

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GEOLOGIA

Lucas Vargas Moraes

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ELEMENTAL DO GRANITO
SERRA DO TABULEIRO NA REGIÃO DE PAULO LOPES, SC**

FLORIANÓPOLIS

2019

Lucas Vargas Moraes

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ELEMENTAL DO GRANITO
SERRA DO TABULEIRO NA REGIÃO DE PAULO LOPES, SC**

Trabalho de Conclusão do Curso de Graduação em Geologia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito para a obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Luana Moreira Florisbal
Coorientador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Florianópolis

2019

Moraes, Lucas Vargas

Petrografia e geoquímica elemental do Granito Serra do Tabuleiro na região de Paulo Lopes, SC / Lucas Vargas Moraes ; orientadora, Luana Moreira Florisbal, coorientador, Breno Leitão Waichel, 2019.
101 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -
Universidade Federal de Santa Catarina, , Graduação em Geologia, Florianópolis, 2019.

Inclui referências.

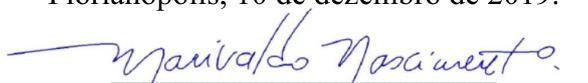
1. Geologia. 2. Petrografia. 3. Geoquímica. 4. Sistemas Plutono-vulcânicos rasos. 5. Granito Serra do Tabuleiro. I. Florisbal, Luana Moreira . II. Waichel, Breno Leitão . III. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. IV. Título.

Lucas Vargas Moraes

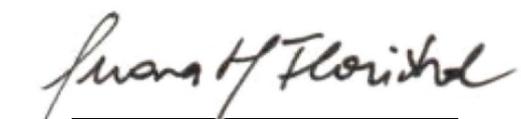
PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA ELEMENTAL DO GRANITO SERRA DO TABULEIRO NA REGIÃO DE PAULO LOPES, SC

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de “Bacharel em Geologia” e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia.

Florianópolis, 10 de dezembro de 2019.


Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:


Prof.^a Dra. Luana Moreira Florisbal
Orientadora
Universidade Federal de Santa Catarina



Prof. Dr. Edison Ramos Tomazzoli
Universidade Federal de Santa Catarina



Prof. Dr. Eduardo Fontana
Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri

RESUMO

O Granito Serra do Tabuleiro (GST) compreende um plúton de idade Neoproterozoica com formato semicircular e *ca.* 25 km de diâmetro, circunscrito por contatos tectônicos em toda sua extensão. Esse granito está associado aos estágios finais do magmatismo que formou o Batólito Florianópolis (*ca.* 590 Ma), juntamente com o Granito Ilha e as rochas vulcânicas da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela (SPC). As análises petrográficas realizadas nesse trabalho definem o Granito Serra do Tabuleiro como um hornblenda-biotita leucossienogranito, compartimentado nas fácies equigranular, inequigranular e porfirítica definidas por critérios texturais. As análises geoquímicas classificam o GST como granito e álcali feldspato granito, leucocrático e fortemente diferenciado, de afinidade subalcalina e caráter fracamente peraluminoso. Sua assinatura geoquímica corresponde a granitos pós-colisionais do tipo A₂ com enriquecimento em LILEs e ETRs leves e razões Th/Ta e Y/Nb elevadas, indicando uma contribuição principalmente crustal para esse granito. Os elementos traço indicam uma longa história de fracionamento magmático no GST, denotada pelas anomalias negativas de Eu, que geram o típico padrão de “gaivota”, e altas razões Rb/Sr e Rb/Ba, indicando o fracionamento de feldspatos na fonte. Apesar das evidências de contribuição mantélica indicada por enclaves microgranulares máficos, o alto grau de fracionamento magmático oblitera qualquer assinatura geoquímica relacionada ao magma parental. As semelhanças geológicas, geoquímicas e geocronológicas observadas entre o GST e as rochas vulcânicas da SPC permitem a interpretação destas unidades como cogenéticas e comagmáticas. Ademais, a ocorrência de pertitas e textura micrográfica indicam a colocação dos plútons em níveis crustais rasos e permite interpretar essas unidades como componentes de um sistema plutono-vulcânico raso, no qual o GST e o Granito Ilha podem representar as fontes alimentadores das atividades vulcânicas, hoje registradas na forma de ignimbritos e riolitos da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela.

Palavras-chave: Petrografia. Geoquímica. Sistemas Plutono-vulcânicos rasos. Granito Serra do Tabuleiro. Suíte Plutono-vulcânica Cambirela.

ABSTRACT

The Serra do Tabuleiro Granite (STG) is a Neoproterozoic plutonic body with semicircular shape and 25 km in diameter, limited by tectonic contacts in all its extension. This plutonic body is associated with the final stages of the magmatic event that originated the Florianópolis Batholith (*ca.* 590 Ma) along with the Ilha Granite and the extrusive rocks of the Cambirela Plutono-volcanic Suite (CPS). The petrography analysis from this work defines the Serra do Tabuleiro Granite as a hornblende-biotite leucosyenogranite, divided in three facies named as equigranular, inequigranular and porphyritic based only on textural criteria. The geochemical analysis classifies the STG as granite and alkali granite, leucocratic and strongly differentiated, with subalkaline affinity and slightly peraluminous character. Its geochemical signature corresponds to post-collisional A₂ type granites with enrichment in LILE and light REE and high values for Th/Ta e Y/Nb ratios, indicating a mostly crustal contribution for these granites. Trace elements reveal a long history of magmatic fractionation in STG, denoted by negative Eu anomalies that generate the typical seagull pattern and high Rb/Sr and Rb/Ba ratios, pointing out the fractionation of feldspars on the source. Despite the mantle contribution is indicated by the mafic microgranular enclaves, the high degree of magmatic fractionation obliterates any geochemical signature related to the parental magma. The geological, geochemical and geochronological resemblances observed between the STG and the volcanic rocks from the CPS enable the interpretation of these units as cogenetic and comagmatic. In addition, the occurrence of perthites and micrographic textures indicate that the plutons were emplaced in shallow levels of the crust and leads to interpret these units as components of a plutono-volcanic shallow level system, where the STG and the Ilha Granite may represent the sources that fed the volcanic activities registered today as ignimbrites and rhyolites that belong to the Cambirela Plutono-volcanic Suite.

