendo este aspecto observado tanto na allanita incluída em biotita (epidoto¹), quanto naquela associada a plagioclásio (epidoto²) (FIG. 34c-34f). Em luz natural, alguns cristais exibem tonalidades amareladas. Inclusões internas muito finas são observadas em parte dos grãos, porém não puderam ser identificadas com precisão e maiores detalhes, ao microscópio óptico.

Figura 34 – Fotomicrografias óticas de allanita na SRC; luz plana com exceção de d) e f).. a) Aln alongada inclusa em Plg. b) Cristais de Aln parcialmente inclusos em Qtz e parcialmente inclusos em Plg. Destaque pra fraturas radiais no Qtz (seta vermelha). c) e d) Aln zonada, com sobrecrecimento de Ep² na interface com Plg. e) e f) Aln com tons de amarelo intenso em luz natural, com sobrecrecimento de Ep². Seções delgadas representadas: a) CM026, b), c) e d) RS-15, e) e f) RS-23B.



Fonte: Próprio autor.

Titanita

A titanita se apresenta de dois modos principais nas amostras analisadas, tratadas como titanita¹ e titanita², as quais serão descritas a seguir.

Titanita¹

Titanita¹ ocorre como fase acessória, encontrada de maneira pontual em algumas amostras. Apresenta granulação predominantemente média a grossa, com cristais subédricos a euédricos, caracteristicamente de hábito losangular (FIG. 35a-35d). Em geral, os cristais preservam seu hábito original, embora sejam frequentes feições de substituição por óxidos/opacos cuja natureza exata não pôde ser identificada por meio de microscopia óptica (FIG. 35c e 35d). Pontualmente, exibem maclas. Não foram observadas inclusões minerais identificáveis, nem orientação preferencial de seus cristais.

Titanita²

A titanita² ocorre em proporções modais de aproximadamente 1%, apresenta granulação predominantemente muito fina a fina, com cristais anédricos, por vezes de difícil individualização em microscopia óptica (FIG. 35e e 35f). Um dos modos de ocorrência característico da titanita² é como coronas ao redor de minerais opacos, onde forma agregados finos que envolvem parcial ou totalmente esses grãos. Além disso, é frequentemente observada nas bordas de cristais de biotita ou associada aos planos de clivagem desse filossilicato, ocorrendo como grãos muito finos (FIG. 35e e 35f).

Subordinadamente, a titanita² também é observada nas bordas de cristais de epidoto¹, bem como em contato direto com opacos de granulação fina a média. Em geral, seus contatos são irregulares, não preservando hábito definido, contrastando com a titanita¹. De modo geral, a titanita² não exhibe orientação preferencial nem inclusões minerais reconhecíveis, estando sua ocorrência intimamente associada às relações texturais com biotita e opacos.

Muscovita

A muscovita apresenta dois modos principais de ocorrência, tratados como muscovita¹ e muscovita², descritos adiante.

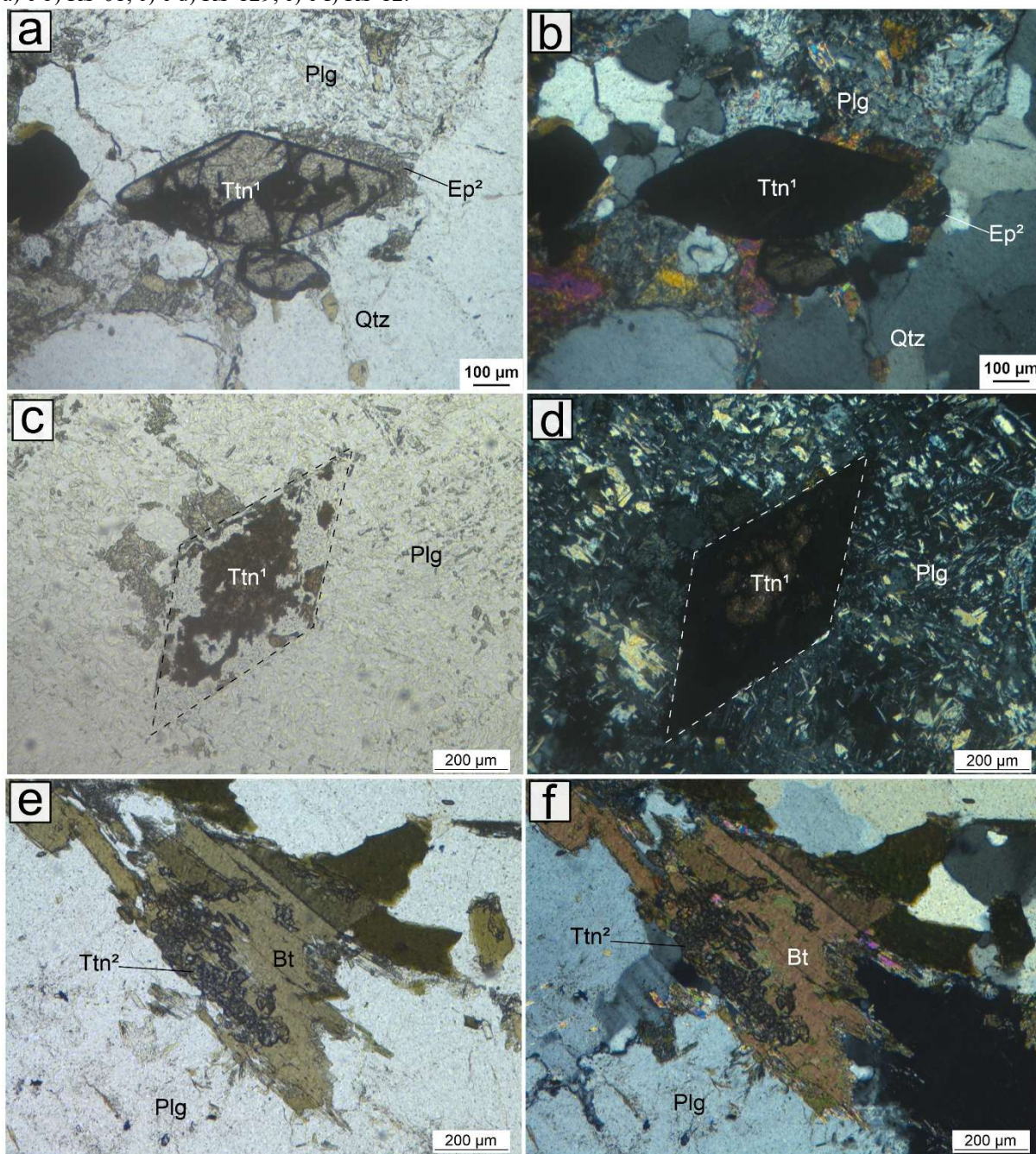
Muscovita¹

Muscovita¹ ocorre como fase acessória, podendo atingir cerca de 3% em algumas lâminas. Apresenta tamanhos superiores a 0,2 mm, com média em torno de 0,5 mm, cristais subédricos, pontualmente anédricos, e no geral não exibem orientação preferencial (FIG. 36). A muscovita¹ ocorre preferencialmente associada à biotita, podendo, em alguns casos, se apresentar como uma continuação desse filossilicato máfico (FIG. 36a-36d). Em determinadas amostras, também é observada em associação com epidoto¹.

Quando em contato com plagioclásio ou quartzo, a muscovita¹ geralmente apresenta bordas irregulares, com feições de corrosão e embaixamentos (FIG. 36e, 36f, 37a e 37b).

Pontualmente, ocorre inclusa em cristais de plagioclásio (FIG. 37d). Não foram observadas inclusões minerais identificáveis.

Figura 35 – Fotomicrografias óticas de titanita na SRC; luz plana (a, c e e) e plano-polarizada (b, d e f). a) e b) Ttn¹ euédrica, com porções substituídas por óxidos e sobrecrecimento de Ep² nas interfaces com Plg. c) e d) Relictos de Ttn¹, parcialmente substituída por outros minerais não identificáveis, mas preservando sua forma losangular original. e) e f) Ocorrências de Ttn² fina e anédrica associada a biotita. Seções delgadas representadas: a) e b) RS-01, c) e d) RS-129, e) e f) RS-12.

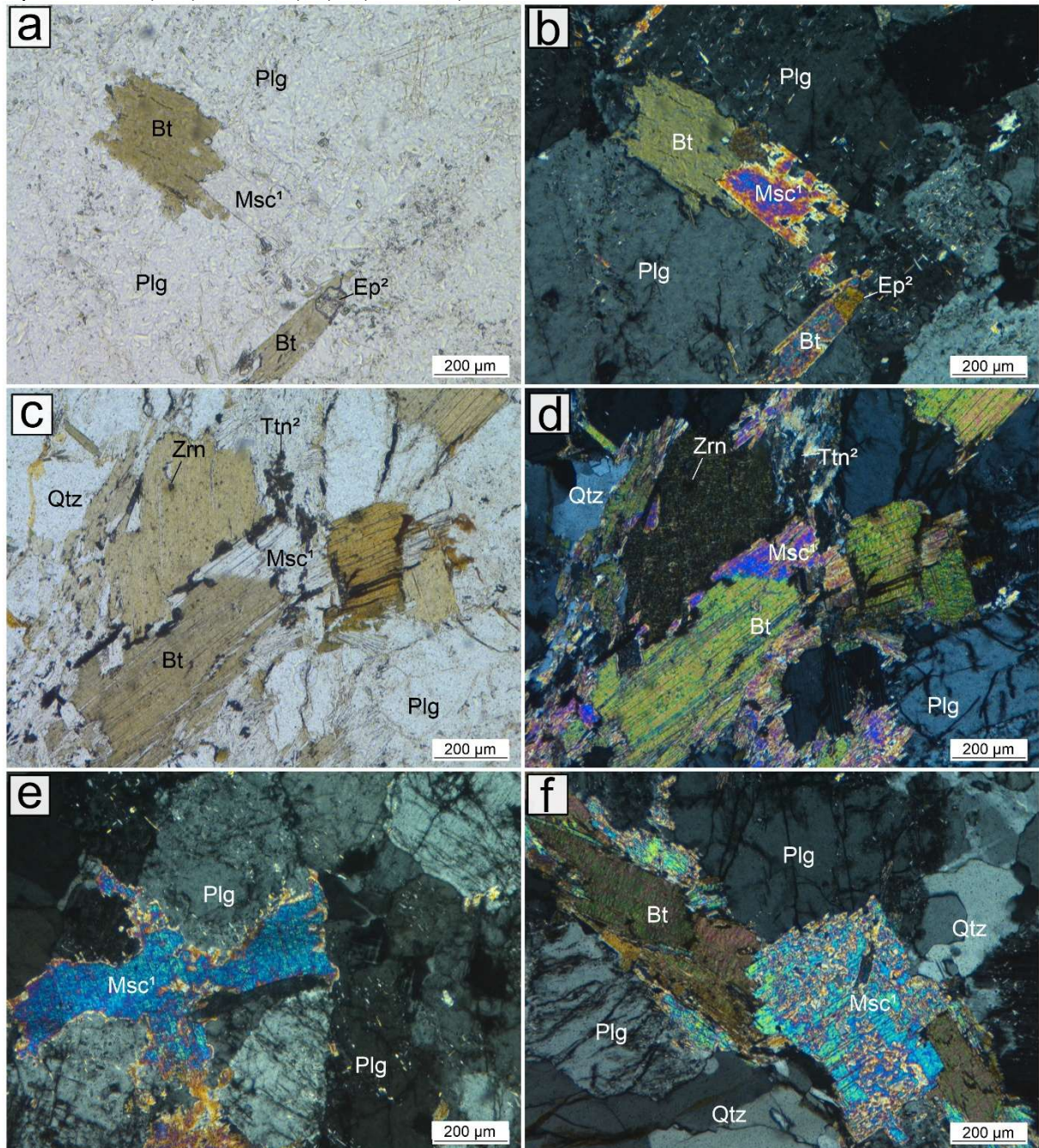


Fonte: Próprio autor.

Muscovita²

Muscovita² ocorre em proporções geralmente inferiores a 1%, podendo localmente atingir valores da ordem de até ~5%. Apresenta granulação muito fina a fina, com cristais predominantemente anédricos (FIG. 37c), por vezes com aspecto esquelético.

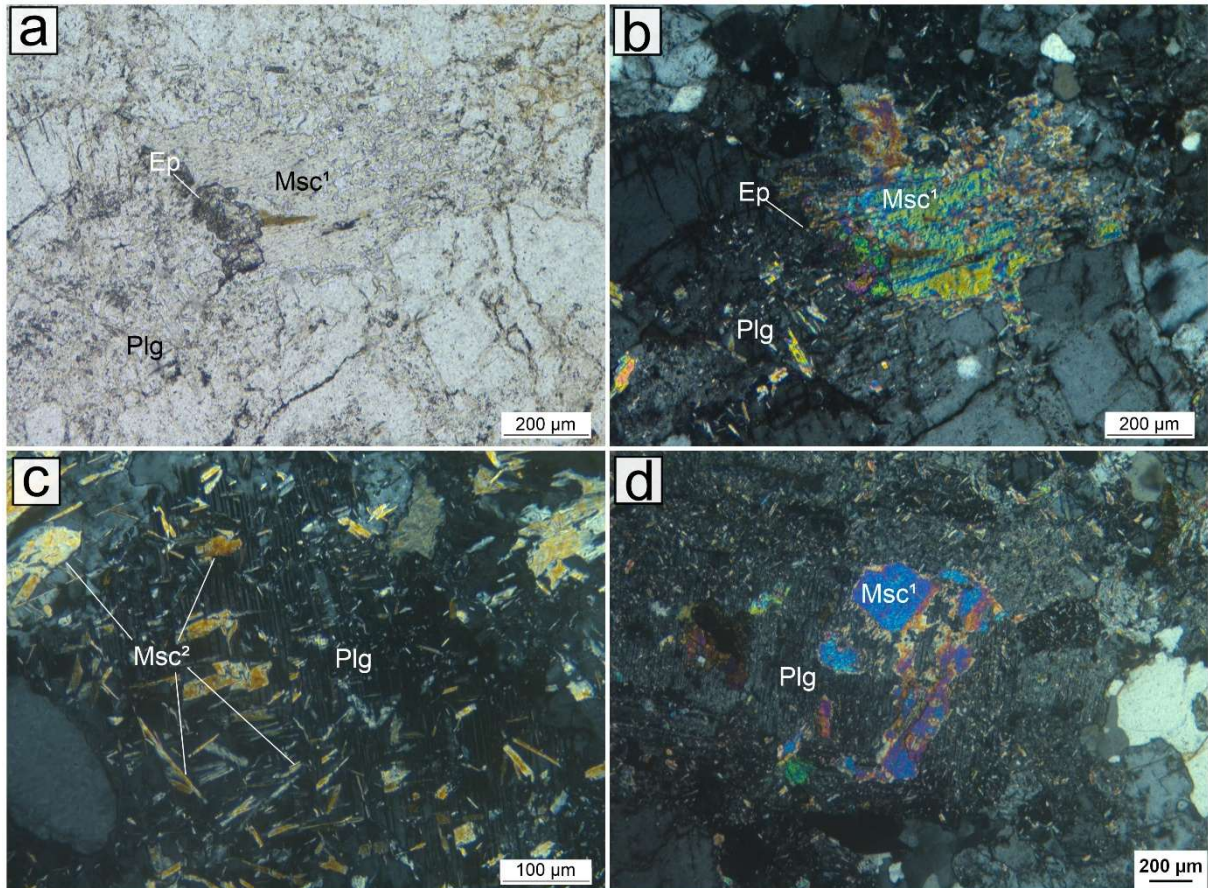
Figura 36 – Fotomicrografias óticas de muscovita na SRC; luz plano-polarizada com exceção de a) e c). a) e b) Msc¹ subédrica encontrada em conjunto à Bt, entre cristais de Plg. c) e d) Msc¹ observada em contato direto com Bt, apresentando uma mudança abrupta de coloração em luz natural, de castanho (Bt) para incolor (Msc¹), configurando uma única plaqueta de filossilicato. e) Msc¹ associada a Plg, atingindo granulação superior a 0,8 mm. f) Msc¹ subédrica associada a Bt, em meio a Plg e Qtz, com granulação maior que 0,5 mm. Seções delgadas representadas: a) e b) RS-161, c), d) e f) RS-22, e) RS-15.



Fonte: Próprio autor.

Ocorre principalmente como plaquetas diminutas associadas ao plagioclásio, sendo observada inclusa nesse feldspato ou distribuída em seu interior em associação frequente com epidoto² (FIG. 33b e 37c).

Figura 37 – Fotomicrografias óticas de muscovita na SRC; luz plano-polarizada com exceção de a). a) e b) Cristal de Msc¹ (~0,4 mm) em meio a Plg alterado e Qtz. c) Msc² associados à alteração de Plg, em plaquetas finas ($\leq 0,1$ mm) e com orientação difusa. d) Plaqueta de Msc¹ subédrica, inclusa em Plg intensamente alterado. Seções delgadas representadas: a) e b) RS-15, c) RS-129 e d) RS-01.

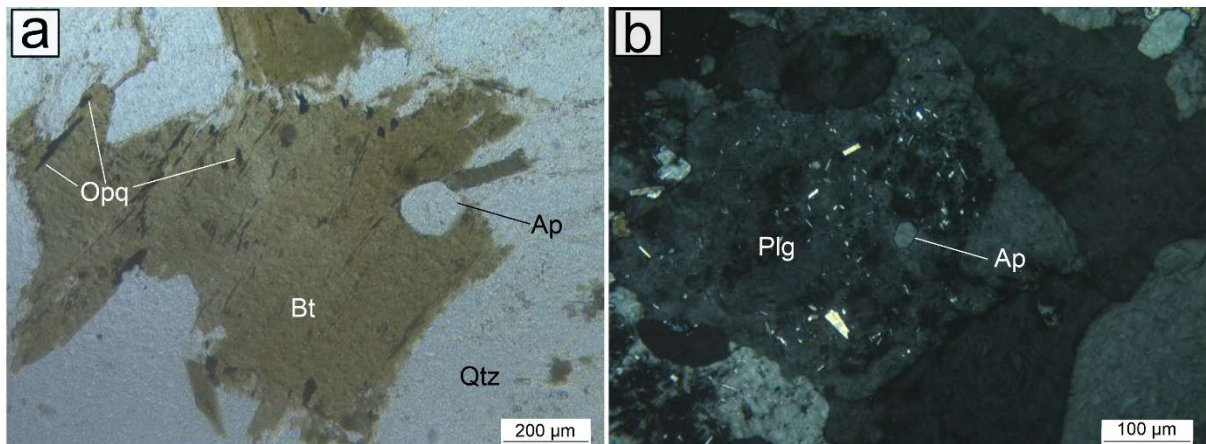


Fonte: Próprio autor.

Apatita

Apatita ocorre em proporções inferiores a 1%, predominantemente fina a muito fina em forma de gota (FIG. 24e, 27 e 38), subordinadamente acicular, pontualmente média com cristais de formato equante. Ocorre como inclusões em quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita, sem apresentar orientação preferencial. Não foram observadas feições distintivas adicionais entre os grãos de apatita de acordo com o mineral em que está incluso.

Figura 38 – Fotomicrografias óticas de apatita na SRC. a) Ap equante inclusa em Bt (luz plana) e b) inclusa em Plg alterado (luz plano-polarizada). Seções delgadas representadas: a) RS-319 e b) RS-164.



Fonte: Próprio autor.

Opacos

Opacos ocorrem em proporções geralmente inferiores a 1%, apresentam granulação variável, desde muito fina até média, predominantemente anédrico, embora localmente possam ocorrer cristais subédricos, tabulares a alongados (FIG. 39). São encontrados de maneira recorrente associados à biotita, ocorrendo como grãos muito finos inclusos nesse mineral, como grãos finos a médios bordejados por agregados de biotita ou ainda como grãos médios associados aos agregados biotíticos (FIG. 38a, 39e e 39f). Em algumas amostras, são observados opacos inclusos em epidoto¹. É frequente a presença de coronas ao redor dos grãos opacos, constituídas por titanita² ou, em outros casos, por epidoto¹ (FIG. 39a e 39b), estando pontualmente associados à allanita.

Quando possível, os opacos foram identificados como magnetita e ilmenita, ocorrendo com: magnetita inclusa em biotita, magnetita e ilmenita associadas à titanita² e magnetita apresentando feições de martitização (FIG. 39c-39f). As relações texturais observadas (CM026 e NR-03), incluindo a associação dos opacos com biotita, a presença de coronas de titanita² e epidoto¹, bem como o hábito e granulações, são análogas às descritas nas demais amostras analisadas em luz transmitida. Assim, embora a identificação mineralógica específica dos opacos tenha sido possível apenas em 2 lâminas, as descrições texturais e de ocorrência foram mantidas de forma consistente em todo o conjunto analisado.

Zircão

Zircão ocorre em proporções geralmente inferiores a 1%, como cristais diminutos inclusos nas demais fases minerais, principalmente em biotita, quartzo e feldspatos. Em algumas amostras, os cristais de zircão exibem hábito euédrico (FIG. 40a e 40b), embora na

maioria das ocorrências não seja possível distinguir claramente sua morfologia devido a granulação muito fina.

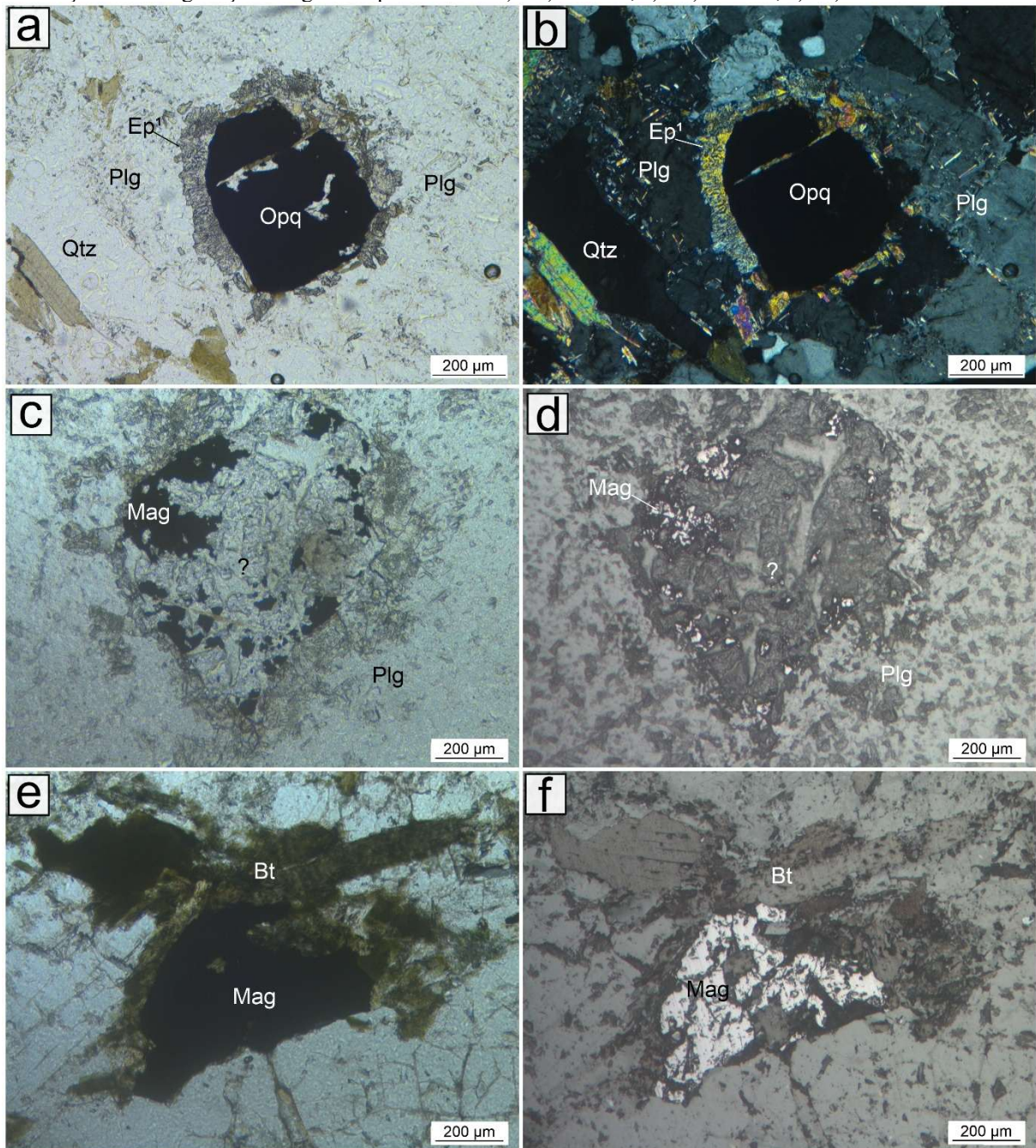
Granada

A granada foi identificada apenas na amostra RS-164, com granulação média a grossa, subédrica (FIG. 40c) a anédrica (FIG. 40d), apresentando formato equidimensional. Os cristais não exibem foliação nem anisotropia interna observável. Os grãos são intensamente fraturados e ocorrem em contato com quartzo, biotita e muscovita¹. Apresentam inclusões de quartzo, biotita e apatita, além de reentrâncias irregulares preenchidas por muscovita¹ (FIG. 40d). Em determinados setores da lâmina, a granada ocorre associada a agregados de biotita sem orientação preferencial (FIG. 40c).