Keywords: Petrography. Geochemistry. Plutono-volcanic shallow level systems. Serra do Tabuleiro Granite. Cambirela Plutono-volcanic Suite.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo e as principais vias de acesso através da BR-101 e Estradas Gerais do Bom Retiro e Santa Luzia.	17
Figura 2 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. O segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozoicos. 18	
Figura 3 - Mapa Geológico com principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e compartimentação da Província Mantiqueira Meridional.	20
Figura 4 - Compartimentação tectônica do Escudo Catarinense.....	22
Figura 5: Dados U-b em zircão (LA-MP-ICP-MS) para as rochas graníticas do Batólito Florianópolis. O retângulo em vermelho destaca as rochas de afinidade alcalina que constituem o magmatismo tardio do BF.....	24
Figura 6 – Relação entre períodos e ambientes tectônicos.....	31
Figura 7 - Diagrama QAP para classificação modal de rochas plutônicas (Streckeisen, 1976). Q = Quartzo, A= Feldspato Alcalino, P = Plagioclásio. Válido apenas para rochas com M < 90%.....	34
Figura 8 - Uso dos termos “leuco” e “mela” conforme o índice de cor para cada uma das classificações do QAP. $P' = 100 * P / (A+P)$	35
Figura 9: Diagrama A/CNK vs. A/NK.....	37
Figura 10: Diagramas de classificação para granitos do tipo A.....	39
Figura 11 - Diagrama discriminante entre granitóides do tipo A. (A) Diagrama Rb/Nb vs. Y/Nb; (B) Diagrama ternário Y-Nb-Ga*3.	40
Figura 12: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para rochas graníticas . ORG = Granitos de Cadeia Mesoceânica; VAG = Granitos de Arco Vulcânico; WPG = Granito de Ambiente Intraplaca; syn-COLG = Granitos Sin-colisionais; pós-COLG = Granitos Pós-colisionais.	41
Figura 13 - (a) Diagrama de discriminação entre granitos <i>Ferroan</i> e <i>Magnesian</i> , baseado na análise de 486 granitos do tipo-A e 538 batólitos da América do Norte. (b) Diagrama $Na_2O + K_2O - CaO$ vs. SiO_2 com intervalos aproximados para as séries alcalina, álcali-cálcica, cálcio-alcalina e cálcica.	43

Figura 14 - Modelo Geodinâmico para a transição entre as suítes orogênicas calcioalcalinas e as suítes anorogênicas alcalinas. **(A)** Estágio de subducção (duração de aprox. 100Ma). **(B)** Estágio de colisão continente-continente (duração de aprox. 30 a 50 Ma). **(C)** Estágio de soergimento, distensão e movimentações horizontais (inicia *ca.* 50 Ma após o fim da subducção e tem duração de aprox. 70-90 Ma). 48

Figura 15 - Análise tomográfica de velocidade das ondas P e S em reservatório magmático na área de Yellowstone. As cores quentes indicam regiões com fusão parcial posicionados em regiões rasas da crosta (MILLER; SMITH, 1999). 50

Figura 16 - Seção geológica simplificada da Caldeira Long Valley, California., uma das caldeiras vulcânicas mais estudadas do mundo (modificado de Hildretf, 2004; Hildretf & Wilson, 2007). Escala vertical e volumes relativos são aproximados..... 51

Figura 17 - Modelo hipotético do posicionamento de câmaras e reservatórios magmáticos silícicos em crosta continental. Modificado de Hildrith e Moorbath (1988); Bachmann e Bergantz (2004); Marsh (2004); Hildreth (2007). 52

Figura 18 - Estágios de evolução de um reservatório magmático. (a) Volume de cristais < 45%. A maioria dos cristais são mantidos em suspensão pelas correntes convectivas; (b) Volume de cristais entre ~45-60%. A ausência de convecção e a alta permeabilidade favorecem a extração do líquido intersticial; (c) Volume de cristais > 60%. A baixa permeabilidade e alta viscosidade do *melt* não permitem uma extração eficiente por compactação. 53

Figura 19: Ordem de cristalização para as diferentes fácies do Granito Serra do Tabuleiro. A linha tracejada separa os minerais primários dos minerais de alteração. Qz: quartzo; K-f: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Hb: hornblenda; Tit: titanita; Ms: muscovita; Gr: granada; Ep: epidoto; Clt: clorita..... 56

Figura 20: Textura típica da fácies equigranular do Granito Serra do Tabuleiro. **(a)** Textura hipidiomórfica equigranular média a grossa com quartzo facetado e destacado. **(b)** Textura equigranular média a fina com cristais de quartzo e máficos destacados. **(c)** Intrusão de dique ríolítico da SPC com xanólito do GST. As linhas em vermelho destacam o contato sinuoso da intrusão e a assimilação das bordas do xenólito. **(d)** Enclave microgranular máfico com contatos abruptos e foma alongada. 57

Figura 21: Aspectos petrográficos da fácies equigranular. **(a)** Feldspato alcalino com pertitas bem desenvolvidas e textura micrográfica insular e em franja radial nos interstícios. **(b)** Quartzo facetado e incluso em cristal de feldspato alcalino. **(c)** Quartzo com extinção ondulante e pertitas. **(d)** Quartzo facetado incluso em feldspato alcalino com com pertitas bem

desenvolvidas; plagioclásio com maclas de deformação. **(e)** Cristais de quartzo com contatos poligonais devido aos processos de redução de limite dos grãos e de neoformação de grão decorrente dos processos de *annealing*. **(f)** Comparação entre cristais de quartzo recristalizados (formas poligonais) e quartzo de final de cristalização, que preenche o interstício de outros minerais..... 59

Figura 22: Aspectos petrográficos da fácies inequigranular. **(a)** Amostra de mão com textura inequigranular seriada. Apesar da mudança de granulação, as características típicas como o quartzo facetado permanecem. **(b)** Cristal de feldspato alcalino com feições de intercrescimento com o quartzo (textura micrográfica insular). **(c)** Textura micrográfica do tipo franja radial. **(d)** feições de “entelhamento” do plagioclásio indicam presença de um regime de fluxo, que por ocorrer em um líquido de alta viscosidade e em altas temperaturas, gera maclas de deformação. **(e)** Quartzo com bandas de deformação bem desenvolvidas e neoformação de grão. No retângulo vermelho, representação dos limites da figura 21f. **(f)** Detalhe da figura 21e; processos de neoformação de grãos de quartzo..... 61

Figura 23: Aspectos texturais da fácies porfirítica de matriz equigranular fina do Granito Serra do Tabuleiro. Megacristais de no máximo 0,8 cm e minerais máficos ocorrem como agregados semicirculares de 0,5 cm. 62

Figura 24: Aspectos texturais microscópicos da fácies porfirítica do Granito Serra do Tabuleiro. **(a)** Quartzo facetado (precoce) e plagioclásio inclusos em cristais de feldspato alcalino pertíticos. **(b)** Feldspato alcalino pertítico com quartzo facetado incluso e textura micrográfica do tipo franja radial de crescimento incipiente. **(c)** cristais de hornblenda+biotita, granada e quartzo. **(d)** cristal de muscovita incluso em quartzo precoce..... 63

Figura 25: Classificação das rochas graníticas estudadas conforme os parâmetros definidos por Frost et al. (2001) 64

Figura 26: Diagramas de classificação para as rochas graníticas estudadas. **(a)** diagrama TAS (COX et al., 1979); **(b)** Triângulo dos feldspatos (O’CONNOR, 1965); **(c)** Diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980); **(d)** Diagrama A/NK vs. A/CNK (SHAND, 1943)..... 65

Figura 27: Diagramas de Harker (SiO_2 vs. Elementos Maiores) das amostras do Granito Serra do Tabuleiro. Os teores de P_2O_5 ocorrem abaixo dos limites de detecção e por isso não são apresentados. 66

Figura 28: Diagrama bivariantes de SiO_2 vs. Ba, Rb, Sr e Zr para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro. 67

Figura 29: Diagramas binários de Whalen et al. (1987) para caracterização de granitos do tipo A.	67
Figura 30: Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro. (a) Diagrama de Pearce et al. (1984,1996); (b) Diagrama A1-A2 de Eby (1992)	68
Figura 31: <i>Spidergrams</i> para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro. (a) Diagrama de ETRs normalizados pelo condrito (Boynton, 1984). (b) Diagrama elementar normalizado pelo granito de dorsal mesoceânica (Pearce et al., 1984).	69
Figura 32: Diagramas SiO ₂ vs. Rb/Sr e Rb/Ba para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro.....	69
Figura 33: Diagramas SiO ₂ vs. Th/Ta e Y/Nb para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro.....	70
Figura 34: Correlação inversa entre os elementos K ₂ O e Zr conforme ocorre a diferenciação no GST. A saturação em álcalis inibe o processo de nucleação precoce do zircão.	74
Figura 35: Face NE do Morro do Cambirela na região de Palhoça (SC), que constitui a seção tipo dos Ignimbritos Cambirela. Relação espacial entre o Granito Serra do Tabuleiro e os Ignimbritos Cambirela como já descrito na literatura (TOMAZZOLI; PELLERINI, 2015; SANTOS, 2019). Imagem com exagero vertical de 2X.	76
Figura 36: Diagramas de classificação. (a) Diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980); (b) Diagrama A/NK vs. A/CNK (SHAND, 1943).	77
Figura 37: Diagramas de Harker (SiO ₂ vs. Elementos Maiores).....	77
Figura 38: <i>Spidergrams</i> . (a) Diagrama de ETRs normalizados pelo condrito (Boynton, 1984);.....	78
Figura 39: Diagramas Petrogenéticos de Whalen et al. (1987) para caracterização de granitos do tipo A	79
Figura 40: Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos de Pearce et al. (1984,1996)	79

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Nomenclatura conforme índice de cor	33
Quadro 2 - Comparação entre as diferentes tipologias propostas para a classificação de rochas graníticas. M.A ou A.M = Associações Magmáticas.....	36
Quadro 3 - Síntese da relação entre os grupos de granitóides definidos por Barbarin (1999), sua origem e seus respectivos ambientes geodinâmicos.....	42
Quadro 4 - Esquema classificatório proposto por Frost et al. (2001) com respectivas ocorrências e tipos de rocha associados.	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACG	Granitóides Cálcio-alcálinos Portadores de Anfíbólio
ActLab	Activation Laboratories
ASI	Índice de Saturação por Alumínio
ATG	Granitóides Toleíticos de Arco
BF	Batólito Florianópolis
Bt	Biotita
CCSb	Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro
CDF	Cinturão Dom Feliciano
CPG	Granitóides Peraluminosos Portadores de Cordierita
DS	Domínio Sul
FR-X	Fluorescência de Raio-X
GAAP	Granitos Alcalinos Anorogênicos Precoce
GAP0	Granitos Alcalinos Pós-orogênicos
Gr	Granada
GST	Granito Serra do Tabuleiro
HFSE	Elementos de Elevado Potencial Iônico
Hb	Hornblenda
ICP	<i>Inductively Coupled Plasma</i>
ICP-MS	<i>Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
IUGS	International Union of Geological Society
KCG	Granitóides Cálcio-alcálinos ricos em K
Kf	Feldspato Alcalino
LA-MC-ICP-MS	<i>Laser Ablation Multi-collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
LabLam	Laboratório de Laminação
LILE	Elementos Litófilos de Grande Raio Iônico
M'	Índice de Cor
MDT	Modelo Digital de Terreno
MPG	Granitóides Peraluminosos Portadores de Biotita
Ms	Muscovita
OIB	Basaltos de Ilha Oceânica

ORG	Granitos de Cadeia Mesoceânica
PAG	Granitos Alcalinos e Peralcalinos
Pl	Plagioclásio
post-COLG	Granitos Pós-colisionais
RTG	Granito Toleíticos de Dorsal Mesoceânica
SDS	Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico e Sustentável
SHRIMP	<i>Sensitive High Resolution Ion Microprobe</i>
SPG	Suíte Pedras Grandes
SPC	Suíte Plutono-vulcânica Cambirela
syn-COLG	Granitos Sin-colisionais
Qz	Quartzo
TTG	Tonalito, Trondjemito e Granodiorito
VAG	Granitos de Arco Vulcânico
WPG	Granitos Intraplaca
wt%	Peso (%)
ZCIP	Zona de cisalhamento Itajaí Perimbó
ZCMG	Zona de cisalhamento Major Gercino