Calcita

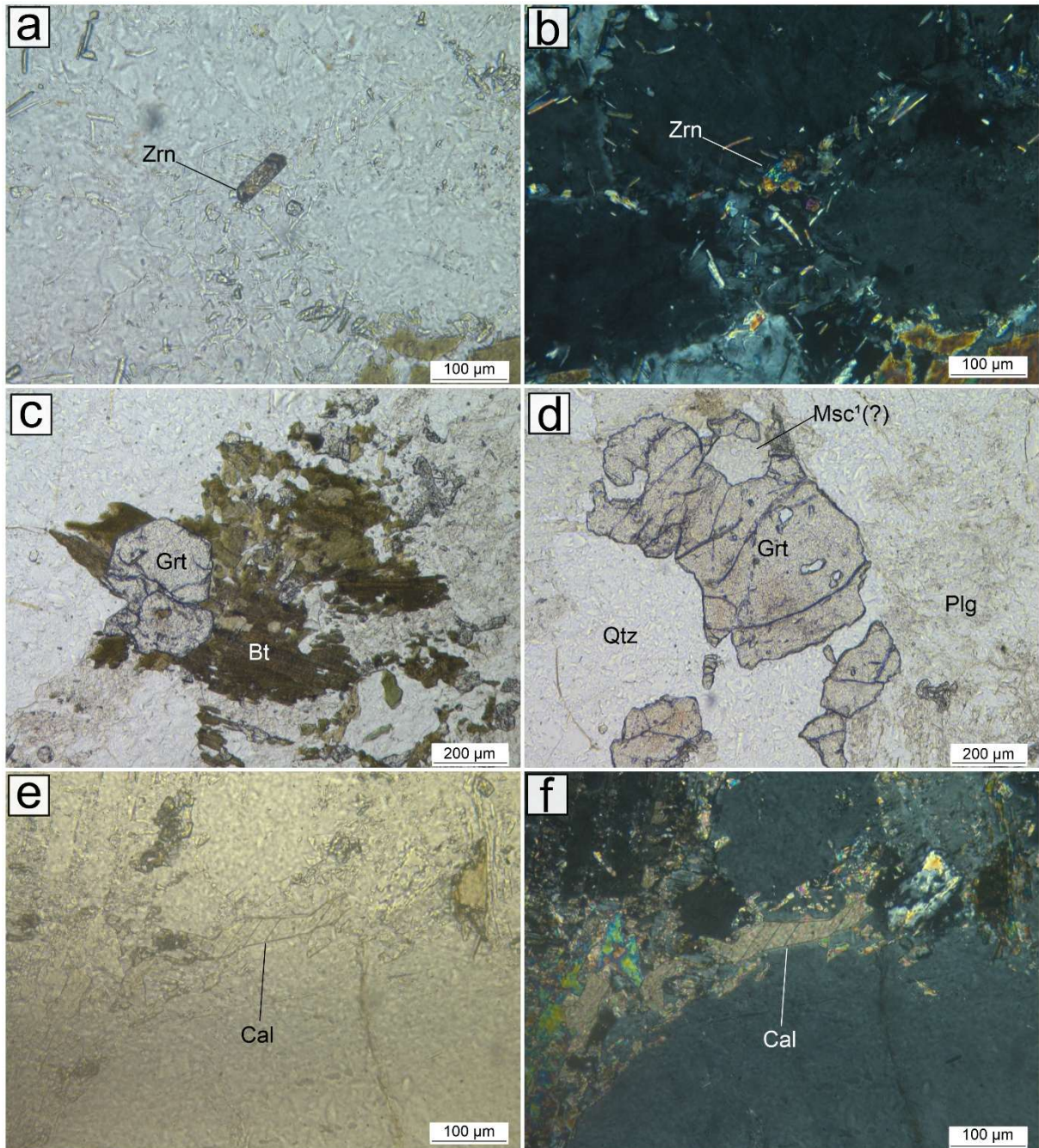
A calcita ocorre de forma pontual na amostra RS-319, com granulação fina, localmente bem desenvolvida (FIG. 40e e 40f). Apresenta clivagem bem definida, inversão de relevo e cores de interferência de 5ª ordem, se apresentando associada ao plagioclásio (FIG. 40e e 40f).

Figura 39 – Fotomicrografias óticas de opacos na SRC; luz plana (a e c), plano-polarizada (b) e refletida (d e f). a) e b) Cristal de Opq com formato equidimensional incluído em Plg, apresentando sobrecrecimento parcial de Ep¹. c) e d) Relictos de Mag associados a um mineral não identificado, ambos incluídos em Plg. e) e f) Bt em associação com Mag. Seções delgadas representadas: a) e b) RS-161, c) e d) CM026, e) e f) NR-3.



Fonte: Próprio autor.

Figura 40 – Fotomicrografias óticas de zircão (a, b), granada (c, d) e calcita (e, f) na SRC; luz plana com exceção de b) e f). a) e b) Zrn euédrico incluído em Plg. c) Grt subédrica e fraturada, associada a Bt com textura decussada. d) Granada anédrica, em contato com Plg e Msc¹. e) e f) Cal de granulação ~0,15 mm, associada a alteração do Plg, sendo possível observar sua clivagem. Seções delgadas representadas: a) e b) RS-161, c) e d) RS-164, e) e f) RS-319.



Fonte: Próprio autor.

4.3 Análises de química mineral (MEV-EDS)

Foram analisadas por MEV-EDS seções delgadas das amostras NR-03, NR-12, CM05 e CM026 (Tabela 6). Foram considerados principalmente minerais acessórios, com destaque para muscovita, epidoto e titanita, além de minerais essenciais como feldspatos e biotita. Os dados obtidos para cada mineral encontram-se disponíveis no Apêndice II.

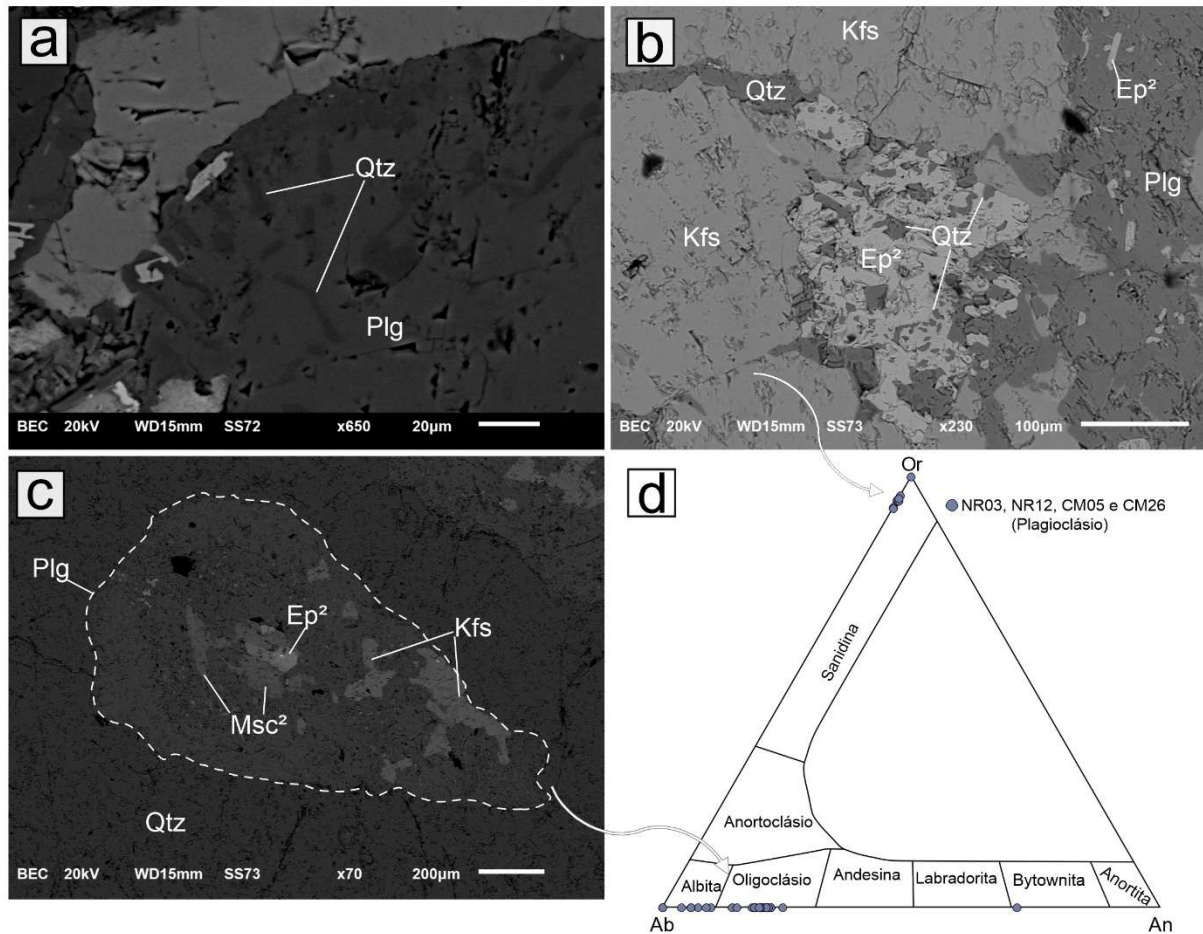
4.3.1 Feldspatos

Foram analisados 47 pontos em grãos de feldspatos das 4 amostras, sendo 38 de plagioclásio e 9 de feldspatos potássicos. Na amostra NR-03, o número de análises foi igual a 24, seguida por CM026 (13), CM05 (6) e NR-12 (4).

Mirmequitas foram observadas em detalhe, com o plagioclásio exibindo inclusões vermiformes de quartzo (FIG. 41a), frequentemente em associação com feldspatos potássicos, e sistematicamente associado a muscovita² e epidoto² (FIG. 41b e 41c), sem evidências claras de zoneamento composicional.

Os dados de química mineral foram utilizados para o cálculo das proporções Ab, An e Or, posteriormente plotadas em diagrama ternário (após Deer; Howie; Zussman, 1992; Smith; Brown, 1988). Os feldspatos potássicos apresentam teores de K em torno de 12,7 wt.%, além de pequenas quantidades de Ba (≤ 1 wt.%). Já os plagioclásios exibem teores médios de Na em torno de 7 wt.%. Os feldspatos potássicos concentram-se no campo de ortoclásio/microclínio, enquanto a maioria dos plagioclásios analisados (84%) corresponde ao campo do oligoclásio, com ocorrências subordinadas de albita (6 análises), sendo elas em cristais mais alterados ou em ocorrências finas associadas à titanita e/ou biotita (FIG. 41d).

Figura 41 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Plg com inclusões vermiformes de Qtz. b) Plg associados a Ep² e Kfs. c) Cristal anédrico de Plg em meio a agregados de Qtz, exibindo associação com Kfs e Ep² envolto por Msc². d) Diagrama ternário Ab-An-Or com a distribuição dos pontos de feldspatos analisados nas rochas da SRC. Seções delgadas representadas: a) CM05, b) NR-12, c) CM026.



Fonte: d) Adaptado depois de (Deer; Howie; Zussman, 1992; Smith; Brown, 1988).

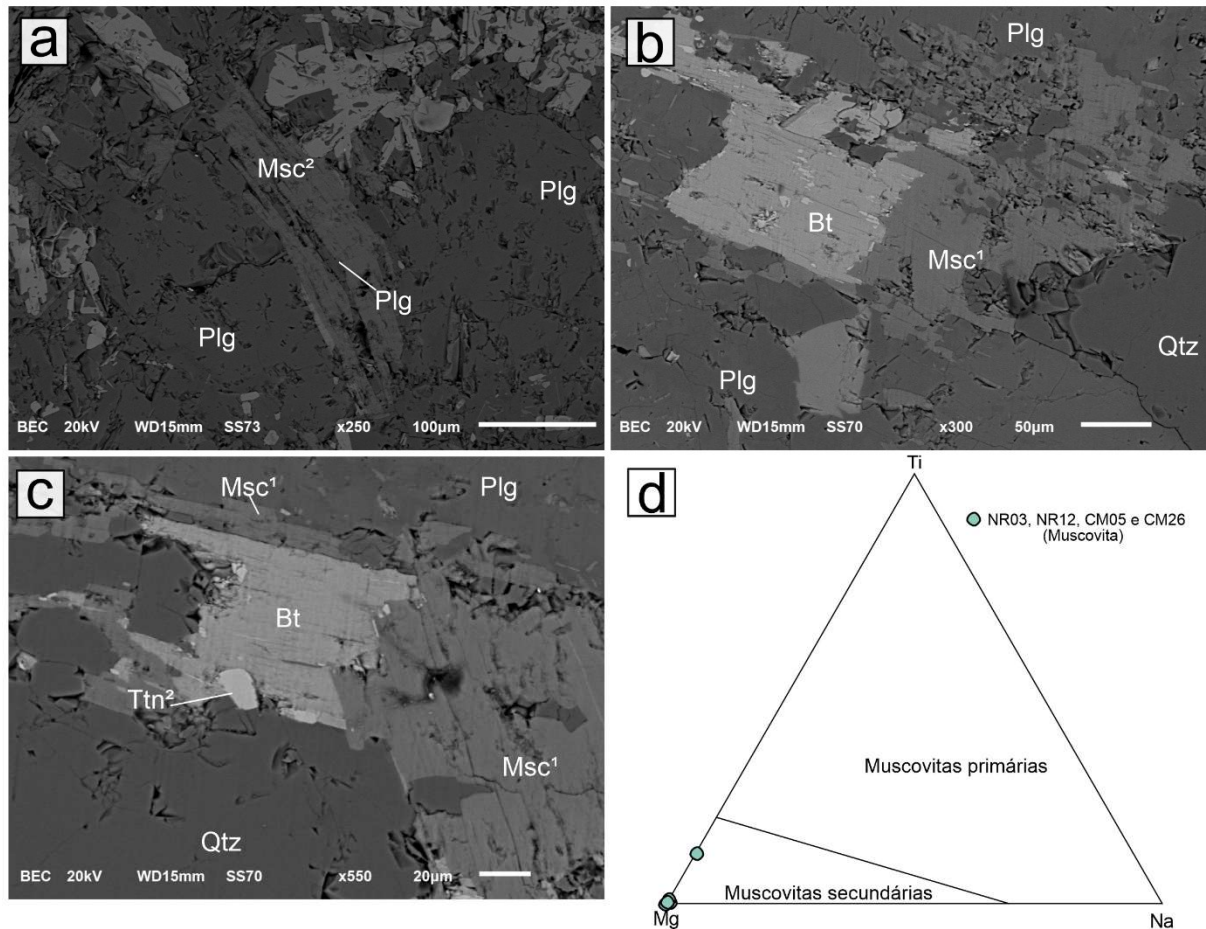
4.3.2 Muscovita

A muscovita foi identificada em todas as amostras analisadas via MEV, mas com dados de química mineral disponíveis apenas para as amostras CM026 e NR-12, com 3 e 2 pontos de análise, respectivamente.

Ocorre como finas plaquetas associadas à alteração do plagioclásio (FIG. 41c), como grãos relativamente mais desenvolvidos inclusos nesse feldspato (FIG. 42a) ou ainda em associação com biotita (FIG. 42b e 42c, 44e, 45b).

Os dados químicos obtidos indicam que ambas as formas de ocorrência identificadas, muscovita¹ e muscovita², devem corresponder a muscovitas secundárias, conforme ilustrado no diagrama de Miller et al. (1981) (FIG. 42d).

Figura 42 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Msc² incluída em Plg e com inclusão de Plg de composição análoga ao exterior. b) e c) Msc² sobrecrecida a Bt, ambos associados ao Plg. D) Diagrama ternário Mg-Na-Ti (apfu) em que os cristais analisados se enquadram no campo de muscovitas secundárias. Seções delgadas representadas: a) CM026, b) e c) NR-03



Fonte: a)-c) Próprio autor. d) Adaptado depois de Miller *et al* (1981).

4.3.3 Biotita

Foram realizados 25 pontos de análises em grãos de biotita na amostra NR-03, 7 na NR-12, 1 na CM05 e 1 na CM026, totalizando 34 análises. A partir das imagens obtidas foi possível observar a ocorrência de muscovita² em meio à biotita (FIG. 43a, 44e, 45b), bem como relações texturais distintas entre biotita e titanita¹ e titanita² (FIG. 43b, 43c e 44).

Os dados de química mineral foram utilizados em diagramas discriminantes. No diagrama de Nachit; Ibhi; Ohoud (2005), 91% dos pontos analisados situam-se no campo de biotitas primárias reequilibradas, enquanto apenas três análises plotam no campo de biotitas primárias (FIG. 43d). No diagrama de Abdel-Rahman (1994), as biotitas indicam afinidade com séries peraluminosas a cálcio-alcálinas (FIG. 43e e 43f).

No diagrama de Zhou (1986), baseado nas proporções de FeO e MgO, os dados são interpretados como compatíveis com fontes mistas a crustais para os magmas a partir dos quais

essas biotitas se cristalizaram (FIG. 46a), embora, reequilíbrio pós-cristalização pode ter modificado a composição química, o que implica cautela na utilização desse diagrama como indicador direto da fonte magmática.

4.3.4 Titanita

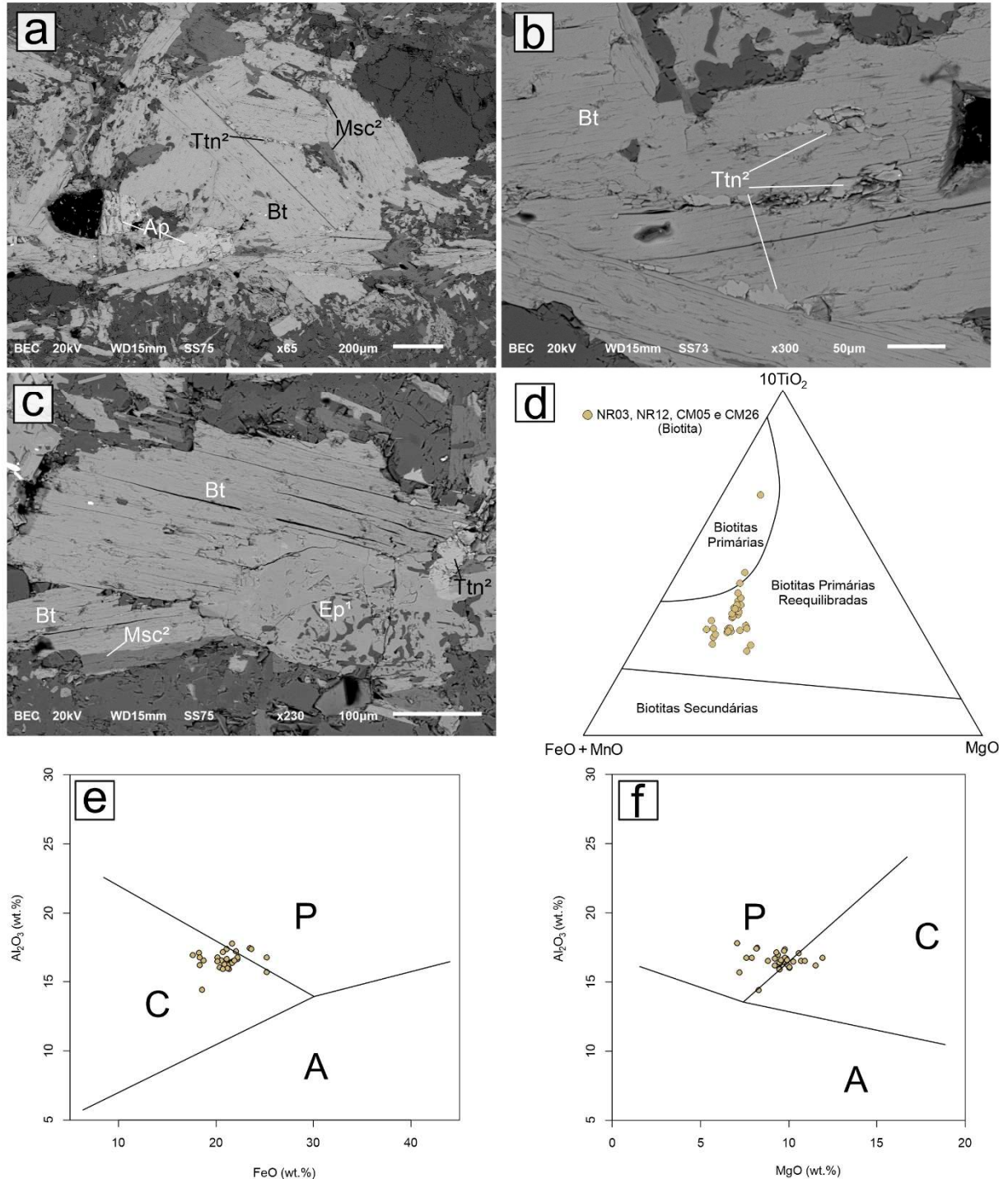
Titanitas das quatro lâminas delgadas foram analisadas, totalizando 42 pontos de análise, sendo 34 em titanitas previamente classificadas como titanita¹ e 8 como titanita² (ver seção 4.2). A lâmina com maior número de análises foi a NR-03 (17), seguida por NR-12 (11) e pelas amostras CM05 e CM026, com 7 pontos cada.

Foi possível distinguir com maior detalhe os dois modos principais de ocorrência: (i) titanitas euédricas (FIG. 44a e 44b) a subédricas (FIG. 44c-44e), de granulação predominantemente média, localmente inalteradas ou substituídas por óxidos (ilmenita) (FIG. 44f); e (ii) titanitas anédricas, de granulação fina, ocorrendo preferencialmente associadas a descontinuidades em biotita (FIG. 43b).