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	OBJETIVOS.....	15
1.2	JUSTIFICATIVA.....	16
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	17
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	18
2.1	CINTURÃO DOM FELICIANO	19
2.1.1	Escudo Catarinense	20
2.1.1.1	Batólito Florianópolis.....	22
2.1.1.1.1	<i>Suíte Pedras Grandes</i>	24
3	MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	27
3.2	ANÁLISE DE IMAGENS AÉREAS E SIG.....	27
3.3	ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	28
3.4	ANÁLISE GEOQUÍMICA	28
3.5	INTERGRAÇÃO E ANÁLISE DOS DADOS	29
4	REFERENCIAL TEÓRICO	30
4.1	MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL	30
4.1.1	Magmatismo Pós-Colisional no Sul do Brasil	31
4.2	CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS.....	32
4.2.1	Classificação e Nomenclatura Segundo a IUGS	33
4.2.2	Classificações Petrogenéticas	35
4.2.2.1	Diagrama A/CNK vs. A/NK.....	37
4.2.2.2	MISA	38
4.2.2.2.1	<i>Granitos do Tipo A</i>	38
4.2.2.3	Diagramas Discriminantes de Ambientes Geotectônicos	40

4.2.2.4	Mineralogia e Índice de Saturação por Alumínio	42
4.2.2.5	Granitos <i>Ferroan</i> e <i>Magnesian</i>	43
4.3	Séries Alcalinas	46
4.3.1	A Evolução do Magmatismo Alcalino Pós-colisional.....	47
4.4	SISTEMAS PLUTONO-VULCÂNICOS RASOS.....	49
4.4.1	Reservatórios Magmáticos: uma relação entre <i>mush</i> e <i>melt</i>	50
4.4.1.1	Magmas Silícicos e a Formação de Plútons na Crosta Superior	52
5	RESULTADOS.....	55
5.1	GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO SERRA DO TABULEIRO	55
5.1.1	Fácies Equigranular	57
5.1.2	Fácies Inequigranular	60
5.1.3	Fácies Porfirítica.....	62
5.2	GEOQUÍMICA ELEMENTAL	64
5.2.1	O Granito Serra do Tabuleiro.....	64
6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	71
6.1	Dados Geológicos e Análises Petrográficas do Granito Serra do Tabuleiro.....	71
6.2	Geoquímica do Granito Serra do Tabuleiro	73
6.3	Comparação dos dados geológicos e geoquímicos do GST com as rochas vulcânicas ácidas da Suíte Cambirela.....	75
7	CONCLUSÕES	81
	REFERÊNCIAS	82
	APÊNDICE A – Relação de pontos e coordenadas, lâminas produzidas e análises geoquímicas realizadas	92
	APÊNDICE B – Dados geoquímicos do Granito Serra do Tabuleiro. As amostras com a sigla PGB e PPL são provenientes dos trabalhos de mapeamento geológico realizados por UFRGS (1999) e UFSC (2018), respectivamente	93
	APÊNDICE C – Valores e razões de elementos traço normalizados pelo condrito (Boynton, 1984).....	95

APÊNDICE D – Dados geoquímicos dos Ignimbritos da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela..... 97

ANEXO A – Mapa geológico da região de Garopaba/Paulo Lopes (modificado de UFRGS, 1999) e localização das amostras coletadas em campo 99

1 INTRODUÇÃO

As rochas graníticas são uma importante fonte de informações relacionadas aos processos endógenos e eruptivos que caracterizaram as fases finais de construção do Batólito Florianópolis. Para compreender as causas e influência desses eventos são necessárias informações petrológicas e geoquímicas, em uma escala de trabalho que raramente é abordada na literatura sobre rochas graníticas no Escudo Catarinense. Este trabalho apresenta uma caracterização petrográfica e geoquímica individualizada para cada uma das fácies identificadas no Granito Serra do Tabuleiro e com isso tenta ordenar as etapas de cristalização que constituem esse plúton, assim como entender os ambientes e processos geológicos que influenciaram a gênese do Granito Serra do Tabuleiro e de outras unidades contemporâneas.

Assim, esta monografia inicia com uma revisão bibliográfica referente ao contexto geológico e geotectônico da região sul do Brasil, seguido dos materiais e métodos utilizados para a realização deste trabalho. Em seguida, uma contextualização teórica sobre magmatismo pós-colisional, sistemas plutono-vulcânicos rasos e magmatismo alta sílica, séries magmáticas alcalinas e classificações de rochas graníticas. Por fim, a apresentação dos resultados, discussões e conclusões decorrentes do trabalho e das comparações com os dados de outros eventos magmáticos de mesma idade constantes na bibliografia.

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivos (i) caracterizar e classificar as rochas que constituem o Granito Serra do Tabuleiro (GST) segundo as recomendações da IUGS (*International Union of Geological Sciences* - Le Maitre, 2002); (ii) entender a relação espacial entre suas diferentes fácies; (iii) produzir dados petrográficos e geoquímicos que permitam novas interpretações relacionadas a sua origem, fonte e ambiente de geração; (iv) comparar os dados do GST com os dados pré-existentes da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela .

1.2 JUSTIFICATIVA

Os primeiros trabalhos referentes ao Granito Serra do Tabuleiro (GST) foram realizados em escala regional e trazem uma análise petrográfica sem individualizar as variações faciológicas presentes nesta unidade (TRAININI et al., 1978; BASEI (1985); ZANINI et al., 1997). Com a realização do mapeamento geológico em escala 1:25.000, UFRGS (1999) apresentou a primeira individualização do GST em fácies (heterogranular, equigranular e porfirítica), que revela variações texturais antes não consideradas e pode representar um plúton construído por vários pulsos magmáticos, cujas fontes e relações genéticas ainda são desconhecidas. Assim, a caracterização petrográfica e geoquímica de detalhe pretende estabelecer as relações genéticas e evolutivas entre as diferentes fácies do GST e com isso responder algumas perguntas relacionadas ao magmatismo final do Batólito Florianópolis. Por exemplo: como as variações texturais e geoquímicas intra plúton ocorrem no espaço? As similaridades e as idades idênticas identificadas no vulcanismo e no plutonismo na área de estudo relacionam o GST ao mesmo sistema magmático raso da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela? A origem do magmatismo tardio no Batólito Florianópolis está associada a uma ou mais fontes?

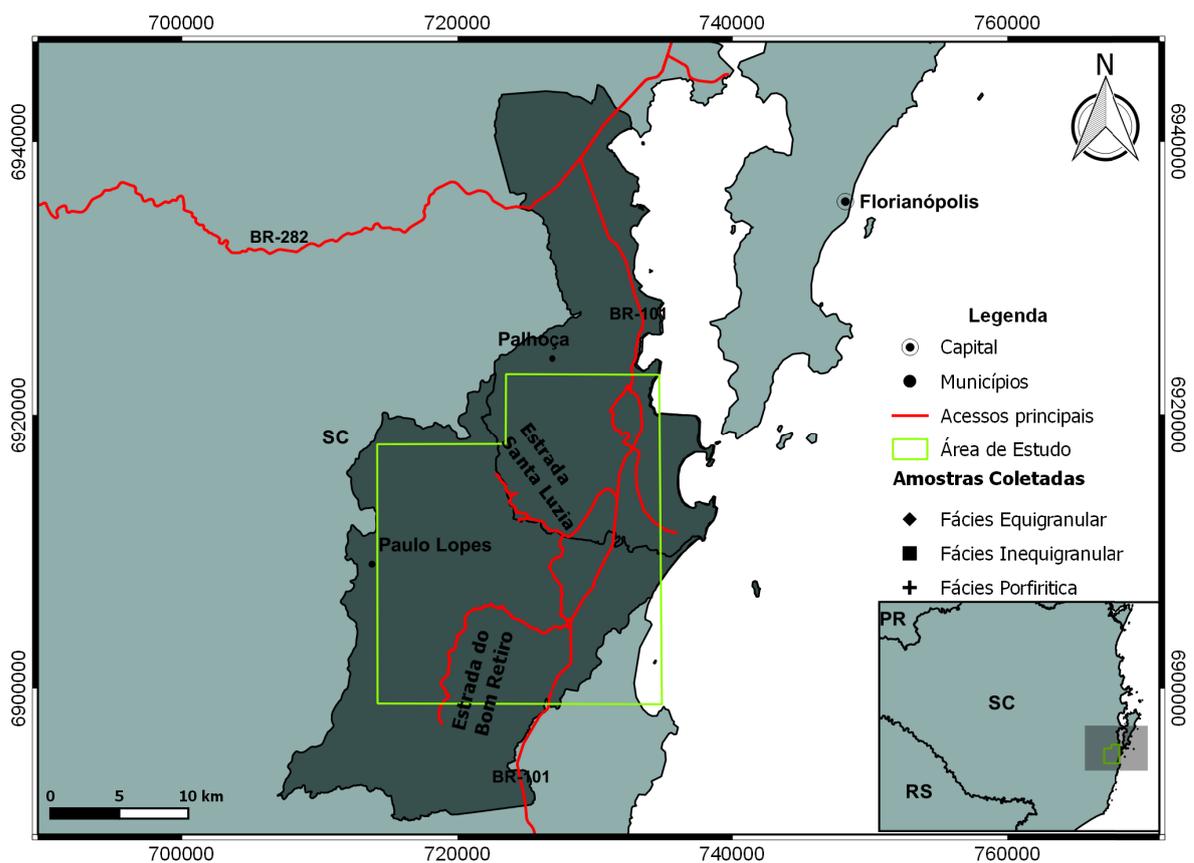
Questões como essas revelam a importância de estudos geoquímicos em maior detalhe e demonstram como essa ferramenta é essencial para elucidar as questões genéticas relacionadas à formação de corpos ígneos como o GST. Além disso, contribui com dados geoquímicos inéditos que podem suscitar novas perguntas no que tange à evolução desse e de outros granitos gerados nos estágios magmáticos finais do Batólito Florianópolis.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

O Granito Serra do Tabuleiro ocorre na região leste de Santa Catarina e aflora principalmente dentro dos limites do Parque Estadual da Serra do Tabuleiro. Devido a ampla extensão do parque e as dificuldades de acesso em algumas regiões, a área de estudo foi limitada à porção leste da Serra do Tabuleiro onde abrange os municípios de Paulo Lopes e Palhoça (Fig. 1).

Localizada 65 km ao sul de Florianópolis, a área estudada possui 450 km² e tem acesso principal pela rodovia BR-101. Grande parte dos afloramentos amostrados estão localizados em encostas, beira de estradas ou pedreiras e são facilmente acessados pelas estradas gerais denominadas Bom Retiro, Santa Luzia e Sertão do Campo.

Figura 1 - Localização da área de estudo e as principais vias de acesso através da BR-101 e Estradas Gerais do Bom Retiro e Santa Luzia.

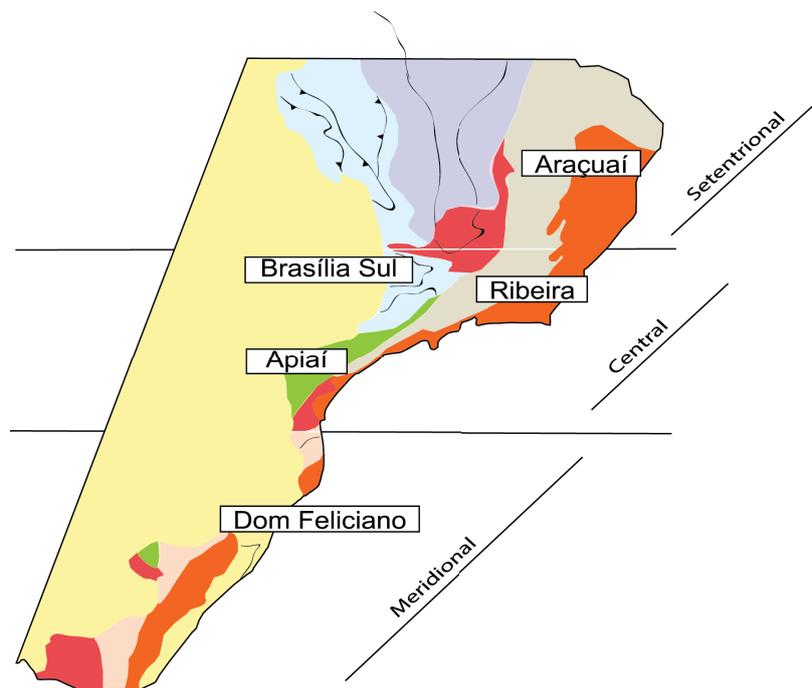


Fonte: Elaborado pelo autor

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está inserida na Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1967), um sistema orogênico Neoproterozoico que se estende do sul Bahia ao Rio Grande do Sul e é segmentado nas unidades Setentrional, Central e Meridional (ALMEIDA; HASUI, 1984; Fig. 2). A Província Mantiqueira Meridional é composta principalmente pelo Cinturão Dom Feliciano, que aflora na porção oriental sul-brasileira e uruguaia, e o orógeno São Gabriel, que ocorre apenas no Rio Grande do Sul e representa o registro mais completo da formação de crosta juvenil brasileira na Província Mantiqueira (HEILBRON et al., 2004).