Ambos os tipos apresentam teores de FeO^t próximos a $\sim 1,4$ wt.%, enquanto as concentrações de Al_2O_3 diferem significativamente, com médias de $\sim 2,0$ wt.% para titanita¹ e $\sim 6,0$ wt.% para titanita², resultando em razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}^t$ de aproximadamente 1,45 e 6,57, respectivamente.

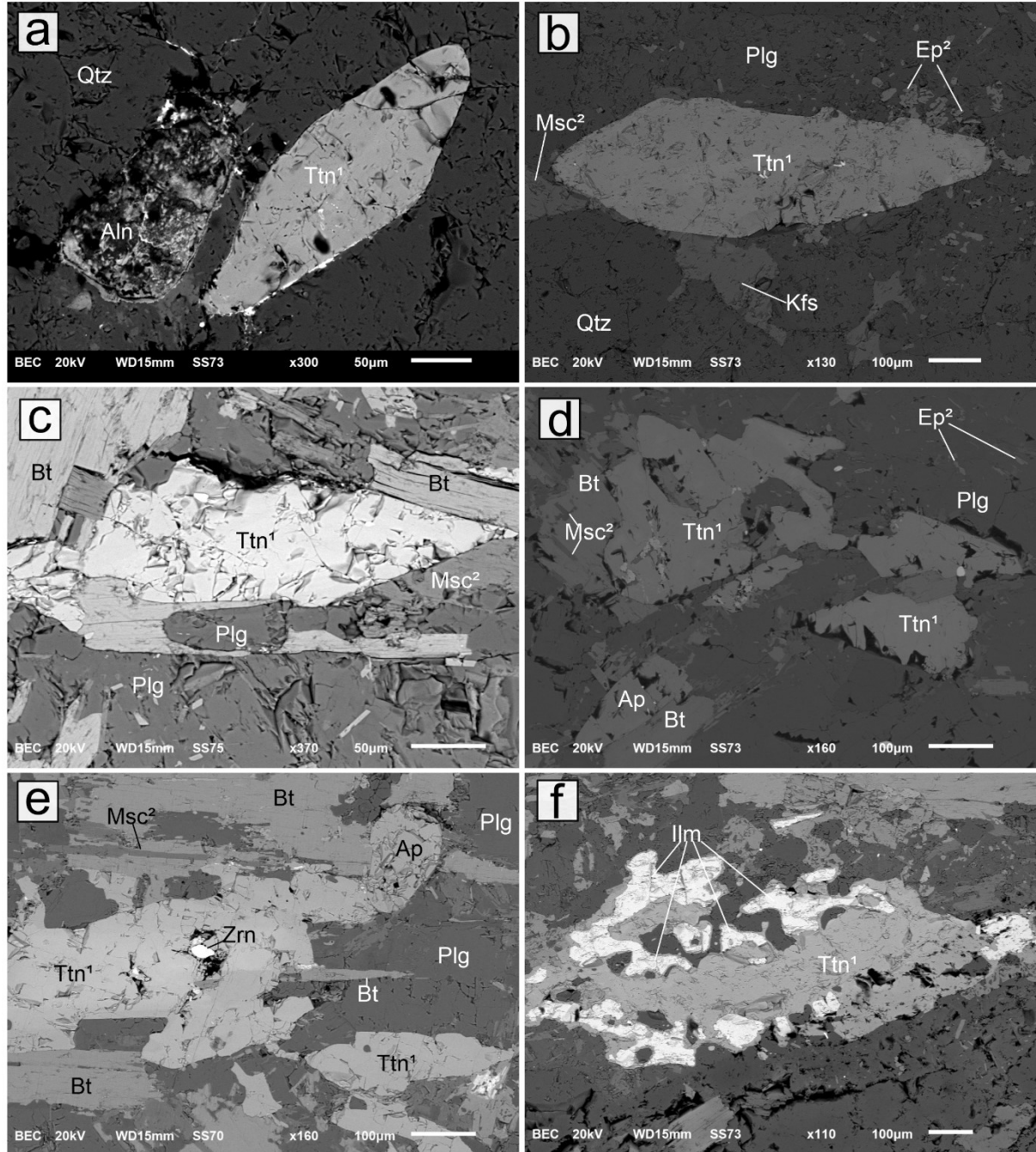
Segundo o diagrama TiO_2 vs. $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ (wt.%) (FIG. 46b) (Fu et al., 2016), com limites dos campos de titanita magmática e metamórfica, embora haja sobreposição entre os campos, as titanitas¹ exibem tendência ao domínio magmático, enquanto as titanitas² concentram-se preferencialmente no campo metamórfico.

Figura 43 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Bt com textura decussada, com ocorrência de Ttn^2 em contatos e planos de clivagem, assim como Msc^2 . b) Detalhe para a forma de ocorrência de Ttn^2 em meio a Bt. c) Cristal de Bt exibindo lamela de Msc^2 e em contato com Ep^1 simplectítico. d) Diagrama ternário $FeO+MnO-MgO-10*TiO_2$ (óxidos wt.%) em que os pontos investigados correspondem a biotitas primárias e primárias reequilibradas. e) e f) Utilização de Al_2O_3 , FeO e MgO (óxidos wt.%) da biotita para classificação quanto à série magmática, em que as rochas da SRC se enquadram entre peraluminosas (P) e cálcio-alcálinas (C); A: anorogênicas alcalinas. Seções delgadas representadas: a)-c) NR-12.



Fonte: a)-c) Próprio autor. d) Após Nachit *et al.* (2005). e) e f) Após Abdel-Rahman (1994).

Figura 44 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Ttn¹ euédrica incluída em quartzo, ao lado de Aln metamítica. b) Ttn¹ euédrica incluída em Plg, localmente em contato com Kfs, Ep² e Msc². c) Ttn¹ subédrica, em meio a agregado de Bt. d) Parte de Ttn¹ subédrica, incluída em Plg, parcialmente em contato com Bt. e) Parte de Ttn¹ subédrica associada a Plg e Bt e com inclusão de Zrn. f) Ttn¹ subédrica parcialmente substituída por ilmenita e quartzo. Seções delgadas representadas: a) CM05, b) CM026, c) e f) NR-12, d) e e) NR-03.



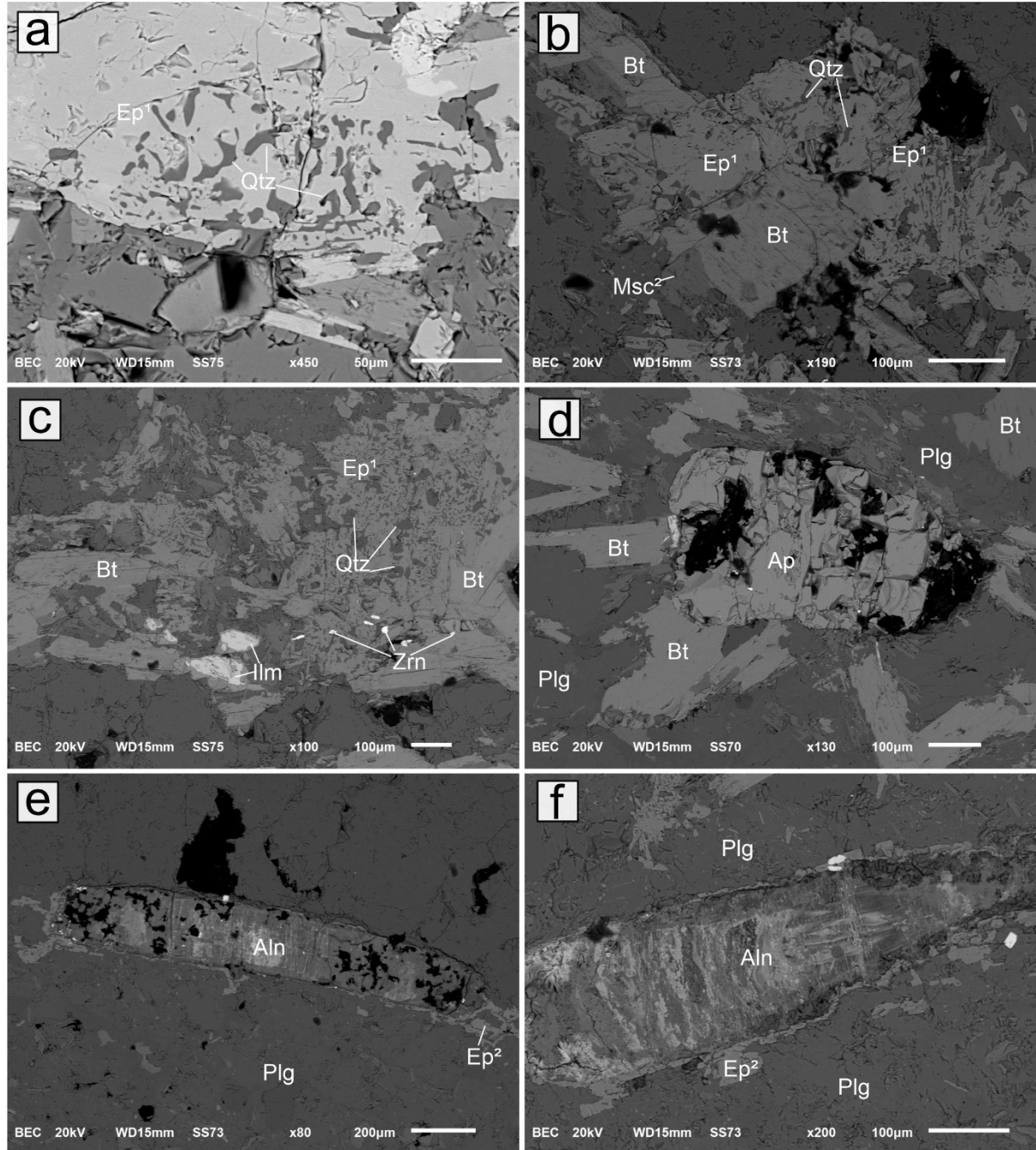
Fonte: Próprio autor.

4.3.5 Epidoto, allanita e apatita

As análises em grãos de epidoto totalizaram 30 pontos, distribuídos entre as amostras CM026 (13), NR-12 (10), NR-03 (6) e CM05 (1). O epidoto¹ foi encontrado com inclusões vermiformes de quartzo (FIG. 45a-45c), enquanto o epidoto² associado ao plagioclásio e com granulação fina (FIG. 41b, 44b e 44d), além de exibirem contrastes composicionais. Os teores de TiO₂ estiveram abaixo do limite de detecção em 28 dos 30 pontos analisados. As concentrações médias de Al e Fe foram semelhantes entre epidoto¹ e epidoto², resultando em teores de pistacita [$Ps = 100\% \times Fe/(Fe + Al)$] de aproximadamente 26,56% e 23,75%, respectivamente. Os valores de Ps foram representados em histograma, juntamente com estimativas de densidade de Kernel (KDE) (FIG. 46c), nos quais o epidoto¹ apresenta pico em ~27%, enquanto o epidoto² concentra-se em torno de ~24%.

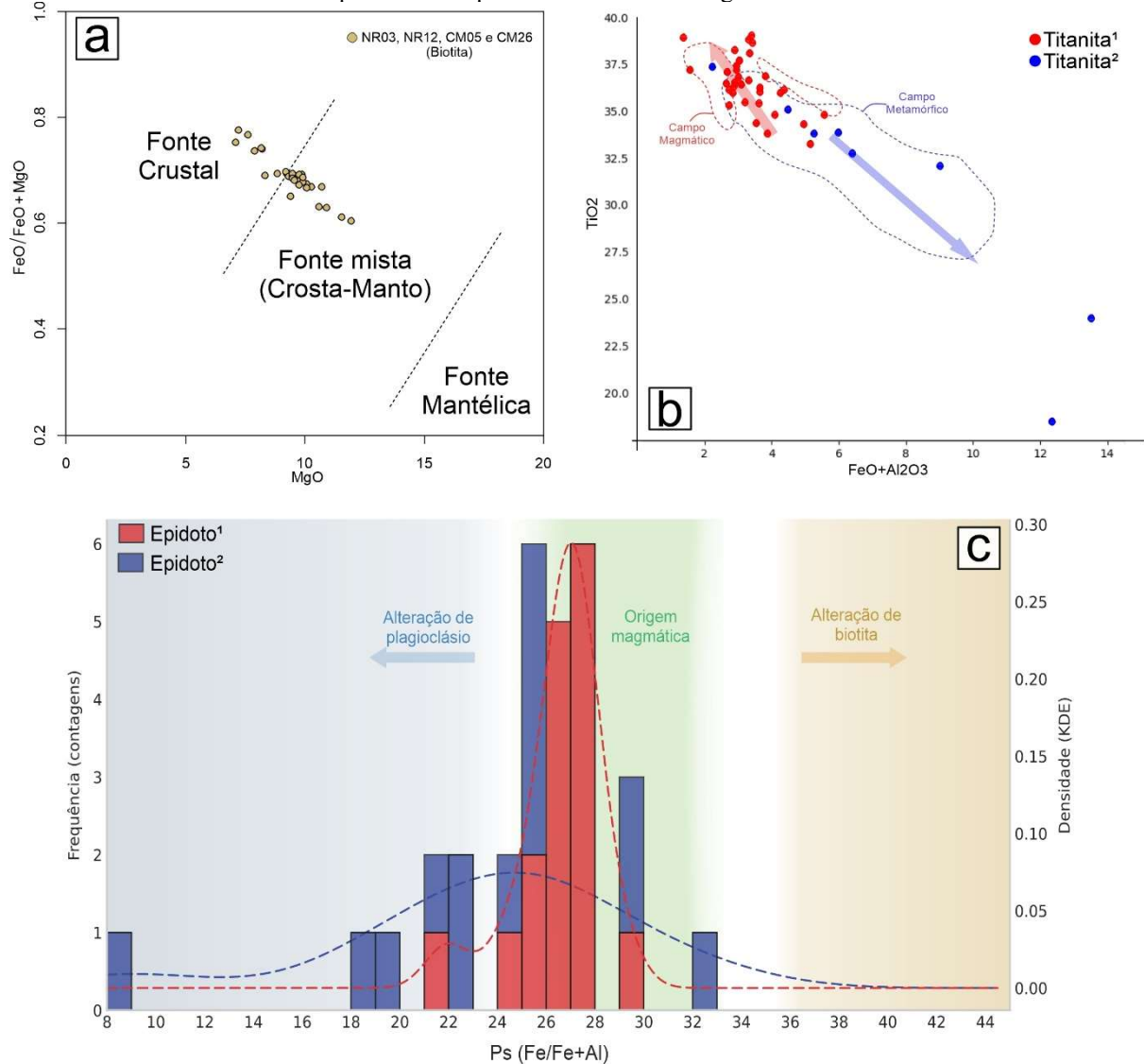
Grãos de apatita, de hábito equante e intensamente fraturada (FIG. 45d), e allanita com caráter metamórfico e, localmente, apresentando bordas de epidoto² (FIG. 45e e 45f) foram analisados para fins de segura identificação mineralógica.

Figura 45 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados: a) Ep¹ com porção exibindo inclusões vermiformes de Qtz. b) Ep¹ com inclusões vermiformes de Qtz, em contato com Bt. c) Ep¹ com inclusões vermiformes em contato com agregado de Bt e apresentando inclusões de Zrn. d) Ap fraturada incluída em Plg e em contato Bt. e) e f) Aln metamíctica incluída em Plg e com sobrecrecimentos locais de Ep². Seções delgadas representadas: a), c) e f) NR-12, b) e e) CM026, d) NR-03.



Fonte: Próprio autor.

Figura 46 – a) Plot de $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ vs. MgO (wt.%) de biotitas da SRC, com distinção de possíveis fontes, se enquadrando no campo de fonte mista a crustal. b) Plot de TiO_2 vs. $\text{FeO}+\text{Al}_2\text{O}_3$ (wt.%) de titanitas da SRC, com distinção quanto a origem ígnea ou metamórfica. c) Histograma do teor de Ps dos epidotos da SRC, assim como a curva de KDE e faixa de Ps em que ocorrem epidotos de diferentes origens.



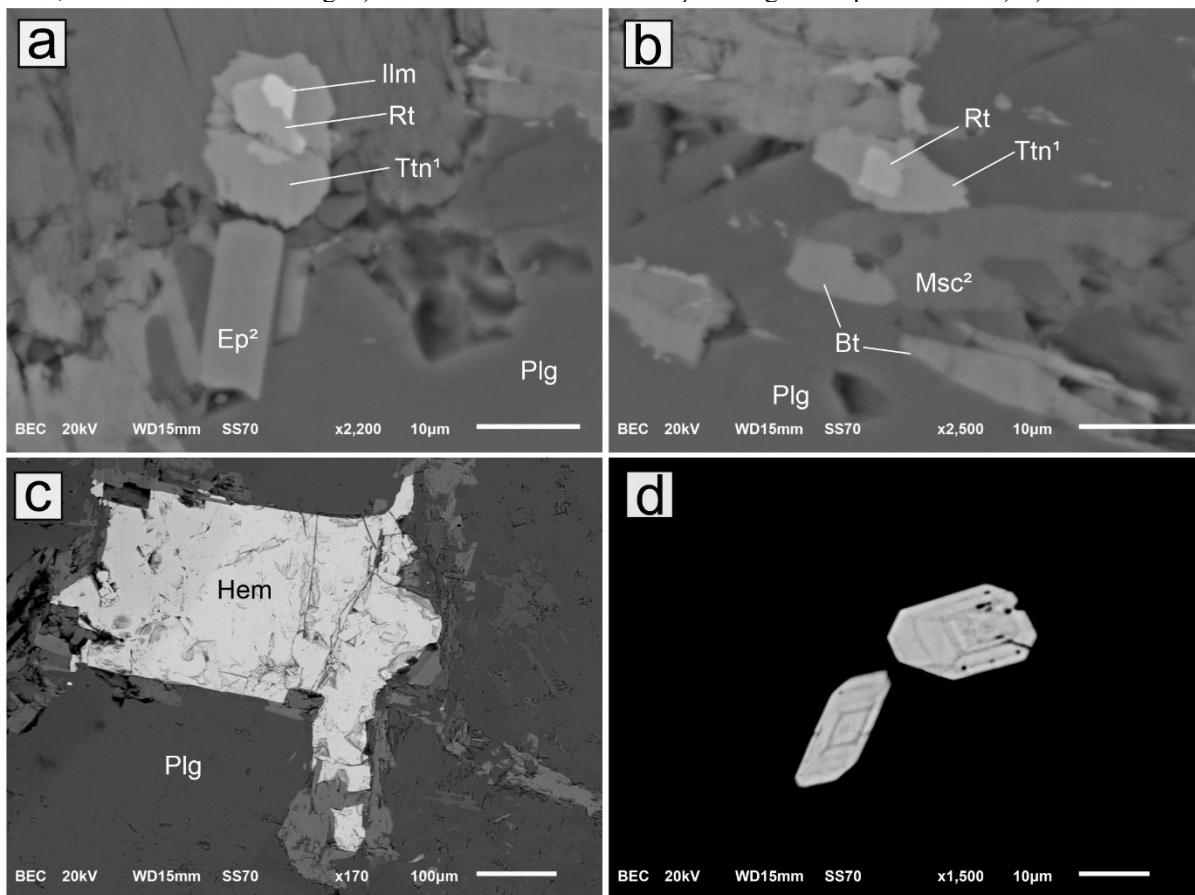
Fonte: a) Zhou (1996); b) Fu *et al.* (2016) e Vieira; Gonçalves; Gonçalves (2020); c) Cunha *et al.* (2021), Lima *et al.* (2021), Sial *et al.* (1999), Silva (2025) e Tulloch (1979).

4.3.6 Óxidos e zircão

Um dos óxidos frequentemente encontrados em todas as amostras analisadas foi a ilmenita, com ocorrências pontuais de hematita (FIG. 47a-47c). Entretanto, ressalta-se que o foco da investigação não foi a caracterização dos óxidos e da mineralogia opaca, fazendo com que possíveis variações sejam plausíveis. Na amostra NR-03 foi descrito o crescimento associado de ilmenita e rutilo, possivelmente a ilmenita como inclusão, ambos com sobrecrecimento de titanita (FIG. 47a e 47b).

O zircão foi a fase mineral encontrada como inclusão em todos os minerais descritos, com variação de tamanho e de feições internas. Em alguns casos, apresenta-se subédrico a euédrico e com zonamento interno (FIG. 47d).

Figura 47 – Fotomicrografias por MEV - elétrons retroespalhados (MEV): a) Associação de Ilm e Rt inclusos em Ttn¹, além de Ep² e Plg. b) Rt incluído em Ttn¹, localmente em contato com Msc² e Plg. c) Hem envolta por relictos de Bt, ambos associados ao Plg. d) Zrn euédricos e zonados. Seções delgadas representadas: a)-d) NR-03.



Fonte: Próprio autor.

4.4 Litoquímica

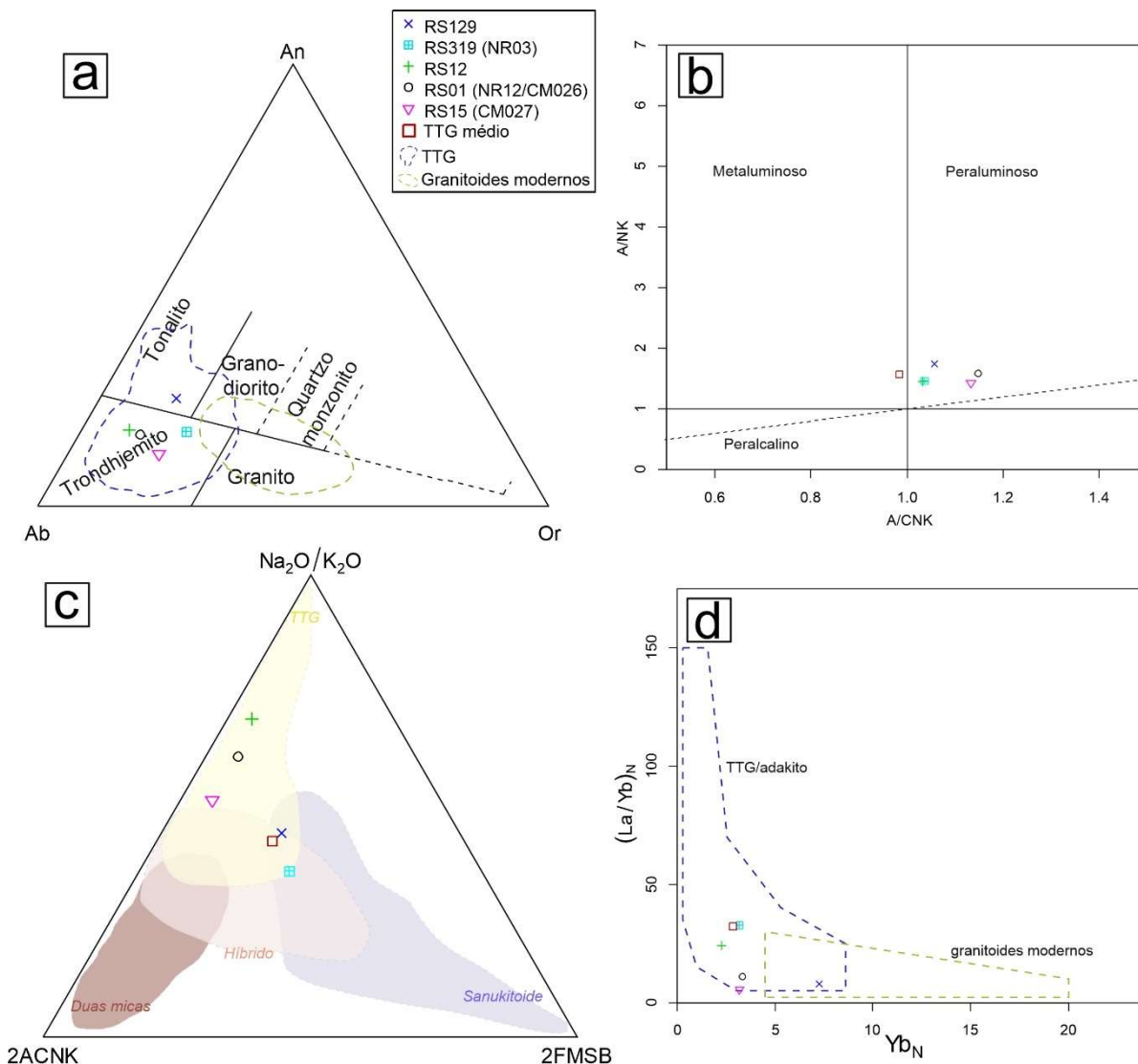
Dentre as 12 estações de trabalho investigadas, 5 possuem dados químicos de rocha total. Os dados das amostras RS-129, RS-319 e RS-12 foram disponibilizados pelo SGB, enquanto para as amostras RS-01 (NR-12/CM026) e RS-15 (CM027) foram utilizadas informações da SRC, obtidas por Moreira *et al.* (2018), correspondentes às amostras 16-RC-1A e 16-RC-3A, coletadas nos mesmos afloramentos (Apêndice III).

O teor de SiO_2 varia entre 67,90 e 73,20 wt.%, com valores superiores a 70 wt.% nas amostras representativas das porções norte e sul e teores relativamente mais baixos no setor central. As razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ são baixas ($\sim 0,35$), e os teores de Al_2O_3 estão entre 14,80 e 16,80 wt.%, no limiar entre TTG de alto e baixo conteúdo de alumina (Barker; Arth, 1976).

A partir dos dados geoquímicos, foi realizado o cálculo da mesonorma por meio da função “*Granite Mesonorm*” no software GCDKit (ver seção 1.5.3), permitindo estimar possíveis composições mineralógicas normativas e a proporção entre as fases. Com base nesses resultados, foi utilizado o diagrama ternário Ab–An–Or de O’Connor (1965), no qual as amostras situam-se predominantemente no campo dos trondhjemitos, com exceção da amostra RS-129, classificada como tonalito, embora todas permaneçam dentro do campo composicional esperado para TTG (FIG. 48a). No diagrama de saturação em alumina de Shand, (1927), as amostras são classificadas como peraluminosas, apresentando pequenas variações no índice A/CNK (desvio padrão de 0,049), com tendência de aumento dos valores no sentido norte–sul (FIG. 48b).

Laurent *et al.* (2014) propuseram correlações envolvendo as razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $2\text{A}/\text{CNK}$ e 2FMSB como ferramentas para discriminar granitoides com diferentes implicações evolutivas (FIG. 48c). As rochas da SRC posicionam-se predominantemente no campo dos TTG; embora, as amostras RS-129 e RS-319 tendam a sobrepor, respectivamente, os campos composicionais de sanukitoides e granitoides híbridos (FIG. 48c), uma vez que apresentam Ba+Sr de 2124 ppm e 2566 ppm, respectivamente, fazendo com que a SRC tenha média ligeiramente alto desse parâmetro (~ 1511 ppm). No diagrama $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ versus Yb_{N} de Martin (1986), todas as amostras distribuem-se no campo característico dos TTG. A amostra RS-129, por sua vez, apresenta sobreposição com o campo dos granitoides modernos, exibindo valores relativamente mais elevados de Yb_{N} em relação às demais amostras (FIG. 48d).

Figura 48 – Diagramas de classificação geoquímica para rochas da SRC. a) Diagrama ternário Ab-An-Or. b) Correlação entre A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ molar) e A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ molar). c) Diagrama ternário com vértices: 2ACNK ($2*(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ molar), 2FMSB ($2*(\text{FeOt}+\text{MgO})*(\text{Sr}+\text{Ba})$ wt.%) e $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ wt.%. d) Diagrama de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ versus Yb_N .

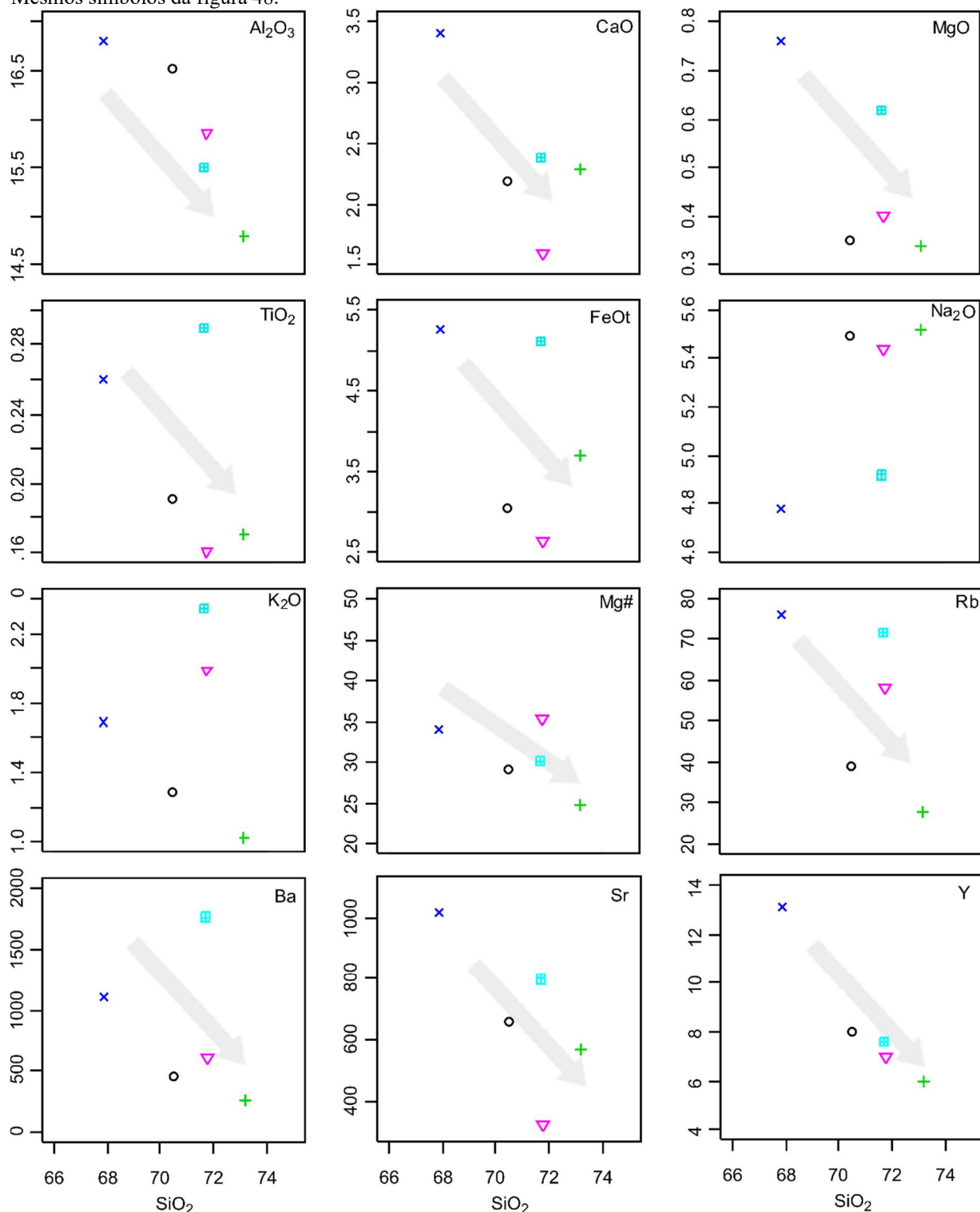


Fonte: a) O'Connor (1965), b) depois de Shand (1927); c) Laurent *et al.*, (2014); d) Martin (1986). TTG médio baseado em dados de TTG mais jovens que 3 Ga de acordo com Martin et al. (2005).

Os diagramas de Harker evidenciam, em geral, correlação negativa entre SiO_2 e os óxidos maiores Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO e TiO_2 , bem como com os elementos traço Rb, Ba, Sr e Y. Por outro lado, Na_2O e K_2O não exibem tendência sistemática com SiO_2 (FIG. 49). A amostra RS-129, proveniente do setor central, destaca-se por apresentar os maiores teores de Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Rb, Sr e Y quando comparada às demais amostras. Adicionalmente, todas as rochas exibem $\text{Mg\#}$ inferiores a 50, por vezes utilizado como referência para

diferenciar magmas derivados predominantemente de fontes metabasálticas daqueles com maior influência adakítica (Condie, 2005; Lacerda, 2025).

Figura 49 – Diagramas de Harker para amostras da SRC. Rb, Ba, Sr e Y em ppm, demais elementos em wt.%. Mesmos símbolos da figura 48.

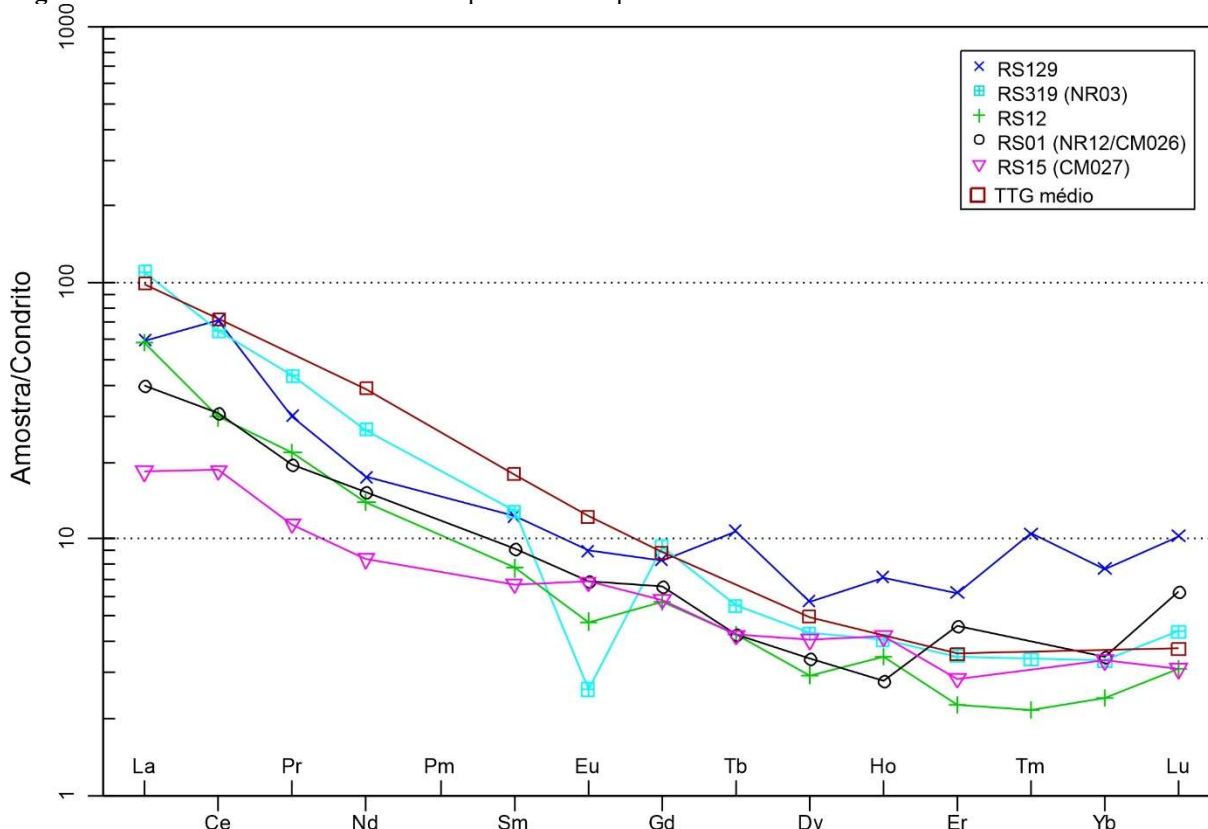


Fonte: próprio autor.

No diagrama de ETR normalizado pelo condrito, as amostras apresentam assinatura geral típica de TTG, com enriquecimento em ETRL e padrão plano a levemente empobrecido

em ETRP, resultando em altas razões $(La/Yb)_N$ (5,53-33,29, ~16,54), embora RS-15 e RS-129 exibam razões relativamente mais baixas (FIG. 50). De modo geral, há maior fracionamento entre as curvas nos ETRL, enquanto os ETRP mostram comportamento mais homogêneo entre as amostras. A amostra RS-129 distingue-se por apresentar valores relativamente mais elevados nos ETRP, enquanto a RS-15 apresenta padrão relativamente mais empobrecido em ETRL. As amostras possuem anomalias levemente negativas a levemente positivas de Eu, com destaque para anomalia fortemente negativa da RS-319 (Eu/Eu^* : 0,23) (FIG. 50).

Figura 50 – Padrão de ETR normalizados pelo condrito para rochas da SRC.

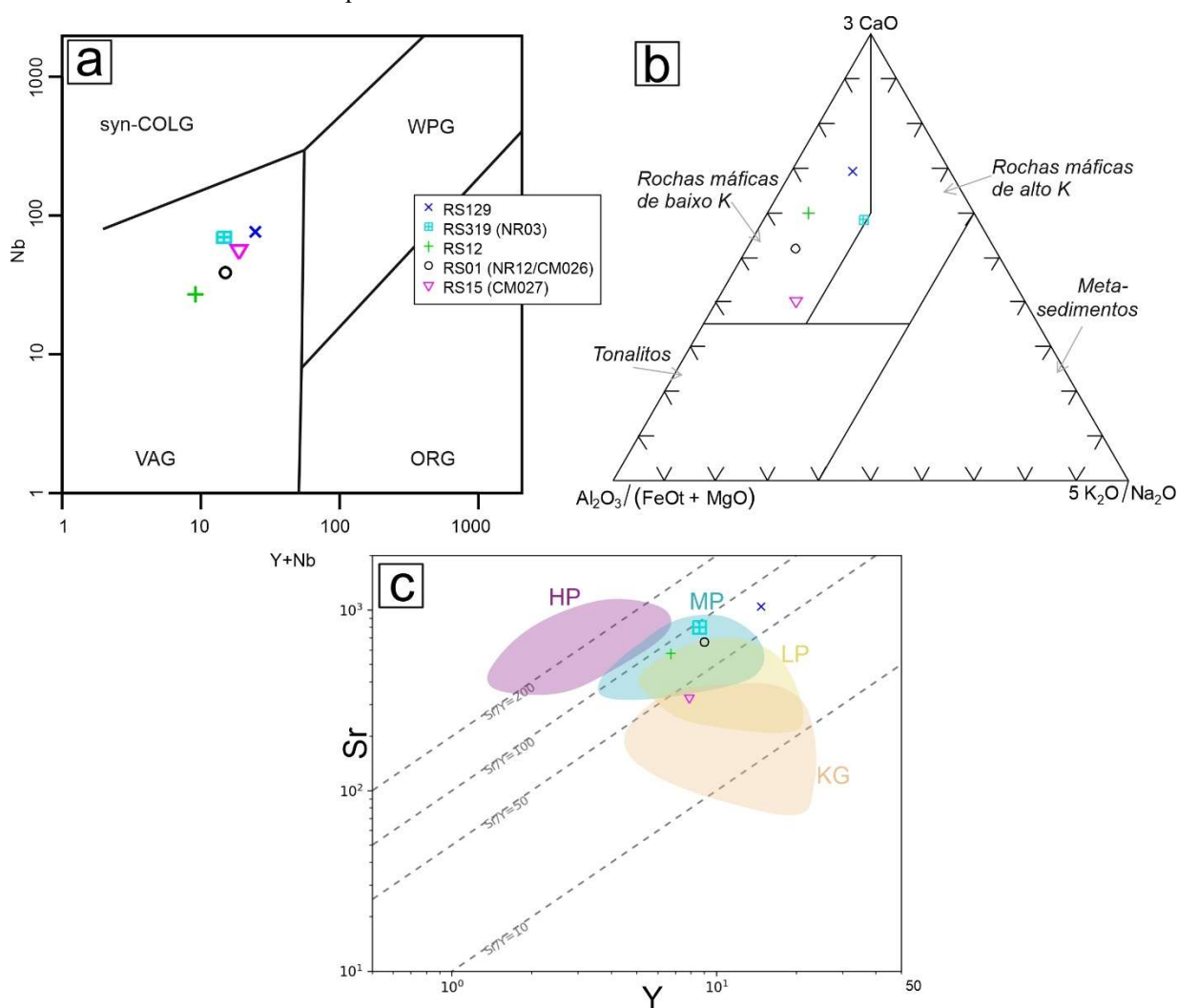


Fonte: Valores do condrito de Boynton (1984). TTG médio baseado em dados de TTG mais jovens que 3 Ga, detalhes em Martin et al. (2005).

Em diagramas de discriminação tectônica, como $Y+Nb$ vs Nb de Pearce; Harris; Tindle, (1984) as rochas da SRC são classificadas como VAG (ver seção 3.1), correspondendo a granitoides formados em contexto de arco vulcânico (FIG. 51a). Em relação à fonte magmática, utilizando parâmetros provenientes de estudos experimentais baseados nas proporções de CaO , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , MgO e FeO (Laurent *et al.*, 2014), todas as amostras associam-se a rochas fonte máficas de baixo K (FIG. 51b). Na relação Sr vs Y , as amostras plotam predominantemente na sobreposição de TTG de baixa e média pressão (FIG. 51c). Ressalta-se

que tais inferências geotectônicas baseiam-se exclusivamente em relações entre elementos químicos, sendo que sua robustez, enquadramento específico e integração com outros parâmetros, como texturas e química mineral, serão discutidos posteriormente.

Figura 51 – Diagramas de discriminação tectônica para rochas da SRC. a) Nb versus Y+Nb, valores em ppm, em que as rochas se associam a granitoides de arco vulcânico. b) Diagrama ternário com discriminação da fonte dos magmas, em que todas as amostras apontam para rochas máficas de baixo K como fonte. c) Gráfico Sr versus Y com distinção entre TTGs de alta (HP), média (MP) e baixa pressão (LP), e granitoides potássicos (KG), em que as amostras se associam aos campos LP e MP.



Fonte: a) Pearce; Harris; Tindle (1984); b) Laurent *et al.* (2014); c) Após Moyen (2011).

5 DISCUSSÃO

Os resultados obtidos serão discutidos com o objetivo de interpretar os aspectos texturais descritos e de analisar, de forma integrada, as informações petrográficas, de química mineral e de rocha total, visando à compreensão da evolução magmático-metamórfica da SRC.

5.1 Evolução magmática

Em um contexto orogênico, que potencialmente envolve diferentes graus de deformação e metamorfismo, o presente estudo revela que muitos aspectos da SRC remontam à sua evolução ígnea, com parte significativa da assembleia mineralógica primária preservada. Considerando os estágios após a fusão parcial da fonte, entende-se que os primeiros minerais a se cristalizarem foram zircão e apatita, visto que estão inclusos nas demais fases, seguidos por titanita¹ e óxidos (FIG. 54).

A titanita¹ é interpretada como primária em função de sua euedria, estabilidade textural com biotita, mineral que em condições metamórficas poderia gerar titanita secundária (Bialek, 1999; Ferry, 1979; Gerald; Stünitz, 1993), baixas razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ e *trend* rumo ao campo de titanitas magmáticas no diagrama de Fu *et al.* (2016) (FIG. 46b).

Dentre os óxidos, destacam-se ilmenita e hematita, identificadas por MEV, ocorrendo em associação com titanita e biotita, respectivamente. Ilmenita e rutilo ocorrem localmente associados como inclusões em titanita¹, sugerindo variações nas condições de $f\text{O}_2$, a partir de um estágio mais reduzido, favorável à estabilidade de ilmenita/rutilo, para condições relativamente mais oxidantes, que favoreceriam a formação de titanita¹ (Ishihara, 1977; Wones, 1989). Entretanto, interpretações mais robustas sobre esse tópico requerem caracterização detalhada da mineralogia opaca, bem como evidências do caráter magmático das fases minerais e de suas relações texturais, uma vez que as variações e texturas observadas entre esses minerais podem refletir, além de mudanças redox, efeitos da atividade de Ca e/ou reequilíbrio em condições subsolidus (Harlov *et al.*, 2006).

Com a continuidade do resfriamento do sistema, cristalizaram-se minerais intermediários como plagioclásio e anfibólio subordinado. Evidências texturais sugerem que o anfibólio foi majoritariamente consumido por reações tardi-magmáticas, possivelmente envolvendo interação com o *melt* residual e o plagioclásio, favorecendo a formação concomitante de biotita e epidoto¹ (FIG. 54) (ver seção 3.2.1). De fato, a forma de ocorrência do epidoto¹, subédrico com hábito losangular a hexagonal, núcleos de allanita, faces retas com biotita e feições de reação com plagioclásio, além de inclusões vermiformes de quartzo, tendem a ser compatíveis com registros de epidoto magmático (Cunha *et al.*, 2021; Sial *et al.*, 1999;

Silva, 2025), que passou por dissolução em condições tardi-magmáticas, possivelmente associada a variações de pressão, como proposto por Schmidt; Poli (2004).

A mensuração das zonas de dissolução e a estimativa da pressão final de cristalização poderiam, a princípio, fornecer subsídios para inferir a velocidade de ascensão do magma (ver seção 3.2.1). Contudo, não foi possível estabelecer a pressão (e profundidade) final de cristalização, uma vez que a ocorrência pontual de hornblenda impossibilitou a aplicação do barômetro com base em Al em hornblenda. A utilização da sistemática proposta por Erdmann *et al.* (2019), baseada em Al_2O_3 em titanita foi considerada, porém, o arcabouço mineralógico da SRC é distinto daquele que os autores sugerem apresentar confiabilidade para aplicação. Além disso, limitações das técnicas analíticas disponíveis inviabilizaram a consideração de outros geobarômetros (*e.g.* Ti em quartzo, Osborne *et al.*, 2022).

Em temperaturas relativamente mais baixas, cristalizaram-se microclínio e quartzo, este frequentemente ocupando interstícios entre os grãos, representando as fases mais fêlsicas e tardias da SRC (FIG. 54). Posteriormente, essa assembleia mineralógica primária foi submetida a transformações em estado sólido, com formação de minerais secundários por reações envolvendo consumo e troca entre fases primárias.

A ocorrência de granada é rara, restrita a lâmina RS-164, o que inviabilizou investigações mais aprofundadas. Texturalmente, o mineral não apresenta anisotropias internas ou orientação preferencial em relação à foliação incipiente da rocha. Entretanto, tais características não são, por si só, diagnósticas de sua natureza genética. Caso se trate de granada ígnea, sua gênese poderia estar associada a: (i) cristalização em granitoides peraluminosos derivados da fusão parcial de fontes metassedimentares, frequentemente empobrecidas em Ca (*e.g.* Lacerda *et al.*, 2024); ou (ii) relictos de uma assembleia mineralógica inicial pós-fusão parcial da fonte, posteriormente reabsorvida durante a evolução magmática e localmente preservada, possivelmente protegida por plagioclásio (Silva, 2025 e referências contidas). A inexistência de dados de química mineral, bem como de informações sobre inclusões e zonamento composicional, impede conclusões mais robustas acerca de sua origem, ainda que o caráter menos diferenciado da SRC possa sugerir fontes não metassedimentares.