Figura 2 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira. O segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxo e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozoicos.



Fonte: Heilbron et al. (2004)

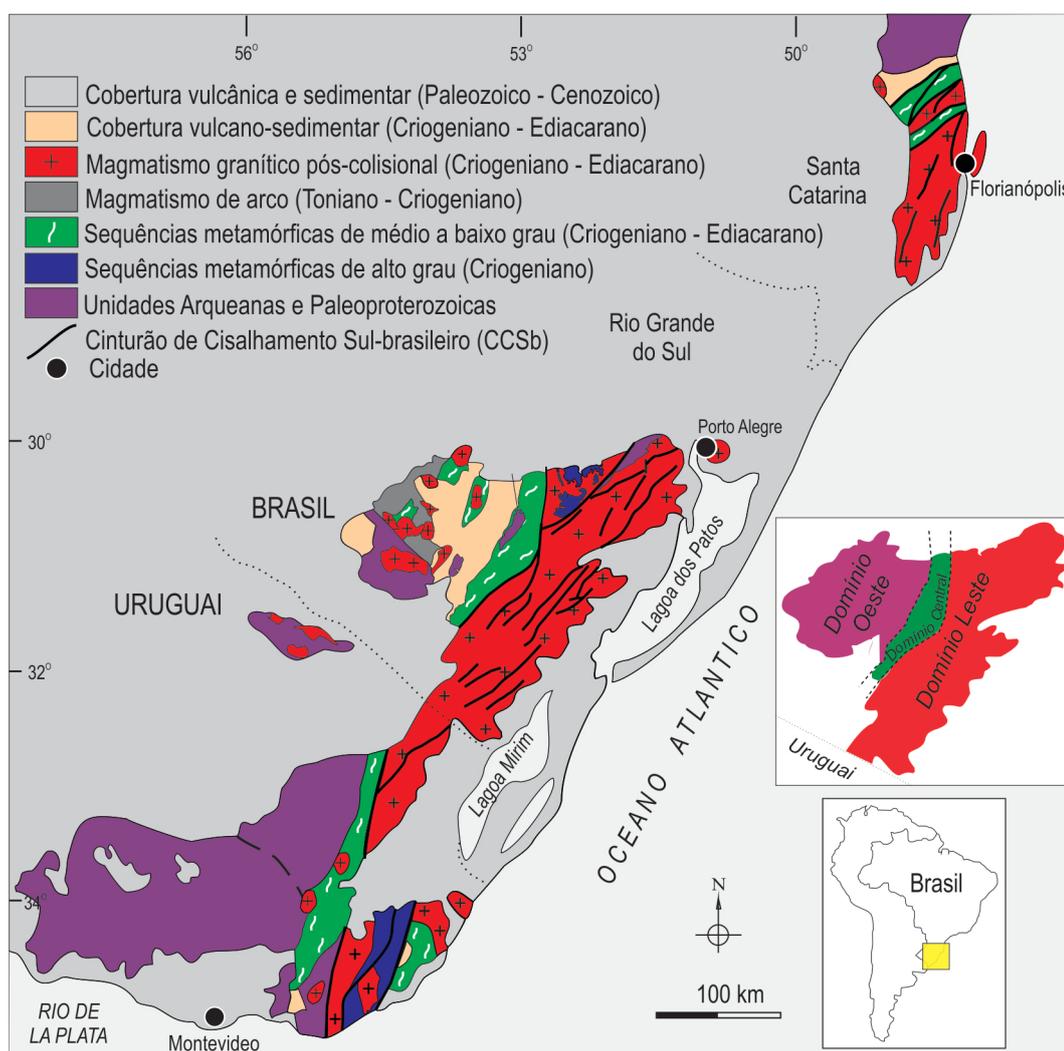
2.1 CINTURÃO DOM FELICIANO

O Cinturão Dom Feliciano (CDF) foi definido por Fragoso Cesar (1980) e aflora em uma faixa de direção NE com 1200 km de comprimento e 150 km de largura (BASEI, 1985). Com ocorrências desde o nordeste de Santa Catarina até Punta del Leste no Uruguai, o CDF é compartimentado em três segmentos denominados Escudo Uruguaio, Escudo Sul-riograndense e Escudo Catarinense, resultantes da superposição de três eventos orogênicos denominados Passinho (0.89-0.86 Ga.), São Gabriel (0.77-0.68 Ga.) e Dom Feliciano (0.65-0.54 Ga) (PHILLIP; PIMENTEL; CHEMALE JR, 2016).

As principais unidades que compõem o CDF são compartimentadas em três segmentos menores denominados Domínio Leste, Domínio Central e Domínio Oeste (Fig. 3). No Domínio Leste aflora um cinturão de rochas graníticas que compõem o Batólito Aiguá no Uruguai, Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul e o Batólito Florianópolis em Santa Catarina. No Domínio Central, rochas metavulcanossedimentares compõem o Complexo Metamórfico Brusque (SC), Complexo Porongos (RS) e o Complexo Metamórfico Lavalleja (UY) e no Domínio Oeste, um cinturão de bacias vulcanossedimentares denominadas Bacias do Itajaí (SC), Camaquã (RS) e El Soldado-Piriápolis (UY).

A semelhança na ocorrência e distribuição espacial das litologias que compõem o CDF, assim como os grandes lineamentos que separam as diferentes unidades do mesmo, levam diversos autores a interpretar esses segmentos como uma área contígua com interpretações e modelos geotectônicos similares para todos os segmentos (HASUI et al., 1975; FRAGOSO CESAR, 1980; JOST; HARTMANN, 1984; FRAGOSO CESAR et al., 1986, 1990; BASEI 1990a; BASEI; HAWKESWORTH, 1993; FERNANDES et al., 1992a; SILVA et al. 1994; PASSARELI et al., 2010, 2011).

Figura 3 - Mapa Geológico com principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e compartimentação da Província Mantiqueira Meridional.