A amostra RS-22 distingue-se notavelmente das demais, sobretudo pela elevada proporção modal de K-feldspato (~30%). Esse aspecto pode indicar uma maior disponibilidade de K_2O durante a cristalização, quando comparada a outros membros da SRC. Nesse contexto, a amostra pode corresponder a: i) um xenólito ou ii) um dique associado ao Batólito Ritápolis, localizado a oeste da SRC (FIG. 21) e com composição mais potássica (Barbosa *et al.*, 2015);

iii) granitoide potássico ainda não caracterizado; ou iv) um membro mais evoluído da própria SRC. Considerando a ausência de controle de campo, uma vez que as amostras não foram coletadas no âmbito deste projeto, são necessários estudos adicionais para compreender a gênese dessa porção da unidade.

Observam-se variações na proporção modal dos minerais ao longo da SRC, com tendência de aumento na proporção de minerais máficos/ferromagnesianos na porção central do corpo e, conseqüentemente, maior abundância relativa de minerais félsicos em direção às bordas norte e sul. Em linhas gerais, esse padrão pode indicar que o setor central representa porções relativamente menos diferenciadas do sistema magmático, interpretação também compatível com os menores teores de SiO_2 e maiores teores de FeO , CaO e MgO registrados nessa região. Outras variações mineralógicas e composicionais também são observadas, porém sem a definição clara de domínios petrográficos distintos. Tal limitação decorre, em parte, da ausência de consenso na literatura quanto à cartografia, morfologia e delimitação da SRC (Baltazar; Goulart; Lombello, 2021 - SGB; Teixeira et al., 2015). A partir da análise de mapas temáticos geofísicos (e.g., Araújo et al., 2019), identifica-se um lineamento magnetométrico que segmenta a SRC em domínios norte e sul. O domínio setentrional, entretanto, nem sempre é correlacionado à unidade litodêmica (Teixeira et al., 2022), apresentando configuração cartográfica distinta daquela proposta nos trabalhos de mapeamento do SGB. Nesse sentido, estudos de mapeamento geológico em maior detalhe são necessários para sustentar interpretações espaciais mais robustas.

5.2 Evolução da deformação

Quando determinada rocha é submetida a uma tensão diferencial, em condições de temperatura e taxa de deformação que favorecem a acomodação dúctil, os defeitos intracristalinos (pré-existentes ou não) tendem a migrar, interagir e se reorganizar por meio de diferentes mecanismos de deformação plástica. Atuam processos responsáveis pela redução da energia interna dos cristais, associados à recuperação microestrutural, podendo culminar na recristalização dinâmica do agregado (Passchier; Trouw, 2005).

Nas rochas da SRC, os cristais de quartzo apresentam predominantemente feições relacionadas à *grain boundary migration* (GBM) (e.g. Passchier; Trouw, 2005), evidenciadas por contatos ameboides a interlobados entre grãos. Também são observadas feições indicativas de *bulging* (BLG) (e.g. Passchier; Trouw, 2005), bordas serrilhadas associadas a novos grãos de granulação muito fina, além da presença de subgrãos e, localmente, novos grãos poligonalizados. Embora menos frequentes, ocorrem ainda indícios de recristalização dinâmica,

possivelmente por *subgrain rotation* (SGR). Os processos interpretados a partir das microestruturas observadas são típicos de deformação acomodada por mecanismos cristal-plásticos no quartzo, em contexto de baixo grau/temperatura (Paschier; Trouw, 2005 e referências contidas). Uma vez que a frequência e a abundância dos defeitos intracristalinos variam em função das condições de pressão e temperatura, os mecanismos de recuperação também tendem a ocorrer em intervalos P-T específicos (Gomez-Rivas et al., 2020; Passchier; Trouw, 2005). No caso estudado, a predominância de feições associadas à GBM, combinada à ocorrência subordinada de BLG e SGR, permite inferir condições de deformação compatíveis com comportamento dúctil do quartzo, com microestruturas tipicamente descritas para temperaturas aproximadas de ~450–650 °C (Paschier & Trouw, 2005 e referências contidas).

De forma análoga, os feldspatos, especialmente o plagioclásio, apresentam um conjunto variado de feições microestruturais que permitem inferências acerca dos mecanismos de deformação. Em todas as lâminas analisadas, o plagioclásio ocorre intensamente fraturado e maclado, exibindo tanto maclas polissintéticas “típicas” quanto maclas acunhadas, além de apresentar pertitas do tipo *flame* e, ocasionalmente, mirmequitas.

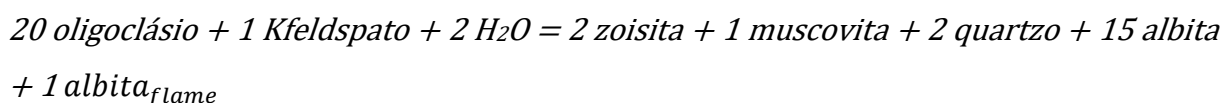
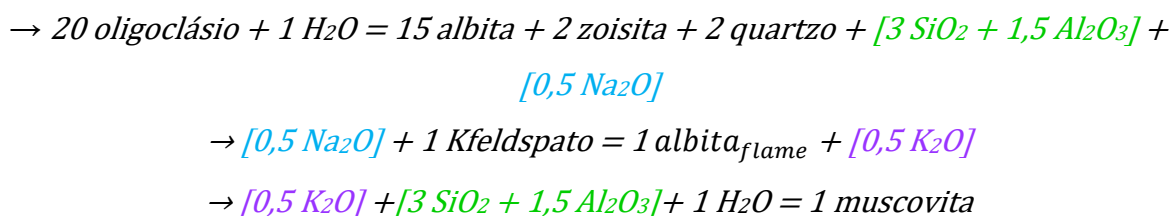
O plagioclásio é um dos principais minerais que pode desenvolver maclas como mecanismo de acomodação de tensão dirigida, em função de sua estrutura cristalina e da facilidade de ativação de sistemas de deslizamento associados à maclação (Gerald; Stünitz, 1993; Gomez-Rivas et al., 2020; Passchier; Trouw, 2005). Embora também ocorram maclas de crescimento, as maclas deformacionais tendem a apresentar geometria acunhada ou lenticular e, frequentemente, não se estendem por todo o cristal, refletindo acomodação localizada da deformação (Fazio et al., 2020; Passchier; Trouw, 2005; Vance, 1961).

A presença dessas maclas indica resposta intracristalina ao campo de tensões, embora a maclação geralmente acomoda apenas parte da deformação total, coexistindo com outras microestruturas como fraturamento, dissolução por pressão e processos de recristalização ou substituição mineral (Gerald; Stünitz, 1993; Gomez-Rivas et al., 2020; Passchier; Trouw, 2005). Essa associação reflete a atuação simultânea de diferentes mecanismos de deformação no plagioclásio, cuja predominância depende das condições de pressão, temperatura, presença de fluido e magnitude da tensão diferencial.

As pertitas podem ser classificadas quanto à morfologia e ao tamanho das lamelas, sendo subdivididas em cripto (<5 µm), micro (5–50 µm) e macropertitas (>50 µm). Nas amostras estudadas predominam lamelas de albita com espessura superior a 50 µm e largura

variável ao longo de seu comprimento, conferindo aspecto irregular semelhante a chamas, pertitas do tipo *flame* (Smith; Brown, 1988).

Segundo Pryer; Robin (1996, 1995), esse tipo de textura está associada a processos de substituição entre plagioclásio e K-feldspato durante reações de hidratação. A alteração do plagioclásio cálcico a intermediário gera associações como albita + epidoto/zoisita + quartzo e libera componentes móveis, principalmente Na. Esse Na é transportado e passa a substituir parcialmente o K na estrutura do K-feldspato, formando lamelas de albita no interior do cristal hospedeiro. Concomitantemente, o K liberado do K-feldspato é consumido em reações envolvendo sílica e alumina disponíveis no plagioclásio alterado, resultando na formação de muscovita (Pryer; Robin, 1995) (FIG. 52).

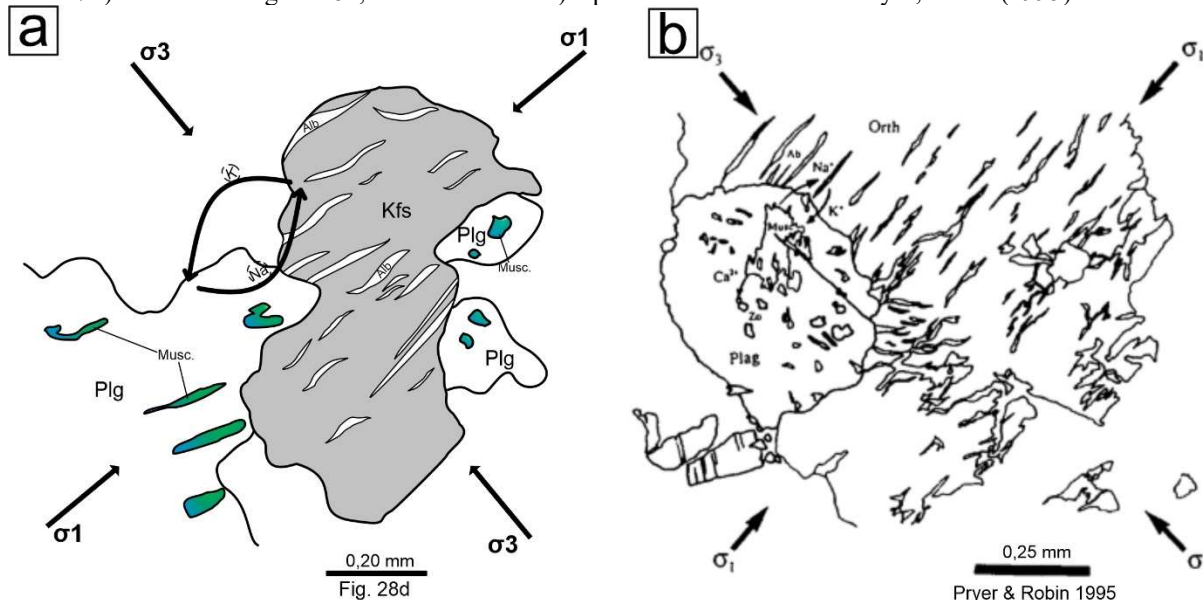


O crescimento dessas lamelas não ocorre de forma aleatória dentro do K-feldspato, mas segundo orientações cristalográficas específicas do hospedeiro (Pryer; Robin, 1996). As lamelas tendem a se desenvolver ao longo do chamado plano de Murchison, orientação em que o desajuste estrutural entre as redes cristalinas da albita e do K-feldspato é minimizado. Essa relação cristalográfica coerente reduz o custo energético associado à formação de novas interfaces minerais, favorecendo o crescimento das lamelas com orientações específicas, controlados pela estrutura cristalina do feldspato (Pryer; Robin, 1996).

Além do controle químico e cristalográfico, a distribuição das pertitas do tipo *flame* também é influenciada pela orientação dos cristais de K-feldspato em relação ao campo de tensões atuante. Conforme discutido por Pryer; Robin (1995, 1996), a substituição é energeticamente favorecida quando o plano de Murchison apresenta orientação aproximadamente paralela ao plano definido por σ_1 – σ_2 . Nessa situação, a atuação das tensões diferenciais contribui para reduzir o desajuste elástico entre as estruturas cristalinas durante o

crescimento da albita, fazendo com que as lamelas apresentem orientação aproximadamente subparalela à direção de máxima compressão (σ_1) (FIG. 52).

Figura 52 – Desenhos esquemáticos da interação Kfs e Plg sob um campo de tensão e formação de pertitas em chama. a) Baseado na figura 28d, amostra RS-22. b) Apresentado no estudo de Pryer; Robin (1995).



Fonte: a) Próprio autor. b) Pryer; Robin (1995).

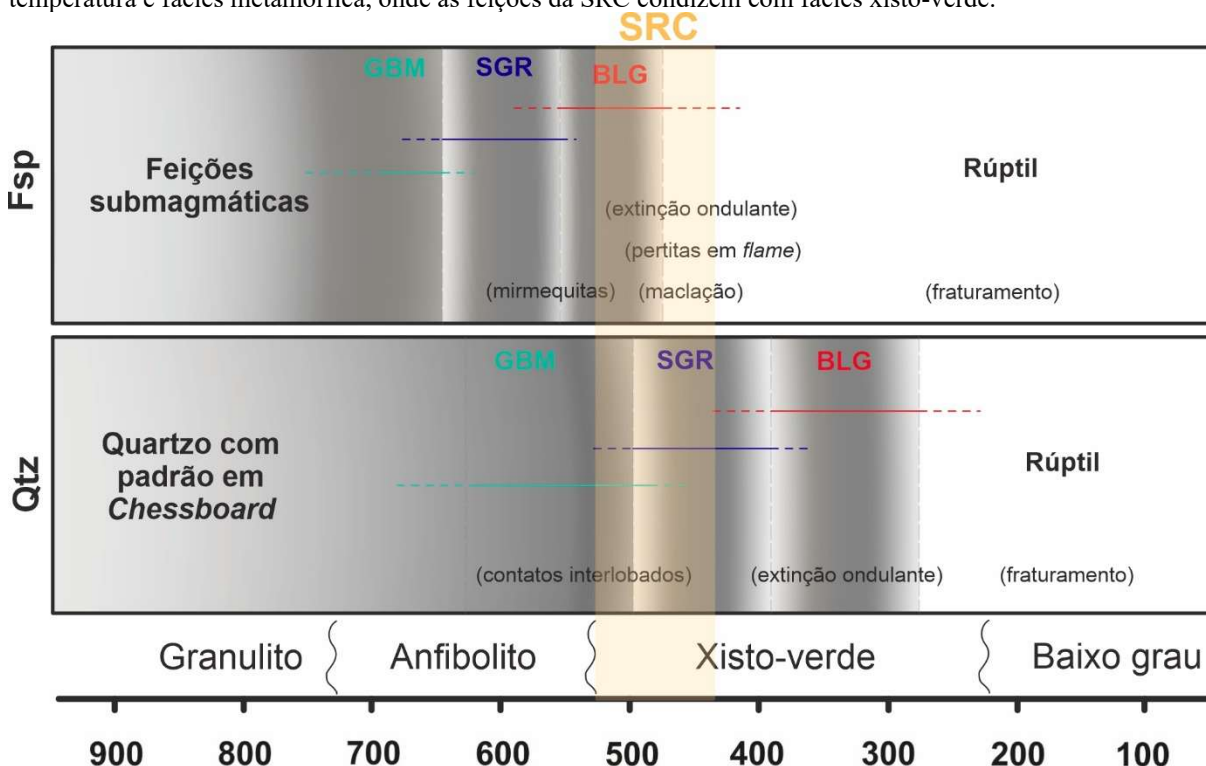
Dessa forma, a ocorrência seletiva de pertitas do tipo *flame* reflete a interação entre infiltração de fluido, reações de substituição mineral e controle cristalográfico condicionado pelo campo de tensões, de modo que apenas cristais de K-feldspato com orientações favoráveis desenvolvem intercrescimentos bem definidos de albita. Em outras palavras, a ausência ou abundância de pertitas em determinadas amostras pode estar condicionada pela orientação dos K-feldspatos (e consequentemente da rocha), do campo de tensões e/ou da presença de fluídos aquosos. Cabe ressaltar que essas texturas tendem a ocorrer em rochas da fácies xisto-verde (Pryer; Robin, 1995; Pryer, 1993).

Os padrões microestruturais observados em quartzo e feldspatos permitem importantes considerações acerca das condições de deformação impostas às rochas da SRC. O quartzo apresenta predominância de feições associadas à recrystalização dinâmica, especialmente por GBM, enquanto o plagioclásio exhibe principalmente fraturamento, maclas deformacionais localizadas, além de pertitas do tipo *flame* e mirmequitas. Esse contraste indica diferentes respostas mecânicas entre as fases minerais frente às mesmas condições de deformação (FIG. 53). De modo geral, o quartzo tende a recrystalizar dinamicamente em temperaturas inferiores àquelas necessárias para a recrystalização intracristalina em feldspatos. Estudos experimentais e naturais mostram que feldspatos em fácies anfibolito a granulito podem apresentar microestruturas semelhantes às observadas no quartzo em condições de fácies xisto-verde

(Gerald; Stünitz, 1993). Assim, a coexistência de recristalização dinâmica bem desenvolvida no quartzo com deformação predominantemente acomodada por fraturamento e substituição mineral nos feldspatos sugere condições térmicas intermediárias ($T \sim 500^\circ\text{C}$).

Adicionalmente, a presença de maclas deformacionais associadas ao fraturamento e às texturas de substituição indica que o plagioclásio provavelmente registrou deformação próxima à sua transição rúptil-dúctil (Passchier; Trouw, 2005). Nesse contexto, processos intracristalinos incipientes coexistem com mecanismos rúpteis e com reações mediadas por fluido. Com base nessa associação microestrutural, interpreta-se que as rochas da SRC foram deformadas em condições compatíveis com a fácies xisto-verde superior, em temperaturas aproximadas da ordem de $\sim 500^\circ\text{C}$, intervalo coerente tanto com os mecanismos de recristalização dinâmica observados no quartzo quanto com os processos registrados nos feldspatos (Fazio et al., 2020; Gerald; Stünitz, 1993; Passchier; Trouw, 2005; Pryer; Robin, 1995 e referências contidas). A presença de texturas de substituição nos feldspatos sugere ainda a atuação de fluido durante a deformação, o que pode ter favorecido processos de reequilíbrio mineral em temperaturas intermediárias.

Figura 53 – Quadro comparativo com as microestruturas de feldspatos (Fsp) e quartzo (Qtz) de acordo com a temperatura e fácies metamórfica, onde as feições da SRC condizem com fácies xisto-verde.



Fonte: Depois de Fazio et al. (2020); Gerald; Stünitz (1993); Passchier; Trouw (2005) e referências contidas.

5.3 Evolução do metamorfismo

Considerando as condições de fácies xisto-verde superior inferidas a partir do comportamento reológico do quartzo e dos feldspatos, é esperado o desenvolvimento de reações metamórficas compatíveis com as variações físico-químicas impostas durante a deformação. Granitoides cristalizam, em geral, sob condições relativamente anídras, de modo que durante o metamorfismo tendem a ocorrer reações de hidratação. A deformação atua como fator facilitador desses processos, de modo que, quanto mais penetrativa a deformação, menor tende a ser a preservação de texturas e microestruturas ígneas originais, em função do reequilíbrio mineral progressivo (Bucher et al., 2002).

Com composição mineralógica essencialmente dominada por quartzo, feldspatos e biotita, e considerando que o quartzo é uma das fases mais estáveis em uma ampla faixa de condições metamórficas, os principais reagentes nos processos de hidratação nas rochas da SRC correspondem ao plagioclásio, ao K-feldspato e à biotita.

O plagioclásio foi observado frequentemente sericitizado e saussuritizado, em que essas alterações ocorrem principalmente em agregados finos associados a epidoto² e muscovita², localmente acompanhados por carbonato², formando intercrescimentos irregulares ao longo de fraturas e planos internos dos cristais, interpretados como minerais secundários resultantes de reações de hidratação típicas em tais condições (FIG. 54) (Bialek, 1999; Bucher et al., 2002; Ferry, 1979). Em contrapartida, o feldspato potássico raramente apresenta alterações significativas, ocorrendo apenas localmente inclusões diminutas de muscovita².

A muscovita, subdividida em muscovita¹ e muscovita², foi investigada por MEV-EDS e identificada em duas formas de ocorrência, discriminadas principalmente quanto à granulação e à associação mineral: uma variedade fina, associada ao plagioclásio, e outra relativamente mais grossa, associada à biotita. Apesar dessas diferenças texturais, ambas foram interpretadas como secundárias, provavelmente resultantes da alteração da biotita (muscovita¹), e do plagioclásio (muscovita²), localmente atingindo granulações mais grossas em decorrência da canalização de fluidos por fraturas e clivagens (Ferry, 1979; Oziegbe et al., 2024; Pryer; Robin, 1995). Essa interpretação é corroborada pelos teores de Ti e Na quase sempre abaixo do limite de detecção, bem como no diagrama de discriminação de Miller *et al.* (1981) (FIG. 42d).

Cabe destacar a distinção genética entre epidoto¹ e epidoto². O epidoto¹ é interpretado como fase primária, com granulação média a fina, preservando, em muitos casos, faces retas quando em contato com biotita, mas apresentando hábito anédrico quando envolto por plagioclásio. Essa variação morfológica sugere reequilíbrio subsolidus ainda no contexto ígneo

(ver seções 3.2.1 e 5.1), possivelmente intensificado posteriormente pela circulação de fluidos durante o metamorfismo. Adicionalmente, a análise dos epidotos por MEV-EDS mostrou que alguns cristais exibem inclusões vermiformes de quartzo e contatos irregulares com biotita, características comumente relacionadas, respectivamente, a epidotos primários e secundários (Silva, 2025; Tulloch, 1979).

Assim, o metamorfismo em fácies xisto-verde deve ter influenciado, ainda que parcialmente, na estabilidade de parte dos cristais de Ep^1 , favorecendo seu reequilíbrio e, em alguns casos, sua associação com Ep^2 (FIG. 29e 29f).

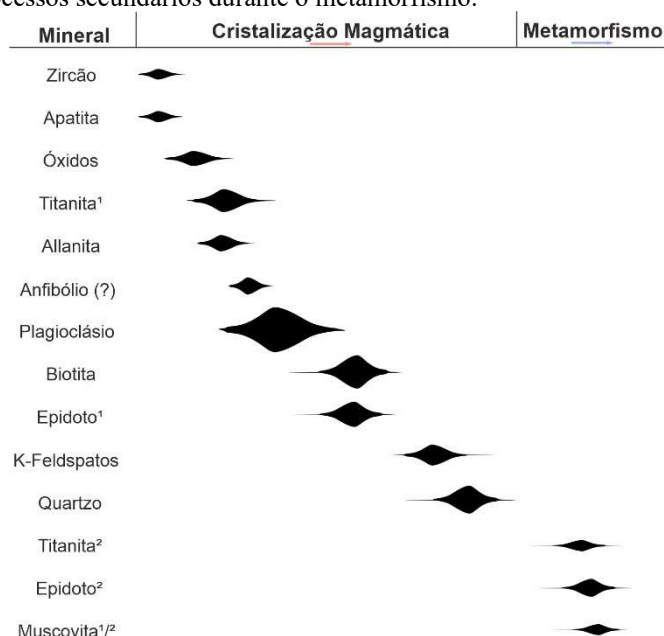
A FIG. 33a ilustra de maneira clara a variação textural do epidoto, mostrando um cristal zonado de Ep^1 , anédrico e envolto por plagioclásio, mas que ainda mantém contatos relativamente retos com plaquetas de biotita, podendo representar um epidoto reequilibrado. Em contraste, o epidoto² ocorre sistematicamente com granulação fina, incluso em plagioclásio, sendo interpretado como produto de sua alteração. Nas FIG. 34c e 34d, observa-se que, em um mesmo cristal de allanita, há sobrecrecimento de epidoto² no contato com plagioclásio, mas não no contato com quartzo, reforçando o controle químico local e a relação desse mineral com processos de alteração do feldspato durante o metamorfismo. Tais aspectos texturais encontram alguma correspondência nos dados de química mineral, nos quais os teores de Ps de Ep^1 situam-se na faixa tipicamente atribuída a epidotos ígneos, ao passo que os de Ep^2 apresentam valores variáveis, embora com pico no limiar esperado para epidotos metamórficos (FIG. 46c). É válido destacar que a utilização do teor de Ps como único critério de distinção entre epidotos ígneos e metamórficos pode levar a interpretações ambíguas, sendo necessária uma avaliação textural criteriosa (Farrow; Barr, 1992), especialmente em rochas afetadas por metamorfismo, nas quais a química dos epidotos primários pode ter sido modificada.

A hidratação da biotita geralmente produz clorita e titanita; entretanto, nas amostras analisadas foi identificada apenas titanita², quase sempre nos planos de clivagem, com altas razões $Al_2O_3/FeOt$ e tendência composicional condizente com titanitas metamórficas (FIG. 54) (Bialek, 1999; Ferry, 1979; Fu et al., 2016; Gerald; Stünitz, 1993). A ausência inequívoca de clorita pode estar relacionada à sua ocorrência em intercrecimentos muito finos com a própria biotita, o que dificulta sua distinção em microscopia óptica, ou até a proporção insuficiente de $Fe/Mg/Al$ no sistema (biotita e/ou fluído) durante o metamorfismo, impossibilitando sua geração (Parneix et al., 1985; Yuguchi et al., 2015).

As reações propostas para a gênese de pertitas do tipo *flame* também pressupõem a presença de fluído, o qual favorece a interação química entre os feldspatos e está associado à

formação de fases secundárias como epidoto² e zoisita². Nesse contexto, as substituições e mobilizações de íons e componentes químicos provavelmente ocorreram de forma concomitante entre os diferentes minerais da rocha. Determinadas reações liberam componentes que são consumidos em seguida, pela sequência de reequilíbrio mineral, numa interdependência entre reações consistente com os modelos de balanço de massa e transferência química local discutidos por Ferry (1979).

Figura 54 – Sequência de cristalização dos principais minerais da SRC, desde o resfriamento do magma após extração da fonte aos processos secundários durante o metamorfismo.



Fonte: Próprio autor.

Os padrões microestruturais e paragénese descritas apontam então para condições compatíveis com a fácies xisto-verde superior, marcadas por forte influência de fluido e desenvolvimento de reações de hidratação. Esse conjunto de características pode estar relacionado ao 2º ou 3º evento deformacional paleoproterozoico (M2 e M3, seção 2.1.2.4) no CM. No caso de M2, o metamorfismo seria concomitante a cristalização da SRC, considerando sua idade de cristalização em ~2,15 Ga (Baltazar; Goulart; Lombello, 2021; Moreira et al., 2018). Alternativamente, tais características poderiam estar associadas à fase colisional vinculada a M3 (seção 2.1.2.3). Os eventos teriam atingido fácies anfibolito a xisto-verde, afetando supracrustais e plutons paleoproterozoicos (Ávila *et al.*, 2006a; Teixeira; Ávila; Nunes, 2008).

5.4 A SRC como um TTG

Os diagramas geoquímicos apresentados para a SRC indicam tratar-se de uma suíte trondhjemítica-tonalítica, levemente peraluminosa, com razões $(La/Y)_N$ e padrões de ETR que

se aproximam de assinaturas típicas de TTG (FIG. 48, 50 e 51). Ainda do ponto de vista químico, os diagramas de Pearce; Harris; Tinle (1984) e Laurent et al. (2014) apontam as amostras da SRC no campo de granitoides de arco vulcânico com derivação a partir da fusão parcial de rochas máficas de baixo K, como por exemplo basaltos tholeiíticos. Essas características são condizentes com o modelo esquemático de geração de TTG apresentado por Moyen; Martin (2012), no qual o manto é parcialmente fundido, gerando magmas máficos e cristalizando basaltos, que por sua vez podem passar por fusão parcial e originar magmas de composição TTG (FIG. 14).

A partir dos dados de química mineral de biotita, as rochas da SRC podem ser relacionadas a suítes de afinidade peraluminosa a cálcio-alcálica, além de indicarem fontes crustais a mistas, compatíveis com magmas resultantes de contribuição mantélica e crustal. Entretanto, como as biotitas analisadas são interpretadas como reequilibradas, sua utilização isolada em interpretações de natureza magmática torna-se limitada, ainda que alguns resultados obtidos possibilitem interpretações compatíveis com aquelas de química de rocha total.

Nesse sentido, a SRC situa-se no campo de TTG de baixa a média pressão (FIG. 51c), implicando fusão em pressões de até ~10 kbar. Nessas condições, a fusão parcial de fontes máficas tende a deixar um resíduo composto por granada + piroxênio + plagioclásio (e.g. Seixas *et al.*, 2012), o que pode resultar em retenção relativa de Y e ETRP por parte da granada, e Sr por parte do plagioclásio. O magma gerado passaria então pelos processos evolutivos discutidos na seção 5.1.

Os teores de Sr, Y e ETR podem ter sido influenciados não apenas pela natureza e pela profundidade da rocha-fonte, mas também por processos subsequentes ao longo da evolução e cristalização do magma, como o fracionamento de minerais acessórios, a exemplo de allanita, apatita, epidoto, titanita, e, possivelmente, do plagioclásio, mineral presente em grande abundância na SRC. Desse modo, teores de tais elementos deveriam ser interpretados como resultado da evolução do sistema magmático como um todo, e não exclusivamente como reflexo das condições de geração do magma. Contudo, as técnicas analíticas empregadas neste trabalho (e.g., MEV-EDS) não permitiram a quantificação confiável de elementos traço nas principais fases minerais, o que impossibilitou correlações diretas entre a química mineral e a geoquímica de rocha total.

Moyen; Martin (2012) destacam que o estudo de TTG, na maioria dos casos, baseia-se principalmente em dados geoquímicos, que de fato fornecem importantes informações acerca de processos físico-químicos, porém, a investigação petrológica, textural e de química mineral,

também é fundamental no estudo de granitoides. No caso da SRC, a mineralogia observada, localmente com ~ 30% de K-feldspato, sugere termos relativamente mais diferenciados em relação aos TTG (*s.s.*). Por outro lado, a predominância de oligoclásio, assim como a presença de epidoto magmático (epidoto¹) é compatível com condições de pressão associadas às razões Sr/Y observadas.

Com isso, tem-se que a assembleia mineralógica e a química mineral de biotitas, indicam a cristalização de um magma relativamente mais diferenciado, possivelmente com alguma contribuição metassedimentar durante a fusão parcial basáltica, possibilitando a geração de cristais de microclínio ao longo de toda unidade litodêmica, assim como proporções de K₂O que se aproximam daquelas de membros potássicos, análogo ao que foi proposto por Teixeira *et al.* (2015) ao analisar as razões Dy/Yb e Dy/Dy*.

Portanto, a SRC é um exemplo clássico das nuances das classificações, com porções da suíte que não se enquadram exatamente como TTG (*s.s.*) nem como granitoides híbridos, pela perspectiva de parâmetros como K-feldspato abundante, hornblenda rara, Ba+Sr levemente alto, K₂O ~1,7 wt.%, razões La/Yb e padrões de ETR (Laurent *et al.*, 2014). Em outras palavras, as rochas encontradas na suíte podem se tratar de membros intermediários associados a transição entre magmas TTG – sanukitoide/híbrido ao longo da evolução do CM (Rodrigues, 2025).

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise petrográfica detalhada, integrada aos dados de química mineral e litoquímica, mostrou-se essencial para a compreensão da evolução magmática, deformacional e metamórfica da Suíte Resende Costa (SRC). A suíte é composta principalmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato e biotita, com proporções variáveis de epidoto¹, além de titanita¹, apatita, allanita, zircão, ilmenita, hematita e, localmente, granada como minerais acessórios, e titanita², muscovita², epidoto² e calcita² como minerais secundários. A preservação parcial de feições ígneas possibilitou reconhecer a SRC como constituída por granodioritos-trondhjemitos portadores de epidoto¹, posteriormente afetados por metamorfismo em fácies xisto-verde, relacionado ao evento M2 ou M3 no CM.

Os resultados obtidos são parcialmente compatíveis com a literatura prévia, mas permitem avançar na interpretação da suíte ao evidenciar a presença de epidoto e titanita tanto primários quanto secundários, bem como ao caracterizar a intensidade da sobreposição tectono-deformacional. A SRC mantém afinidade com granitoides do tipo TTG (*s.l.*), embora algumas variações mineralógicas e geoquímicas indiquem tendência local a composições mais diferenciadas. Em termos petrogenéticos, interpreta-se que a suíte tenha sido gerada em contexto convergente, em ambiente de arco vulcânico, a partir da fusão parcial de rochas basálticas de baixo K, com contribuição subordinada de material crustal. Esse evento é atribuído ao estágio pré-colisional de Lacerda *et al.* (2024), seguido por metamorfismo possivelmente vinculado à transição para o estágio colisional.

Por fim, este trabalho evidencia possibilidades futuras para o aprofundamento da investigação da mineralogia acessória, especialmente por meio de técnicas analíticas mais sensíveis, bem como para a caracterização temporal e espacial dos eventos tectono-metamórficos. Os resultados também reforçam a necessidade de mapeamentos mais detalhados da SRC e confirmam a importância da caracterização petrográfica como etapa essencial no estudo de rochas (meta)ígneas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, Abdel-Fattah M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. **Journal of petrology**, v. 35, n. 2, p. 525–541, 1994.
- ALKMIM, Fernando F.; MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, v. 90, p. 29–58, 1998.
- ALKMIM, Fernando F.; TEIXEIRA, W. The paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. *In: São Francisco Craton, Eastern Brazil*. [S.l.]: Springer, 2016. p. 71–94.
- ALMEIDA, F. F. M. de. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 1–16, 1977.
- ARAÚJO, Alinne Jéssica Dantas de; BONGIOLO, Everton Marques; ÁVILA, Ciro Alexandre. The southern São Francisco Craton puzzle: Insights from aerogeophysical and geological data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 94, 1 out. 2019.
- ARMBRUSTER, Thomas *et al.* Recommended nomenclature of epidote-group minerals. **European Journal of Mineralogy**, v. 18, n. 5, p. 551–567, 2006.
- ARTH, J. G.; BARKER, F. Some trace elements in trondhjemites—their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In: Trondhjemites, dacites and related rocks*. [S.l.]: Elsevier Amsterdam, 1979. v. 6 p. 123–132.
- ÁVILA, C. A. *et al.* Resultados preliminares da geologia do Quartzio Diorito Dores do Campo, região de Tiradentes - Dores do Campo, Estado de Minas Gerais. **Congresso Brasileiro de Geologia**, p. 183, 2006a.
- ÁVILA, Ciro Alexandre. Geologia, petrografia e geoquímica das rochas plutônicas geologia, petrografia e geoquímica das rochas plutônicas precambrianas (unidade metadiorítica ibitutinga e unidade metatrondhjemítica caburu) intrusivas nas rochas do greenstone belt-barbacena, São João del Rei, Minas Gerais. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 16, p. 129–130, 1 jan. 1993.

ÁVILA, Ciro Alexandre. **Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João del Rei, Minas Gerais**. Tese de Doutorado—[S.l.]: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2000.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Geoquímica e idade do tonalito/trondhjemitó Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 61, n. 4, p. 267–284, 2003.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Geochemistry of the Glória Quartz-Monzodiorite: implications for Paleoproterozoic evolution of the southern sector of the Mineiro Belt, Minas Gerais State, Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, p. 73–92, 2006b.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Rhyacian (2.23–2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 464–482, mar. 2010.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Implicação tectônica da caracterização geoquímica e da idade sideriana do ortognaisse Resende Costa, estado de Minas Gerais. **Geologia e sustentabilidade: Anais**, p. 48, 2011.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* **Geoquímica e idade U-Pb (LA-ICPMS) da crosta oceânica riaciana do Cinturão Mineiro, borda meridional do Cráton São Francisco** Congresso Brasileiro de Geologia. Santos: [S.n.].

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Geologia e geoquímica do ortognaisse Ribeirão dos Mosquitos, região sul de Resende Costa, Minas Gerais. *In*: Salvador: 2014a.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 243, p. 221–251, abr. 2014b.

ÁVILA, Ciro Alexandre; CHERMAN, Angélica Freitas; VALENÇA, Joel Gomes. Metamorfismo paleoproterozóico do Cinturão Mineiro: considerações petrográficas a partir dos Dioritos Brumado e Rio Grande. **Arquivos do Museu Nacional**, p. 631–660, 2008.

ÁVILA, Ciro Alexandre; TEIXEIRA, Wilson; MELLO PEREIRA, Ronaldo. Geologia e petrografia do Quartzo Monzodiorito Glória, Cinturão Mineiro, porção sul do Cráton São Francisco, estado de Minas Gerais. **Arquivos do Museu Nacional**, n. 1, p. 83–98, 2004.

ÁVILA, Ciro Alexandre; VALENÇA, J. G. Caracterização geoquímica e ambiente tectônico de rochas trondhjêmicas intrusivas no Greenstone Belt Barbacena. Exemplo: Metatrondhjemitó Caxambu. *In*: 1993.

BALTAZAR, Orivaldo Ferreira; GOULART, Luís Emanuel Alexandre; LOMBELLO, Júlio Cesar. **Projeto Campos das Vertentes: geologia e recursos minerais das folhas Divinópolis (SF. 23-XAI), Igarapé (SF. 23-XA-II), Entre Rios de Minas (SF. 23-XAV), Conselheiro Lafaiete (SF. 23-XA-VI), estado de Minas Gerais.** [S.l.]: CPRM, 2021.

BARBARIN, Bernard. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 605–626, mar. 1999.

BARBOSA, Marília Ines Mendes. Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do greenstone belt Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 16, p. 73–74, 1 jan. 1993.

BARBOSA, N. S. *et al.* 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. **Precambrian Research**, v. 270, p. 204–225, nov. 2015.

BARBOSA, N. S. *et al.* U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. **Precambrian Research**, v. 326, p. 399–416, 15 jun. 2019.

BARKER, Fred; ARTH, Joseph G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. **Geology**, v. 4, n. 10, p. 596–600, 1976.

BENISEK, A.; FINGER, F. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 114, n. 4, p. 441–451, set. 1993.

BIALEK, Dawid. Chemical changes associated with deformation of granites under greenschist facies conditions: the example of the Zawidow Granodiorite (SE Lusatian Granodiorite Complex, Poland). **Tectonophysics**, v. 303, n. 1–4, p. 251–261, 1999.

BONGIOLO, Everton Marques *et al.* Neoproterozoic tectonothermal overprint on the Southern São Francisco Craton basement, Brazil. **Precambrian Research**, v. 412, p. 107537, set. 2024.

BOYNTON, William V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In: Developments in geochemistry*. [S.l.]: Elsevier, 1984. v. 2 p. 63–114.

BRANDON, Alan D.; CREASER, Robert A.; CHACKO, Thomas. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. **Science**, v. 271, n. 5257, p. 1845–1848, 1996.

BRUAND, E. *et al.* Accessory mineral constraints on crustal evolution: elemental fingerprints for magma discrimination. **Geochemical Perspectives Letters**, p. 7–12, fev. 2020.

BRUAND, E.; STOREY, C.; FOWLER, M. Accessory Mineral Chemistry of High Ba–Sr Granites from Northern Scotland: Constraints on Petrogenesis and Records of Whole-rock Signature. **Journal of Petrology**, v. 55, n. 8, p. 1619–1651, ago. 2014.

BUCHER, Kurt *et al.* **Petrogenesis of metamorphic rocks**. [S.l.]: Springer, 2002.

CAMPOS, José Carlos Sales. **O lineamento Jaceaba-Bom Sucesso como limite dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: evidências geológicas, geoquímicas (rocha total) e geocronológicas (U-Pb)**. Tese de Doutorado—Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 2004.

CAMPOS, José Carlos Sales; CARNEIRO, Maurício Antônio. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and tectonic evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, n. 4, p. 463–484, dez. 2008.

CAO, Mingjian *et al.* Major and Trace Element Characteristics of Apatites in Granitoids from Central Kazakhstan: Implications for Petrogenesis and Mineralization. **Resource Geology**, v. 62, n. 1, p. 63–83, 27 jan. 2012.

CHAPPELL, Bruce W.; WHITE, Allan J. R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v. 8, p. 173–174, 1974.

CHAPPELL, Bruce W.; WHITE, Allan J. R. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. **Geological Society of America Memoirs**, v. 159, p. 21–37, 1983.

CIDADE, Taís Proença. **Mineralogia e Petrografia do Ortognaisse Resende Costa, Estado de Minas Gerais**. Trabalho Final de Curso—Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2017.

CLARKE, D. Barrie. **Granitoid rocks**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1992. v. 7

CONDIE, Kent C. **Archean greenstone belts**. [S.l.]: Elsevier, 1981. v. 3

CONDIE, Kent C. TTGs and adakites: are they both slab melts? **Lithos**, v. 80, n. 1–4, p. 33–44, 2005.

CORFU, Fernando *et al.* Atlas of zircon textures. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, v. 53, n. 1, p. 469–500, 2003.

CÔRREA NETO, Atlas Vasconcelos *et al.* Alteração Hidrotermal em Zona de Cisalhamento Associada ao Lineamento Congonhas, Sul do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. v. 35, p. 55–64, 2012.

COSTA, Leandro Bravo Ferreira. **Geologia da porção nordeste do Granitoide Ritápolis entre Resende Costa e Ritápolis, estado de Minas Gerais**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2010.

CUNHA, Ingrid Roberta Viana da *et al.* Magmatic epidote in Archean granitoids of the Carajás Province, Amazonian craton, and its stability during magma rise and emplacement. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 112, p. 103570, dez. 2021.

DA SILVA, Marize M. *et al.* Genesis of the Gentio Metagranitoid: Post-Collisional High-K Plutonism within the Mineiro Belt, São Francisco Craton, Brazil. **Journal of Earth Science**, v. 32, n. 6, p. 1374–1396, 9 dez. 2021.

DAVIS, D. W. Historical Development of Zircon Geochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, n. 1, p. 145–181, 1 jan. 2003.

DAWES, Ralph L.; EVANS, Bernard W. Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. **Geological Society of America Bulletin**, v. 103, n. 8, p. 1017–1031, 1991.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. An introduction to the rock-forming minerals: Essex. **England: Longman Scientific and Technology**, 1992.

DING, Ning *et al.* Compositional diversity of TTGs controlled by heterogeneous accumulation of accessory minerals. **Lithos**, v. 482–483, p. 107718, out. 2024.

ENDO, Issamu. **Regimes tectônicos do arqueano e proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais**. Tese de Doutorado—São Paulo: Universidade de São Paulo, 1997.

FARIAS, Eliana Marinho Branches. Apatita como ferramenta petrogenética. **Terrae Didactica**, v. 21, n. 00, p. e025004, 25 abr. 2025.

FARROW, Catharine E. G.; BARR, Sandra M. Petrology of high Al hornblende-and magmatic epidote-bearing plutons in the southeastern Cape Breton Highlands, Nova Scotia. **The Canadian Mineralogist**, v. 30, n. 2, p. 377–392, 1992.

FAZIO, Eugenio *et al.* Submagmatic to solid-state deformation microstructures recorded in cooling granitoids during exhumation of late-Variscan crust in North-Eastern Sicily. **Geosciences**, v. 10, n. 8, p. 311, 2020.

FERRY, J. M. Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 68, n. 2, p. 125–139, 1979.

FILHO, Basílio E. Cruz *et al.* Geologia, petrografia e litogeoquímica do Batólito Trondhjemitico Nordestina, Núcleo Serrinha, nordeste da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 2, p. 175–186, jun. 2003.

FONSECA, Camila Santos da *et al.* Apatite as a monitor for petrogenetic processes and its implications for the provenance of sanukitoids and other Archean rocks from the Rio Maria

Domain, southeastern of the Carajás Province, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 152, p. 105291, fev. 2025.

FRANZ, Gerhard; LIEBSCHER, Axel. Physical and chemical properties of the epidote minerals—An Introduction—. **Reviews in mineralogy and geochemistry**, v. 56, n. 1, p. 1–81, 2004.

FROST, B. Ronald *et al.* A Geochemical Classification for Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2033–2048, nov. 2001.

FROST, B. Ronald; CHAMBERLAIN, Kevin R.; SCHUMACHER, John C. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. **Chemical geology**, v. 172, n. 1–2, p. 131–148, 2001.

FU, Yu *et al.* In-situ LA–ICP–MS U–Pb geochronology and trace elements analysis of polygenetic titanite from the giant Beiya gold–polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China. **Ore Geology Reviews**, v. 77, p. 43–56, 2016.

GERALD, J. D. Fitz; STÜNITZ, H. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. **Tectonophysics**, v. 221, n. 3–4, p. 269–297, 1993.

GOMEZ-RIVAS, Enrique *et al.* From hot to cold—the temperature dependence on rock deformation processes: an introduction. **Journal of Structural Geology**, v. 132, p. 103977, 2020.

GONZÁLEZ-ESVERTIT, Eloi *et al.* A review of the granite concept through time. **Earth-Science Reviews**, v. 261, p. 105008, fev. 2025.

HARLOV, Daniel *et al.* Formation of Al-rich titanite ($\text{CaTiSiO}_4\text{O} - \text{CaAlSiO}_4\text{OH}$) reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks as a function of $f\text{H}_2\text{O}$ and $f\text{O}_2$. **Lithos**, v. 88, n. 1–4, p. 72–84, maio 2006.

HEILBRON, Monica *et al.* Província mantiqueira. **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, p. 203–234, 2004.

HEILBRON, Monica *et al.* Tectonic genealogy of a miniature continent. **São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent**, p. 321–331, 2017.

HENZE, Porter K. *et al.* Titanite geochemistry and textures: Implications for magmatic and post-magmatic processes in the Notch Peak and Little Cottonwood granitic intrusions, Utah. **American Mineralogist**, v. 108, n. 2, p. 226–248, 1 fev. 2023.

HOSKIN, P. W. O. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, n. 1, p. 27–62, 1 jan. 2003.

ISHIHARA, Shunso. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. **Mining geology**, v. 27, n. 145, p. 293–305, 1977.

JAHN, Bor-Ming *et al.* REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 45, n. 9, p. 1633–1652, set. 1981.

JANOUSĚK, Vojtěch; FARROW, Colin M.; ERBAN, Vojtěch. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). **Journal of Petrology**, v. 47, n. 6, p. 1255–1259, 2006.

KIRKLAND, C. L. *et al.* Zircon Th/U ratios in magmatic environs. **Lithos**, v. 212–215, p. 397–414, jan. 2015.

KOHN, Matthew J. Titanite Petrochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 83, n. 1, p. 419–441, 1 fev. 2017.

KOWALLIS, Bart J. *et al.* Variation of Fe, Al, and F Substitution in Titanite (Sphene). **Geosciences**, v. 12, n. 6, p. 229, 28 maio 2022.

LACERDA, Syro *et al.* Paleoproterozoic sediment-derived magmas reveal a late orogenic stage in the southern São Francisco Craton, Brazil: Evidence from petrogenesis of the 2.0 Ga Cupim Pluton leucogranites. **Lithos**, v. 490–491, p. 107852, dez. 2024.

LACERDA, Syro *et al.* Hafnium and silicon isotope evidence for multiple unsilicified basaltic sources at the origin of Rhyacian TTG magmas in the Mineiro Belt (Brazil). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, abr. 2026.

LACERDA, Syro Gustavo. **Geoquímica de granitoides da porção setentrional do Cinturão Mineiro, sul do Cráton São Francisco - Minas Gerais, Brasil**. Trabalho de Conclusão de Curso—Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 2020.

LACERDA, Syro Gustavo *et al.* Petrografia e geoquímica do Granitoide Cupim: Implicações de leucogranitos peraluminosos na porção setentrional do Cinturão Mineiro, sul do Cráton São Francisco Minas Gerais, Brasil. **50° Congresso Brasileiro de Geologia**, p. 1–15, 2021.

LACERDA, Syro Gustavo. **Petrogenesis of granitoids in the northern sector of the Mineiro Belt: unraveling geodynamic processes of incipient subduction-collision orogenic cycles**. Tese de Doutorado—Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 2025.