Fonte: Modificado de Bitencourt & Nardi (2000), Oyhantçabal et al. (2011) e Ramos et al. (2018)

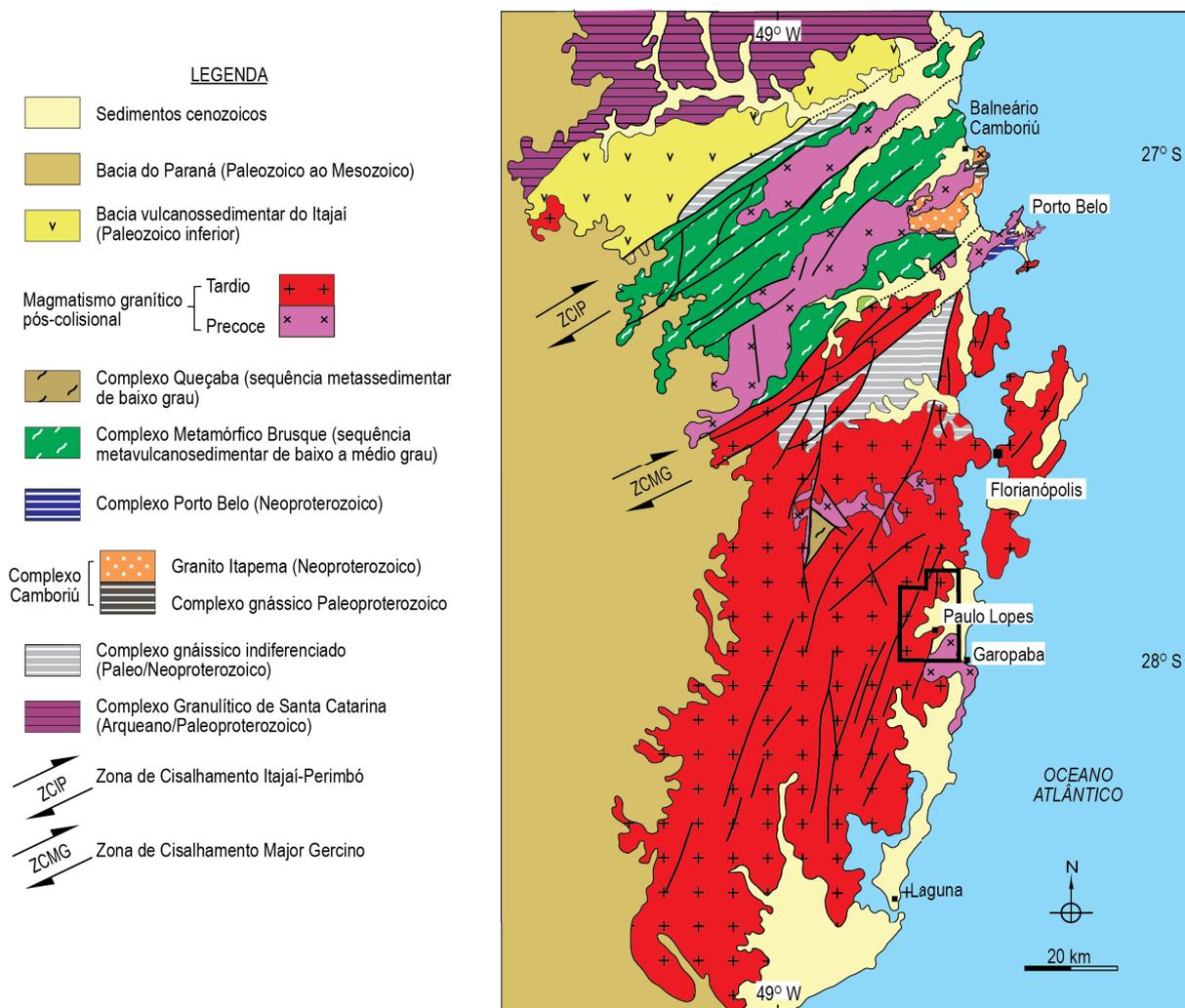
2.1.1 Escudo Catarinense

O Escudo Catarinense foi compartimentado primeiramente por Basei (1985) em Domínios Externo, Intermediário e Interno, segmentados por duas zonas de cisalhamento principais (Fig. 4) que constituem lineamentos expressivos pertencentes ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb – BITENCOURT, 1996). Essas zonas são denominadas Zona Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP – SILVA; DIAS, 1981) e Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG - BITENCOURT et al., 1989), ambas interpretadas por Basei (1985)

como zonas de falhas inversas das quais a ZCMG representa a sutura de uma subducção do tipo A decorrente de um evento colisional em ca. 590 Ma. (BASEI; TEIXEIRA, 1987). Em contraposição, Bitencourt et al. (1989) atribuem a ZCMG um caráter dúctil-rúptil e uma evolução cinemática complexa e atribuem à esta estrutura um papel fundamental nos eventos que controlam a ascensão e o posicionamento de parte do magmatismo que compõe o Batólito Florianópolis (BITENCOURT, 1996).

Posteriormente, Florisbal (2011) compartimentou o Escudo Catarinense de forma equivalente a Basei (1985) onde renomeou os Domínios Externo, Intermediário e Interno como Norte, Central e Sul com o intuito de desvincular a nomenclatura utilizada das interpretações tectônicas dos modelos pré-existentes. De acordo com essa compartimentação, o Domínio Norte é composto por rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e as Bacias do Itajaí e Campo Alegre, que fazem contato ao sul com a ZCIP; o Domínio Central abrange as rochas do Complexo Metamórfico Brusque e do Complexo Camboriú, além de corpos graníticos menores. Seus limites a norte e a sul são demarcados pela ZCIP e ZCMG, respectivamente; o Domínio Sul (DS) é composto principalmente pelas rochas graníticas do Batólito Florianópolis, além de porções remanescentes do Complexo Águas Mornas e Complexo Queçaba, ambos interpretados como *roof pendants* e/ou *inliers* do embasamento (BASEI, 1985, 2000; PASSARELI et al., 2010). O DS tem suas porções oeste e sul encobertas pelas rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, exceto ao norte onde é limitado pela Zona de Cisalhamento Major Gercino.