LANA, Cristiano *et al.* The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 231, p. 157–173, jul. 2013.

LAURENT, Oscar *et al.* The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5Ga. **Lithos**, v. 205, p. 208–235, set. 2014.

LAURENT, Oscar *et al.* How do granitoid magmas mix with each other? Insights from textures, trace element and Sr–Nd isotopic composition of apatite and titanite from the Matok pluton (South Africa). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 172, n. 9, p. 80, 29 set. 2017.

LAURENT, Oscar *et al.* At the Dawn of Continents: Archean Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite Suites. **Elements**, v. 20, n. 3, p. 174–179, 1 jun. 2024.

LE MAITRE, Roger Walter. A classification of igneous rocks and glossary of terms. **Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks**, 1989.

LE MAITRE, Roger Walter *et al.* **Igneous rocks: A classification and glossary of terms: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, subcommission on the systematics of igneous rocks**. Cambridge University Press Cambridge, , 2002.

LI, Haina *et al.* Apatite textural and geochemical insights into the petrogenesis of intrusive rocks. **Scientific Reports**, v. 14, n. 1, p. 31985, 30 dez. 2024.

LIMA, Bianca T. A. *et al.* Crystallization conditions of the Carmo stock, NE Brazil: Implications for magmatic epidote-bearing granitoids petrogenesis. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 110, p. 103427, out. 2021.

LOISELLE, M. C. Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geol. Soc. Am.**, v. 11, p. 468, 1979.

LOPES, Stéphaney Rodrigues. Arcabouço Estrutural, Petrografia e Idades U-Pb em Zircão de Diques Intrusivos em Granitoides da Suíte Lagoa Dourada (2350 Ma)—Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 43, n. 4, p. 66–81, 2020.

LOPES, Stéphaney Rodrigues *et al.* Diversity of Siderian magmatic pulses revealed by intracrustal melting of oceanic crust in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. **Lithos**, v. 488–489, p. 107806, dez. 2024.

LOPES, Stéphaney Rodrigues. **Petrogênese da Suíte Lagoa Dourada e da sua rede de diques, Cinturão Mineiro - Cráton São Francisco Meridional, MG**. Tese de Doutorado—Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 2025.

MANIAR, Papu D.; PICCOLI, Philip M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological society of America bulletin**, v. 101, n. 5, p. 635–643, 1989.

MARTIN, Hervé. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. **Geology**, v. 14, n. 9, p. 753–756, 1986.

MARTIN, Hervé. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. *In: Developments in Precambrian geology*. [S.l.]: Elsevier, 1994. v. 11 p. 205–259.

MARTIN, Hervé *et al.* An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. **Lithos**, v. 79, n. 1–2, p. 1–24, jan. 2005.

MARTIN, Hervé *et al.* Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. **Lithos**, v. 198–199, p. 1–13, jun. 2014.

MARTIN, Hervé; MOYEN, Jean-François. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. **Geology**, v. 30, n. 4, p. 319–322, 2002.

MARTINS, Helena C. Brites; SIMÕES, Pedro P.; ABREU, Joana. Zircon crystal morphology and internal structures as a tool for constraining magma sources: Examples from northern Portugal Variscan biotite-rich granite plutons. **Comptes Rendus - Geoscience**, v. 346, n. 9–10, p. 233–243, 2014.

MIETHKE, Carolina; SOUZA FILHO, Carlos Roberto de; SILVA, Adalene Moreira. Assinatura geofísica e modelos prospectivos ‘knowledge-driven’ de mineralizações de Au no lineamento Congonhas, sul do Cráton São Francisco, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 3, p. 490–503, 1 set. 2007.

MILLER, Calvin F. *et al.* Composition of plutonic muscovite; genetic implications. **The Canadian Mineralogist**, v. 19, n. 1, p. 25–34, 1981.

MOREIRA, Hugo *et al.* Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. **Geoscience Frontiers**, v. 9, n. 4, p. 977–995, 1 jul. 2018.

MOREIRA, Hugo *et al.* Petrogenetic processes at the tipping point of plate tectonics: Hf-O isotope ternary modelling of Earth’s last TTG to sanukitoid transition. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 551, 1 dez. 2020.

MOREIRA, Hugo Souza. **Evolution of the continental crust of central southern Brazil: implications for the onset of subduction-driven plate tectonics**. PhD Thesis—Portsmouth: University of Portsmouth, 2019.

MOYEN, Jean-François. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. **Lithos**, v. 123, n. 1–4, p. 21–36, abr. 2011.

MOYEN, Jean-François; MARTIN, Hervé. Forty years of TTG research. **Lithos**, v. 148, p. 312–336, set. 2012.

MOYEN, Jean-François; STEVENS, Gary. Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics. *In: [S.l.: S.n.]*. p. 149–175.

NACHIT, Hassane; IBHI, Abderrahmane; OHOD, Mohcine Ben. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. **Comptes Rendus. Géoscience**, v. 337, n. 16, p. 1415–1420, 2005.

NAGAR, R. P.; KORAKOPPA, M. M. Magmatic epidote in the Neoarchaeon granitoids of Srinivaspura area of Eastern Dharwar Craton and its significance on emplacement mechanism of granitoids. **Curr. Sci**, v. 107, n. 8, p. 1321–1324, 2014.

NAHAS, Isabela *et al.* Unraveling the relationship between a tonalitic pluton and shear zones: Insights from magnetic fabrics and microstructures of the Alto Maranhão batholith, Mineiro belt, southern São Francisco craton. **Journal of Structural Geology**, v. 172, p. 104887, jul. 2023.

NALINI JÚNIOR, Hermínio Arias *et al.* **Nota explicativa das folhas Campo Belo (SF. 23-VB-VI) Oliveira (SF. 23-XA-IV): 1: 100.000**. Brasília: CPRM, 2007.

NARDI, Lauro V. S. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. **Pesquisas em Geociências**, v. 43, n. 1, p. 85–99, 2016.

NASDALA, Lutz *et al.* **Recent progress in the study of accessory minerals. Mineralogy and Petrology** Springer-Verlag Wien, , 1 set. 2017.

NOCE, Carlos Mauricio. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 1995.

NOCE, Carlos Mauricio *et al.* Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, n. 3, p. 225–239, jul. 2000.

NOCE, Carlos Mauricio. GEOCHRONOLOGY OF THE QUADRILÁTERO FERRÍFERO: A REVIEW. **Geonomos**, 1 jul. 2000.

NOCE, Carlos Mauricio; MACHADO, NUNO; TEIXEIRA, WILSON. U-Pb GEOCHRONOLOGY OF GNEISSES AND GRANITOIDS IN THE QUADRILÁTERO FERRÍFERO (SOUTHERN SÃO FRANCISCO CRATON): AGE CONSTRAINTS FOR ARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC MAGMATISM AND METAMORPHISM. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 1, p. 95–102, 1 mar. 1998.

O'CONNOR, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **US geological survey professional paper B**, v. 525, p. 79–84, 1965.

OSBORNE, Zach R. *et al.* TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 177, n. 3, p. 31, 11 mar. 2022.

OTERO, Olga Maria Fragueiro. **Granitogênese paleoproterozóica e pós Transamazônica do Cinturão móvel Salvador-Curaçá: aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos de corpos da zona axial**. Salvador: UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA, 2005.

OZIEGBE, E. J. *et al.* Retrograde Assemblages in the Muscovite-Biotite Gneiss of Oluyole Southwestern Nigeria, an Indication of Shear-Zone Environment. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 1342, n. 1, p. 012037, 1 maio 2024.

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

PARNEIX, J. C. *et al.* Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. **Chemical Geology**, v. 51, n. 1–2, p. 89–101, out. 1985.

PASSCHIER, Cees W.; TROUW, Rudolph A. J. **Microtectonics**. [S.l.]: Springer, 2005.

PATERSON, Scott R.; VERNON, Ron H.; TOBISCH, Othmar T. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. **Journal of Structural Geology**, v. 11, n. 3, p. 349–363, jan. 1989.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINLE, A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p. 956–983, 1 nov. 1984.

PETERMAN, Zell E.; BARKER, Fred. Rb-Sr whole-rock age of trondhjemites and related rocks of the southwestern Trondheim region, Norway. **USGS Report**, p. 52, 1976.

PETFORD, Nick. Dykes or diapirs? **Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh**, v. 87, n. 1–2, p. 105–114, 3 nov. 1996.

PIACENTINI PINHEIRO, Marco Aurélio *et al.* Geochemistry, U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints on Rhyacian metamafic-metaultramafic plutonic rocks in the southern São Francisco paleocontinent, Mineiro belt, Brazil: petrogenesis and tectonic implications. **International Geology Review**, v. 68, n. 9, p. 1102–1131, 3 maio 2026.

PICCOLI, P. M.; CANDELA, P. A. Apatite in Igneous Systems. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 48, n. 1, p. 255–292, 1 jan. 2002.

PITCHER, Wallace Spencer. **The nature and origin of granite**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 1997.

PROWATKE, Stefan; KLEMME, Stephan. Effect of melt composition on the partitioning of trace elements between titanite and silicate melt. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 69, n. 3, p. 695–709, fev. 2005.

PRYER, L. L.; ROBIN, P. YF. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a palaeostress-direction indicator. **Journal of Structural Geology**, v. 18, n. 9, p. 1151–1166, 1996.

PRYER, L. L.; ROBIN, P-YF. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 13, n. 6, p. 645–658, 1995.

PRYER, Lynn L. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. **Journal of structural Geology**, v. 15, n. 1, p. 21–36, 1993.

PUPIN, J. P. Zircon and granite petrology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 73, n. 3, p. 207–220, ago. 1980.

PUPIN, J. P. Granites as indicators in paleogeodynamics. **Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia**, v. 43, n. 2, p. 237–262, 1988.

QUÉMÉNEUR, J. J. G.; BARAUD, E. R. Estrutura do embasamento Arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rei-MG. **SIMPÓSIO GEOLOGIA MINAS GERAIS**, v. 2, p. 449–460, 1983.

RAPP, R. P. *et al.* Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. **chemical Geology**, v. 160, n. 4, p. 335–356, 1999.

RAPP, R. P. *et al.* Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids). **Journal of Petrology**, v. 51, n. 6, p. 1237–1266, 2010.

REVERDATTO, Vladimir V *et al.* Mineral geothermobarometry. *In: The nature and models of metamorphism*. [S.l.]: Springer, 2018. p. 55–82.

RODRIGUES, Luiza Clemente. **A crosta continental do Cráton São Francisco Meridional: uma perspectiva a partir de TTGs e granitoides de alto-K do Cinturão Mineiro**. Dissertação de Mestrado—Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 2025.

ROLLINSON, Hugh. Do all Archaean TTG rock compositions represent former melts? **Precambrian Research**, v. 367, p. 106448, dez. 2021.

SANTOS, L. D.; BALTAZAR, O. F. **Carta geológica: Folha Conselheiro Lafaiete - SF.23-X-A-VI, escala 1:100.000**. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, , 2013.

SCHMIDT, Max W.; POLI, S. Magmatic Epidote. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 56, n. 1, p. 399–430, 1 jan. 2004.

SCHMIDT, Max W.; THOMPSON, Alan B. Epidote in calcalkaline magmas; an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. **American Mineralogist**, v. 81, n. 3–4, p. 462–474, 1996.

SCIBIORSKI, Elisabeth A.; CAWOOD, Peter A. Titanite as a petrogenetic indicator. **Terra Nova**, v. 34, n. 3, p. 177–183, 9 jun. 2022.

SEIXAS, Luís Antônio Rosa. **Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do lineamento Congonhas, Congonhas, Minas Gerais, MG**. Dissertação de Mestrado—Brasília: Universidade de Brasília, 1988.

SEIXAS, Luís Antônio Rosa. **Petrologie de la suite ttg de la bordure nord du batholite d'alto maranhao et du pluton congonhas, minas gerais, bresil**. Tese de Doutorado—Paris: Université Paris-Sud 11, 2000.

SEIXAS, Luís Antônio Rosa *et al.* Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event

during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 238, p. 18–41, nov. 2013.

SEIXAS, Luís Antônio Rosa; DAVID, Jean; STEVENSON, Ross. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. **Precambrian Research**, v. 196–197, p. 61–80, fev. 2012.

SHA, Lian-Kun; CHAPPELL, Bruce W. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 63, n. 22, p. 3861–3881, 1999.

SHAND, S. J. The Eruptive Rocks, 360 pp. **Murby, London**, 1927.

SIAL, A. N. *et al.* Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 367–392, mar. 1999.

SILVA, Márcio Antônio da *et al.* **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**. CPRM, , 2020a.

SILVA, Marize Muniz da *et al.* Characterization of the brejo alegre orthogneiss and its insertion in the evolutionary context of the mineiro belt, são francisco craton. **Anuario do Instituto de Geociencias**, v. 43, n. 2, p. 363–380, 2020b.

SILVA, Thyego Roberto da *et al.* Rapid magma ascent and formation of the Águas Belas-Canindé granitic batholith, NE Brazil: evidence of epidote dissolution and thermobarometry. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50, n. 2, 2020c.

SILVA, Wilker Soares. **Caracterização petrográfica de sanukitoides e leucogranitoides do Cinturão Mineiro-MG**. Trabalho de Conclusão de Curso—[S.l.]: Universidade Federal de Ouro Preto, 2022.

SILVA, Wilker Soares. **Análise petrográfica e microestrutural e suas implicações petrogenéticas para o magmatismo Sideriano no Cinturão Mineiro, Cráton São Francisco Meridional**. Dissertação de Mestrado—Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 2025.

SIMON, Maurício Bulhões *et al.* Neoarchean reworking of TTG-like crust in the southernmost portion of the São Francisco Craton: U-Pb zircon dating and geochemical evidence from the São Tiago Batholith. **Precambrian Research**, v. 314, p. 353–376, 1 set. 2018.

SLABY, Ewa *et al.* High-temperature fluids in granites during the Neoarchaeoan-Palaeoproterozoic transition: Insight from Closepet titanite chemistry and U-Pb dating (Dharwar craton, India). **Lithos**, v. 386–387, p. 106039, abr. 2021.

SMITH, Joseph V.; BROWN, William L. **Feldspar Minerals**. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1988.

SMITHIES, Robert H. *et al.* No evidence for high-pressure melting of Earth's crust in the Archean. **Nature Communications**, v. 10, n. 1, p. 5559, 5 dez. 2019.

SOUZA, Victor Hugo Proença. **Mapeamento geológico, petrografia e geoquímica e implicação tectônica do Ortognaisse trondhjemitico Resende Costa, estado de Minas**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2013.

STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. **Geologische Rundschau**, v. 63, n. 2, p. 773–786, 1 jul. 1974.

TEIXEIRA, Wilson. Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 1–3, p. 268–277, 1982.

TEIXEIRA, Wilson. **A evolução geotectônica da porção meridional do Cratón São Francisco, com base em interpretações geocronológicas**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1985.

TEIXEIRA, Wilson *et al.* Esboço da evolução geotectônica da parte sul do craton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados 'RB'-'SR', k-'AR', 'PB'-'PB' e traços de fissão. **Anais**, 1985.

TEIXEIRA, Wilson *et al.* Archean and early proterozoic crustal evolution in the southern part of the sao francisco craton: the precambrian orogenic provinces of brazil. *In*: 1987.

TEIXEIRA, Wilson *et al.* Acrescimento juvenil (2, 36-2, 33 Ga) no Cinturão Mineiro, porção sul do Craton de São Francisco: evidências a partir de dados U-Pb em zircão, assinaturas Nd-

Hf-Sr e geoquímica do ortognaiss Resende Costa e rochas coevas. **Comunicações geológicas**, v. 101, p. 335–338, 2014.

TEIXEIRA, Wilson *et al.* A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. **Precambrian Research**, v. 256, p. 148–169, 1 jan. 2015.

TEIXEIRA, Wilson *et al.* U-Pb provenance fingerprints of metavolcanic-sedimentary successions of the Mineiro belt: Proxies for the continuity of plate tectonics through the Paleoproterozoic. **Geoscience Frontiers**, v. 13, n. 5, p. 101293, set. 2022.

TEIXEIRA, Wilson; ÁVILA, C. Juvenile accretion (2360-2330 Ma) in the São Francisco Craton, and implications for the Columbia supercontinent: evidence from U-Pb zircon ages, Sr-Nd-Hf and geochemical constraints. *In*: 2012.

TEIXEIRA, Wilson; ÁVILA, Ciro Alexandre; NUNES, Luciana Cabral. Nd-Sr Isotopic Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: Implications for Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, p. 53–75, 2008.

TEIXEIRA, Wilson; FIGUEIREDO, Mario Cesar Heredia. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1–2, p. 1–22, out. 1991.

TULLOCH, A. J. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 69, n. 2, p. 105–117, 1979.

VAN SCHIJNDEL, Valby *et al.* Minor minerals, major implications: using key mineral phases to unravel the formation and evolution of Earth's crust. **Geological Society Special Publication**, v. 537, n. 1, p. 1–7, 15 jan. 2024.

VANCE, Joseph A. Polysynthetic twinning in plagioclase. **American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials**, v. 46, n. 9–10, p. 1097–1119, 1961.

VAVRA, Gerhard. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 106, n. 1, p. 90–99, 1990.

VERNON, R. H. Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. **Visual Geosciences**, v. 5, n. 2, p. 1–23, fev. 2000.

VIEIRA, Reginaldo Resende. **Análise petrográfica, microestrutural e de química mineral em rochas da Suíte Alto Maranhão - Cinturão Mineiro**. Dissertação de Mestrado—Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 2019.

VIEIRA, Reginaldo Resende; GONÇALVES, Cristiane Castro; GONÇALVES, Leonardo. Evidences of Synkinematic Emplacement of Plutons Revealed by Field, Petrographic, Microstructural and Mineral Chemistry Analyses: a Case Study of the 2130 Ma Alto Maranhão Suíte, Mineiro Belt, Southeastern Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 43, n. 1, p. 376–396, 30 mar. 2020.

VOLANTE, Silvia *et al.* Current applications using key mineral phases in igneous and metamorphic geology: perspectives for the future. *In: Geological Society Special Publication. [S.l.]*: Geological Society of London, 2024. v. 537 p. 57–121.

WEINBERG, Roberto Ferrez; PODLADCHIKOV, Yuri. Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B5, p. 9543–9559, 10 maio 1994.

WERNICK, Eberhard. **Rochas magmáticas conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. *[S.l.]*: UNESP, 2004.

WHITE, Allan J. R. Sources of granite magmas. *In*: 1979.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, n. 1, p. 185–187, 1 jan. 2010.

WINTER, John DuNann. **Principles of igneous and metamorphic petrology**. *[S.l.]*: Pearson education Harlow, UK, 2014. v. 2

WONES, David R. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks*. **American Mineralogist**, v. 74, n. 7–8, p. 744–749, 1 ago. 1989.

YUGUCHI, Takashi *et al.* Hydrothermal chloritization processes from biotite in the Toki granite, Central Japan: Temporal variations of the compositions of hydrothermal fluids

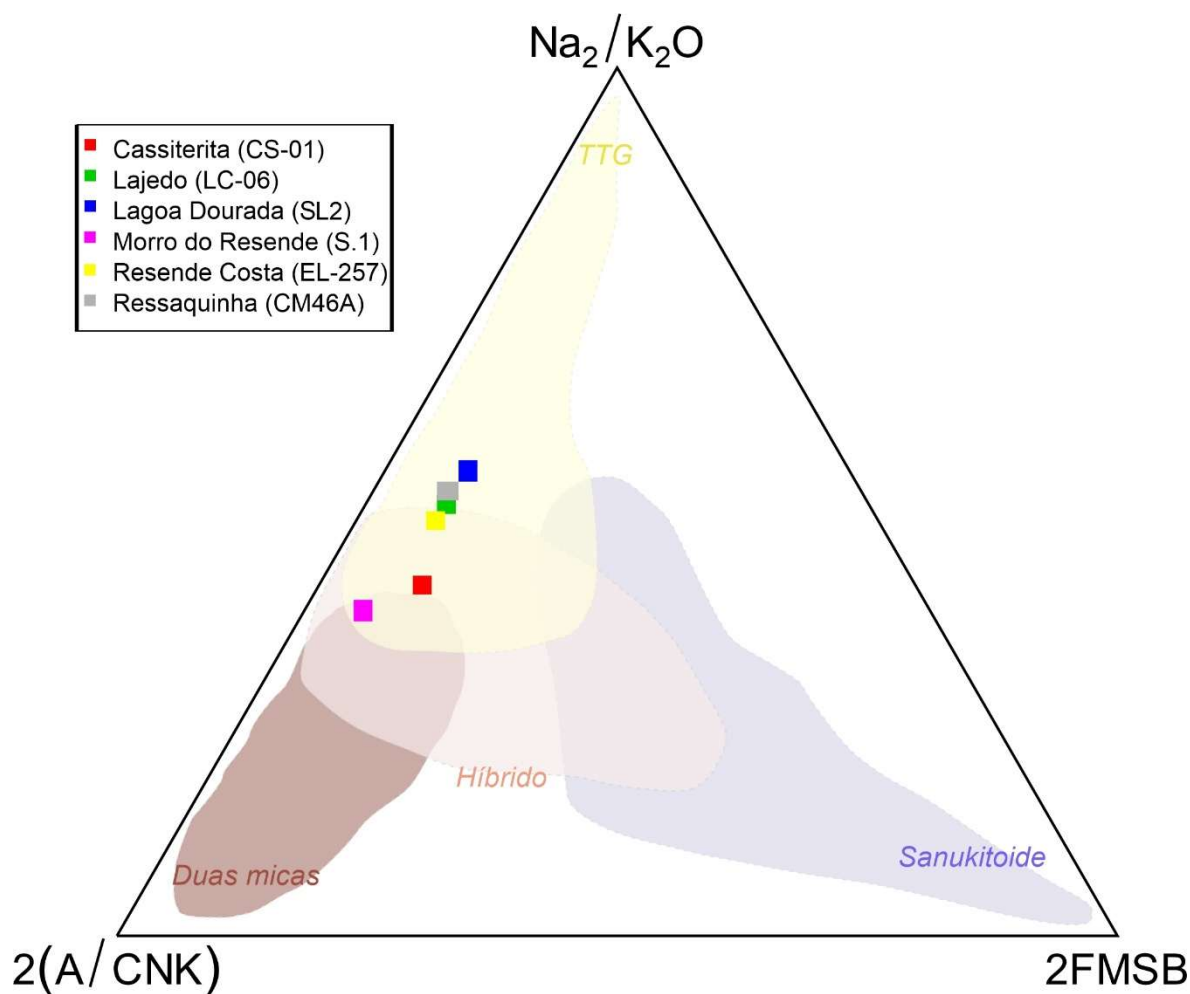
associated with chloritization. **American Mineralogist**, v. 100, n. 5–6, p. 1134–1152, 12 maio 2015.

ZEN, E-an; HAMMARSTROM, Jane M. Magmatic epidote and its petrologic significance. **Geology**, v. 12, n. 9, p. 515–518, 1984.

ZHOU, Z. X. The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province. **Acta Petrologica Sinica**, v. 2, n. 1, p. 59–70, 1986.

APÊNDICE I – Natureza de granitoides do CM

Corpos	Amostra	Al ₂ O ₃	FeOt	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Ba	Sr	Na ₂ /K ₂ O	2(A/CNK)	2*FM*SB
Cassiterita	CS-01	15,4	2,3	0,86	3,1	4,45	1,6	0,071	0,041	2,764	3,359	0,71
Lajedo	LC-06	15,29	1,44	0,36	2	5,92	1,6	0,077	0,097	3,795	3,216	0,628
Lagoa Dourada	SL2	15,44	3,46	1,6	4,3	4,97	1,2	0,029	0,035	4,142	2,941	0,65
Morro do Resende	S.1	11,65	2,38	0,05	1	4,25	2	0,064	0,007	2,136	3,227	0,342
Resende Costa	EL-257	15,84	1,51	0,3	2,7	5,32	1,5	0,089	0,077	3,619	3,335	0,6
Ressaquinha	CM46A	15,68	2,33	0,95	2,9	5,15	1,2	0,055	0,04	4,187	3,379	0,621



Fonte: Laurent *et al.* (2014)

Mineral	Amostra	O	Na	Al	Si	K	Ca	Ba	Fe	In	Total
		49,41	6,91	12,39	30,62		2,75				102,09
		49,23	6,44	12,85	29,95		3,59	1,41			102,06
		49,65	6,79	12,53	30,62		3,14				102,73
		48,74	6,64	12,39	30,01		3,06				100,85
		48,72	6,52	12,47	29,83		3,17			0,51	101,23
		48,17	6,7	12,17	29,67		2,8			0,45	99,96
	CM05	47,87	8,12	10,14	31,62			0,69			97,74
		49,96	8,36	11,03	32,08		1,41		0,29		103,13

APÊNDICE IIb – Química Mineral: Biotita (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Mg	Al	Si	Cl	K	Ti	Mn	Fe	In	Ba	Pr	Total
Biotita	CM05	42,24	5,31	8,75	19,08	0,21	7,71	1,38		15,64				100,33
	CM026	40,37	6,92	8,6	17,5	0,14	7,89	0,59	0,44	14,18				96,62
		41,54	4,93	9,26	17,54		8,16	0,7	0,37	18,21				100,71
		42,06	4,9	9,22	17,93		8,32	0,78	0,42	18,31				101,94
		40,78	5,55	8,84	17,56		7,76	0,79	0,41	16,37				98,07
	NR-12	42,43	5,85	9,14	18,21		8,14	0,84	0,48	17,07				102,15
		39,64	4,33	8,33	16,31		8,15	0,89	0,45	19,55				97,66
		40,31	4,74	8,88	17,26		7,82	0,76	0,33	17,23		0,29		97,61
		43,28	4,26	9,43	20		7,11	0,79	0,39	16,77				102,04
		40,92	5,73	8,68	17,46		7,99	1,09	0,24	16,54				98,64
		42,41	5,92	8,84	18,19	0,16	8,11	1,01	0,3	17,21	0,56			102,69
		41,44	6,16	8,73	17,77	0,12	8,08	1,02	0,34	16,14				99,81
		41,26	5,88	8,71	17,57		8,14	1,01	0,38	16,7				99,66
		40,83	5,76	8,72	17,36		8,03	1,19	0,23	16,29				98,42
		40,77	6,04	8,5	17,46	0,16	7,85	1,06	0,3	16,17				98,3
		41,83	5,64	8,99	19,42		7,11	0,72	0,31	13,64				97,92
		42,68	6,42	8,75	18,34		8,4	1,11	0,29	16,84				102,84
		42,23	5,89	9,21	18,25		8,06	0,82	0,45	16,36				101,27
		40,79	6,35	9,07	17,75		7,92	0,82	0,3	14,12				97,11
		40,25	5,53	8,59	17,21		7,94	0,84	0,37	16,48				97,21
		40,87	5,95	8,62	17,43		8	1,11	0,32	16,19				98,49
	NR-3	40,73	6,56	8,77	17,67		8	0,81	0,24	14,48				97,27
		41,21	5,59	9,1	17,97		6,92	0,83	0,4	16,02				98,03
		41,24	7,16	8,88	17,79		8,14	0,66	0,4	14,2			0,22	98,69
		41,22	5,87	8,89	17,74		8,06	1,21	0,29	15,61				98,88
		40,52	5,69	8,45	17,27	0,14	8,07	1,1	0,31	16,53				98,07
		40,69	6,05	8,52	17,46		7,86	1,13	0,31	15,78				97,81
		41,72	4,57	8,89	17,51		8,12	1	0,46	19,52				101,8
		40,61	4,99	7,64	16,95	0,25	6,98	3,78	0,22	14,38				98,37
		40,84	5,69	8,48	17,48		7,97	1,31	0,27	16,43				98,46
		40,38	5,69	8,69	16,96		7,9	1,03	0,27	16,78				97,7
		40,03	5,69	8,44	17,07		7,8	1,12	0,28	16,06				96,5
		41,52	5,75	8,78	17,59		7,72	1,65	0,23	15,89				99,91
		41,97	5,95	8,78	17,93		8,34	1,13	0,29	16,94				101,32

APÊNDICE IIc – Química Mineral: Titanita1 (wt.%)

Mineral	Amostra	O	F	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Ti	V	Mn	Fe	Y	Nb	Hg	Os	Ir	Total
Titanita1		40,37			0,85	14,51			19,62	22,1			1,12						98,57
		39,64			0,82	14,08			19,48	21,83			1,06				0,32		97,24
	CM05	39,63			0,82	13,92			19,6	21,88			1,22	0,28					97,35
		40,01			0,75	14,1			19,93	22,3			1,01						98,09
		39,66			0,86	14,06			19,45	21,96			1,01						97
		41,31			0,94	14,62			20,44	22,47			0,93	0,41	0,33				101,44
		40,7			0,99	14,53			20,02	22,01			1,15				0,46		99,86
		39,81			1,48	13,95			19,17	21,63			1,16						97,2
	CM026	40,54			1,1	14,49			19,94	21,66			1,25				0,48		99,47
		42,06			0,91	14,93			20,52	22,98			0,94	0,5	0,38				103,23
		40,54			0,93	14,42			19,92	22,35			0,95						99,1
		42,48			1,49	15,38			20,58	22,16			0,8	0,41	0,36				
		41,92			0,94	14,88			20,61	22,89			1,25				0,44		102,93
		42,45			1,01	14,87			20,61	23,33		0,19	1,12		0,33		0,72		
		42,25			1,17	15,02			20,32	21,72			1,7		1,36		0,93		
		42,49			0,99	15,1			20,95	23,22			1,22						
	NR-12	43,03			0,93	15,39			20,92	23,44			1,3				0,61		
		41,5			0,9	14,57			20,09	22,66			1,06		0,71		0,64	0,44	102,56
		40,24			1,57	14,35			19,8	20,9			0,9	0,41	0,29				98,45
		40,49	1,81		2,05	14,44			20,25	19,99	0,28		1		0,27				100,59
		40,93	1,85		1,99	14,79			20,37	20,6			0,94			0,29			101,76
		39,87			0,84	14,18	0,16		19,53	21,72			0,91	0,52	0,3				98,03
		38,37			1,05	13,71			17,97	20,64			1,23				1,96		
		39,95			0,74	13,73		0,08	19,59	23,38	0,24								97,71
	NR-3	41,45		0,22	2,16	15,01		0,67	19,2	20,92			1,18						100,8
		38,27			0,89	13,36			19,19	21,21			0,84				0,38		
		40,12			0,84	14,67			19,35	22,36									97,34
		39,77			1,09	14,11			19,73	21,3	0,29		0,91						97,19
		38,92			0,8	13,84			18,86	21,28			1,65						

Mineral	Amostra	O	F	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Ti	V	Mn	Fe	Y	Nb	Hg	Os	Ir	Total
		39,34			0,76	13,99			19,23	21,92			0,96						
		38,97			1,11	13,64			19,38	21,62			0,61						
		40,3			1,01	14,33			19,04	21,78			1,37				1,97		99,81
		41,43			0,88	14,66			20,08	22,65			1,1	0,75	0,28				101,84
		38,22			1,1	13,67			17,71	20,31			1,41				2,48		

APÊNDICE II d – Química Mineral: Titanita2 (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Mg	Na	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Total
Titanita2	CM05	41,7			1,83	15,72	0,53	19,11	21,08	0,81	100,76
		40,98			5,08	15,91	0,37	18,41	14,38	3,03	98,17
	NR-12	41,28		0,18	2,75	14,91		20,6	19,68	0,94	100,35
		41,62			2,64	14,89		21	20,35	0,78	101,28
	NR-3	40,16			0,88	14,29		19,77	22,46	0,47	98,04
		39,89	0,5		1,9	14,2	0,67	18,59	20,3	1,31	97,38
		41,02			3,75	15,11	1,21	16,81	19,27	1,51	98,66
		45,36		3,71	6,32	23,37		10,69	11,1	0,32	100,87

APÊNDICE IIe – Química Mineral: Epidoto1 (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	Pm	Total
Epidoto1	NR-12	41,35	12,13	17,54	15,9		0,5	9,5		96,92
		42,84	11,11	20,85	13,79		0,26	8,22	0,51	97,59
		42,25	13,28	17,95	16,45			7,73	0,6	98,27
		41,83	12,28	17,69	16,28		0,5	9,56		98,13
		42,05	12,53	17,69	16,4	0,18	0,32	9,38		98,56
		42,67	12,82	18,02	16,56		0,51	9,26		99,83
		42,8	12,7	18,04	16,49		0,49	9,84		100,37
		41,96	12,84	17,82	16,26		0,27	8,55		97,7
		NR-3	42,59	11,7	19,37	15,21		9,41		98,28
			41,85	12,39	17,73	16,08	0,51	9,44		98
		41,8	12,4	17,72	16,07		0,42	9,43		97,84
		42,15	12,44	17,8	16,29		0,47	9,71		98,86
	CM026	41,98	12,1	17,62	16,08		0,43	10,24	0,78	99,23
		42,73	12,77	18,09	16,32		0,4	9,58		99,9
		42,3	12,47	17,97	16,03		0,35	9,87		98,99
		42,76	12,88	18,22	16,31		0,36	9,13		99,67

APÊNDICE IIIf – Química Mineral: Epidoto2 (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Al	Si	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Sr	W	Pm	Total
Epidoto2	CM05	42,14	12,13	18,82	15,4			0,27	8,56				97,33
		43,22	15,88	18,31	17,12				3,24				97,77
		42,02	14,05	17,73	16,12				6,73				96,64
	CM026	43,36	13,71	18,5	16,52			0,34	7,7			0,47	100,6
		42,88	12,94	18,08	16,49			0,56	9,36				100,3
		43,76	13,16	18,49	16,92			0,34	9,45			0,46	102,57
		44,06	14,36	18,63	17,26				7,37				101,68
		43,62	13,11	18,51	16,89			0,36	9,37				101,85
	NR-12	47,07	14,72	20,6	16,36			0,56	8,89				108,2
		44,59	13	20,99	14,34				7,89				100,82
		43,79	13,25	18,63	16,18			0,29	9,13	1,25		0,52	103,03
	NR-3	41,04	11,2	17,46	15,63				11,16	0,88			97,36
		42,19	9,32	19,93	14,43	2,7	0,24		7,88	0,73			97,41
		43,68	10,13	18,66	16,77	4,09			8,58		1,14		103,04

APÊNDICE IIg – Química Mineral: Muscovita (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Mg	Al	Si	K	Ti	Fe	In	Pr	Ba	Ir	Total
Muscovita	CM026	44,3	0,87	16,85	22,28	9,13		3,33			0,46		97,22
		44,32	1,01	16,71	22,45	8,82		2,87			0,67	0,61	97,45
		44,38	1,24	16,31	22,3	8,99		4,1			0,49		97,81
	NR-12	44,35	1,11	16,62	22,23	8,93	0,29	3,2	0,57				97,29
		44,11	1,3	15,98	22,11	9,08		4,47		0,55			97,6

APÊNDICE IIh – Química Mineral: Apatita (wt.%)

Mineral	Amostra	O	F	P	Ca	Y	Nd	Os	Total
Apatita	NR-3	39,35	3,55	17,99	39,4	1,16	0,47		101,93
		39,42	4,02	18,09	39,73			1,17	102,43
		37,9	3,62	17,29	38,2	1,22			98,23
		38,32	3,78	17,56	38,56	0,94			99,16
	NR-12	38,47	4,31	17,71	39,1				99,6

APÊNDICE IIi – Química Mineral: Ilmenita (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Total
Ilmenita	NR-3	36,15		1,26	0,14	1,35	30,16	5,08	29,13	103,28
		35,29			0,13	0,26	30,88	4,74	30,61	101,91
		35,25				0,23	31,52	5,68	28,97	101,66
		35,42	0,12	1,07		1,78	29,6	4,7	28,51	101,19

APÊNDICE IIj – Química Mineral: Rutilo (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Al	Si	K	Ca	Ti	V	Fe	Nb	Total
Rutilo	NR-3	39,92	0,07	0,19	0,13	0,53	57,95	0,31	0,72	0,31	100,15
		39,87	0,2	2,84	0,11	4,23	51,28	0,39	0,42		99,33

APÊNDICE IIk – Química Mineral: Allanita (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Al	Si	K	Ca	Ti	V	La	Ce	Nd	Total
Allanita	NR-3	36,43	8,6	15,34		8,98		11,8	5,06	8,28	2,2	96,69
		34,46	8,11	15,16	0,2	8,54		9,68	4,5	7,21	2,11	89,97
		36,13	2,7	14,13		14,77	13,93	1,89	2,55	5,23	1,49	93,31
		38,52	9,41	16,17		10,13		12	4,68	7,96	2,15	101,01

APÊNDICE III – Química Mineral: Hematita (wt.%)

Mineral	Amostra	O	Si	Ca	Ti	V	Cr	Fe	Total
Hematita	NR-3	29,54				0,19		68,39	98,11
		29,9				0,22	0,1	69,07	99,29
		29,81	0,12	0,07	0,18	0,17		68,39	98,75
		29,98	0,16	0,27	0,39	0,16		68,21	99,16
		30,3	0,09			0,12		70,06	100,57
		30,19				0,1		70,07	100,36

APÊNDICE III* – Litoquímica

*Valores em branco: abaixo do limite de detecção

Sample number**	16-RC-1A	16-RC-3A	CCX631	CCX632	CCX633					
Amostra	RS01 (NR- 12/CM026)	RS15 (CM027)	RS319 (NR-3)	RS12	RS129	Média	Min	Máx	Mediana	Desvio padrão
SiO ₂	70,47	71,78	71,70	73,20	67,90	71,01	67,90	73,20	71,70	1,78
Al ₂ O ₃	16,52	15,85	15,50	14,80	16,80	15,89	14,80	16,80	15,85	0,72
Fe ₂ O ₃	1,69	1,46	2,84	2,06	2,92	2,19	1,46	2,92	2,06	0,59
FeO	1,52	1,31	2,56	1,85	2,63	1,97	1,31	2,63	1,85	0,54
CaO	2,19	1,59	2,38	2,28	3,41	2,37	1,59	3,41	2,28	0,59
MgO	0,35	0,40	0,62	0,34	0,76	0,49	0,34	0,76	0,40	0,17
TiO ₂	0,19	0,16	0,29	0,17	0,26	0,21	0,16	0,29	0,19	0,05
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,09	0,06	0,10	0,07	0,03	0,10	0,06	0,03
Na ₂ O	5,49	5,44	4,92	5,52	4,78	5,23	4,78	5,52	5,44	0,31
K ₂ O	1,29	1,99	2,35	1,02	1,69	1,67	1,02	2,35	1,69	0,48
MnO	0,05	0,06	0,04	0,03	0,06	0,05	0,03	0,06	0,05	0,01
Mg#	29,10	35,25	30,15	24,68	34,00	30,63	24,68	35,25	30,15	3,76
FMMT	2,28	2,08	3,79	2,60	4,00	2,95	2,08	4,00	2,60	0,79
Na ₂ O/K ₂ O	4,26	2,73	2,09	5,41	2,83	3,46	2,09	5,41	2,83	1,20
K ₂ O/Na ₂ O	0,24	0,37	0,48	0,19	0,35	0,32	0,19	0,48	0,35	0,10
F	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01
M	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00
A	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,00
2ACNK	2,11	2,07	2,07	2,29	2,27	2,16	2,07	2,29	2,11	0,10
A/CNK	1,06	1,04	1,03	1,15	1,13	1,08	1,03	1,15	1,06	0,05
A/NK	1,73	1,46	1,45	1,58	1,43	1,53	1,43	1,73	1,46	0,11
2FMSB	0,42	0,32	1,63	0,36	1,44	0,83	0,32	1,63	0,42	0,58
Ba	453,00	609,00	1767,00	256,00	1108,00	838,60	256,00	1767,00	609,00	543,20
Be			1,00	2,50	2,50	2,00	1,00	2,50	2,50	0,71
Cs			3,79	1,56	2,43	2,59	1,56	3,79	2,43	0,92

Sample number**	16-RC-1A	16-RC-3A	CCX631	CCX632	CCX633					
Amostra	RS01 (NR- 12/CM026)	RS15 (CM027)	RS319 (NR-3)	RS12	RS129	Média	Min	Máx	Mediana	Desvio padrão
Ga			18,50	18,20	18,40	18,37	18,20	18,50	18,40	0,12
Hf			3,21	3,29	2,63	3,04	2,63	3,29	3,21	0,29
Nb	6,90	11,90	6,92	3,10	11,29	8,02	3,10	11,90	6,92	3,24
Rb	39,00	58,00	71,60	27,80	76,10	54,50	27,80	76,10	58,00	18,57
Sn			2,80	1,20	2,00	2,00	1,20	2,80	2,00	0,65
Sr	660,00	324,00	799,00	565,00	1016,00	672,80	324,00	1016,00	660,00	231,15
Ta			0,77	0,25	2,19	1,07	0,25	2,19	0,77	0,82
Th	2,90	2,50	12,30	5,80	10,70	6,84	2,50	12,30	5,80	4,00
U			2,15	1,85	10,97	4,99	1,85	10,97	2,15	4,23
W			0,10	5,60	0,60	2,10	0,10	5,60	0,60	2,48
Y	8,00	7,00	7,61	5,95	13,14	8,34	5,95	13,14	7,61	2,50
Zr	95,00	74,00	118,00	88,70	105,00	96,14	74,00	118,00	95,00	14,85
Ag			0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Au			0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,00
As			1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00
Bi			0,07	0,02	0,44	0,18	0,02	0,44	0,07	0,19
Cd			0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01
Co			3,80	2,20	2,70	2,90	2,20	3,80	2,70	0,67
Cu			8,60	4,40	12,40	8,47	4,40	12,40	8,60	3,27
Hg			0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01
Mo			0,36	0,39	0,96	0,57	0,36	0,96	0,39	0,28
Ni	4,00	3,90	0,80	0,50	1,20	2,08	0,50	4,00	1,20	1,54
Pb	13,20	19,80	5,30	3,80	6,00	9,62	3,80	19,80	6,00	6,03
Sb			0,07	0,05	0,07	0,06	0,05	0,07	0,07	0,01
Se			1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00
Zn			46,00	30,00	32,00	36,00	30,00	46,00	32,00	7,12
Ce	25,30	15,00	52,50	24,20	57,90	34,98	15,00	57,90	25,30	16,98
Dy	1,10	1,30	1,38	0,95	1,84	1,31	0,95	1,84	1,30	0,30

Sample number**	16-RC-1A	16-RC-3A	CCX631	CCX632	CCX633					
Amostra	RS01 (NR- 12/CM026)	RS15 (CM027)	RS319 (NR-3)	RS12	RS129	Média	Min	Máx	Mediana	Desvio padrão
Er	0,96	0,60	0,73	0,47	1,30	0,81	0,47	1,30	0,73	0,29
Eu	0,50	0,50	0,19	0,35	0,66	0,44	0,19	0,66	0,50	0,16
Gd	1,70	1,50	2,43	1,47	2,14	1,85	1,47	2,43	1,70	0,38
Ho	0,20	0,30	0,29	0,25	0,51	0,31	0,20	0,51	0,29	0,11
La	12,30	5,70	34,30	18,10	18,50	17,78	5,70	34,30	18,10	9,48
Lu	0,20	0,10	0,14	0,10	0,33	0,17	0,10	0,33	0,14	0,09
Nd	9,20	5,00	16,10	8,40	10,50	9,84	5,00	16,10	9,20	3,62
Pr	2,40	1,40	5,30	2,67	3,70	3,09	1,40	5,30	2,67	1,32
Sm	1,80	1,30	2,50	1,50	2,40	1,90	1,30	2,50	1,80	0,48
Tb	0,20	0,20	0,26	0,20	0,51	0,27	0,20	0,51	0,20	0,12
Tm			0,11	0,07	0,34	0,17	0,07	0,34	0,11	0,12
Yb	0,73	0,70	0,70	0,50	1,60	0,85	0,50	1,60	0,70	0,39
EuN	8,62	8,62	3,28	6,03	11,38	7,59	3,28	11,38	8,62	2,74
SmN	11,77	8,50	16,34	9,80	15,69	12,42	8,50	16,34	11,77	3,12
GdN	8,54	7,54	12,21	7,39	10,75	9,29	7,39	12,21	8,54	1,89
LaN	51,90	24,05	144,73	76,37	78,06	75,02	24,05	144,73	76,37	40,01
YbN	4,53	4,35	4,35	3,11	9,94	5,25	3,11	9,94	4,35	2,40
Ba+Sr	1113,00	933,00	2566,00	821,00	2124,00	1511,40	821,00	2566,00	1113,00	701,05
Eu*	10,03	8,00	14,13	8,51	12,99	10,73	8,00	14,13	10,03	2,43
Sr/Y	82,50	46,29	104,99	94,96	77,32	81,21	46,29	104,99	82,50	19,96
LaN/YbN	11,45	5,53	33,29	24,59	7,85	16,54	5,53	33,29	11,45	10,66
La/Yb	16,85	8,14	49,00	36,20	11,56	24,35	8,14	49,00	16,85	15,69
Gd/Yb	2,33	2,14	3,47	2,94	1,34	2,44	1,34	3,47	2,33	0,72
Eu/Eu*	0,86	1,08	0,23	0,71	0,88	0,75	0,23	1,08	0,86	0,28
Nb/Ta			8,99	12,40	5,16	8,85	5,16	12,40	8,99	2,96
Ba/Rb	11,62	10,50	24,68	9,21	14,56	14,11	9,21	24,68	11,62	5,57
Zr/Sm	52,78	56,92	47,20	59,13	43,75	51,96	43,75	59,13	52,78	5,78
Qtz	28,00	28,13	27,44	31,30	24,52	27,88	24,52	31,30	28,00	2,16

Sample number**	16-RC-1A	16-RC-3A	CCX631	CCX632	CCX633					
Amostra	RS01 (NR- 12/CM026)	RS15 (CM027)	RS319 (NR-3)	RS12	RS129	Média	Min	Máx	Mediana	Desvio padrão
Cc	2,23	1,93	0,75	0,61	1,15	1,33	0,61	2,23	1,15	0,64
Ort	7,62	11,76	13,89	6,03	9,99	9,86	6,03	13,89	9,99	2,81
Ab	46,46	46,03	41,63	46,71	40,45	44,26	40,45	46,71	46,03	2,66
An	10,54	7,69	11,22	10,92	16,26	11,33	7,69	16,26	10,92	2,77
Hy	2,05	2,04	3,50	2,32	3,99	2,78	2,04	3,99	2,32	0,81
Mt	2,45	2,12	4,12	2,99	4,23	3,18	2,12	4,23	2,99	0,86
Il	0,36	0,30	0,55	0,32	0,49	0,41	0,30	0,55	0,36	0,10
Ap	0,12	0,07	0,21	0,14	0,24	0,16	0,07	0,24	0,14	0,06

**Código referente a amostra original analisada (detalhes no texto).

ANEXO I – Fotografias de amostras

NR-3



NR-3



NR-12



NR-12



CM05



CM05



CM26



CM26



CM27



CM27