Figura 4 - Compartimentação tectônica do Escudo Catarinense



Fonte: Modificado de Bitencourt (1996)

2.1.1.1 Batólito Florianópolis

O Batólito Florianópolis (BF) está localizado no Domínio Sul do Escudo Catarinense e é composto por rochas plutônicas e vulcânicas de diferentes idades e ampla variação composicional geradas em um evento magmático de longa duração (650-580 Ma.) que originou o maior volume de rochas graníticas em Santa Catarina (BITENCOURT; NARDI, 2000). Com aproximadamente 200 km de comprimento e 60 km de largura, o BF representa a maior unidade do Domínio Sul formada principalmente pelas Suítes São Pedro de Alcântara,

Paulo Lopes, Pedras Grandes e Suíte Plutono-vulcânica Cambirela (ZANINI et al., 1997; BASEI, 2000; BITENCOURT et al., 2008).

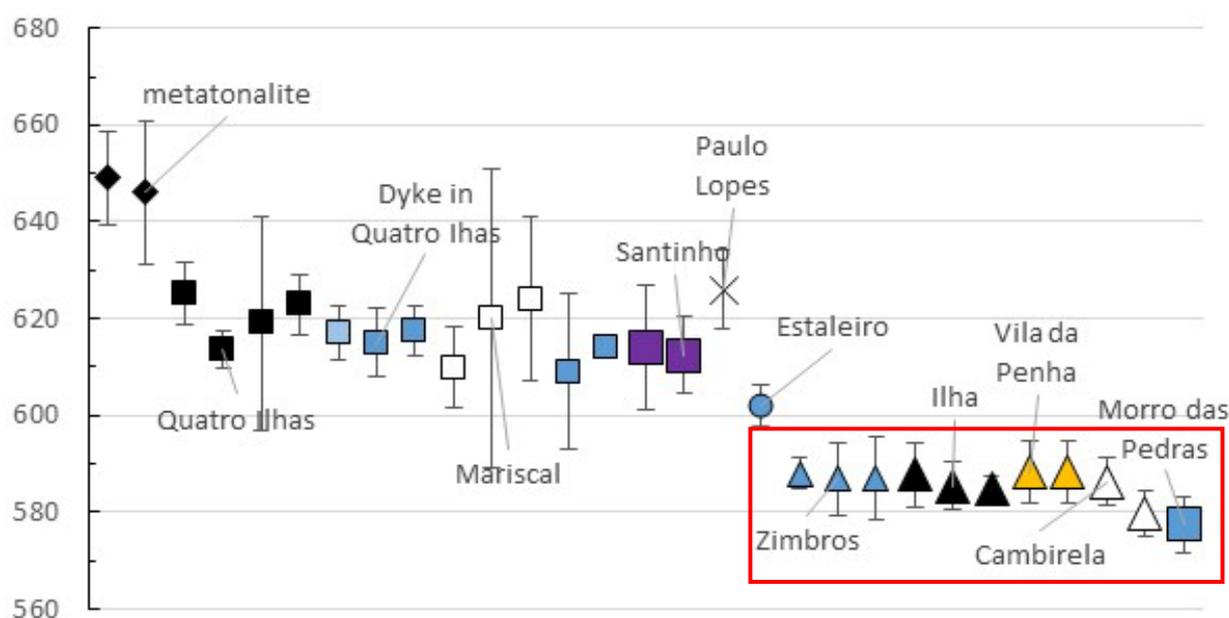
As interpretações relacionadas a gênese do Batólito Florianópolis ainda são controversas, autores como Basei (1985, 2000), Chemale Jr. et al. (2012) e Passareli et al. (1995, 2010) sugerem que a formação dessa unidade esteja associada a um arco magmático continental que envolveu processos de fusão e reciclagem crustal oriundos da subducção do Cráton Luis Alves sob o Cráton Kalahari. Esses autores ainda atribuem um sentido E-W para essa subducção, relacionada ao fechamento do Oceano Adamastor. Em contraposição, Bitencourt & Nardi (1993, 2000), Bitencourt et al. (2008), Florisbal (2009, 2011), entre outros, interpretam que as rochas do BF foram formadas em um ambiente pós-colisional com magmas graníticos que abrangem plútons precoces sintectônicos e plútons tardios com pouca ou nenhuma deformação. Estes autores ainda sugerem a participação do manto, não só como fonte de calor para a fusão crustal mas também como um material que interagiu com os líquidos graníticos e está registrado na forma de enclaves microgranulares máficos, diques sin-plutônicos e corpos dioríticos e gabróicos sincrônicos (BITENCOURT, 1996; NARDI; BITENCOURT, 2007). Bitencourt & Nardi (2000) ainda estabelecem uma relação genética e temporal direta entre o evento magmático que formou o BF e o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro e propõem as estruturas tectônicas que compõe este cinturão como condutos para a ascensão dos magmas.

Embora as fontes e ambiente de geração sejam alvo de debate, é consenso entre os autores que o magmatismo do BF é formado por rochas graníticas de afinidade cálcio-alcálica de alto-K com componentes dioríticos menores e magmatismo peraluminoso associado (630-615 Ma); granitoides shoshoníticos de ocorrência local que constituem uma fase precoce (611 Ma) e um magmatismo tardio de afinidade alcalina (590 Ma), que representa a fase mais volumosa decorrente destes eventos. (BITENCOURT; NARDI, 2000; BITENCOURT et al., 2008; CHEMALE JR. et al., 2012; FLORISBAL et al., 2012; PERUCHI, 2015). Essa fase tardia do magmatismo no Batólito Florianópolis abrange uma série de plútons graníticos pouco deformados e muito diferenciados ($\text{SiO}_2 \geq 70 \text{ wt}\%$), além de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas ácidas associadas, todas com idades muito próximas, em torno de 590 Ma.

Janasi et al. (2015) demonstram através de dados U-Pb obtidos em zircão via LA-MC-ICP-MS que, mesmo considerando as margens de erro, não é possível a separação dessas

rochas em termos geocronológicos (Fig. 5). Os autores apontam também que os dados geoquímicos e isotópicos são muito similares para estes plútons, o que sugere fontes e processos evolutivos semelhantes, gerados em um sistema plutono-vulcânico raso.

Figura 5: Dados U-b em zircão (LA-MP-ICP-MS) para as rochas graníticas do Batólito Florianópolis. O retângulo em vermelho destaca as rochas de afinidade alcalina que constituem o magmatismo tardio do BF.



Fonte: Janasi et al. (2015)

2.1.1.1.1 Suíte Pedras Grandes

A primeira menção ao termo Pedras Grandes foi realizada por Teixeira (1969) em referência ao Complexo Granítico Pedras Grandes, que ocorre no sul de Santa Catarina. Posteriormente, Trainini et al. (1978) definiram o termo Suíte Intrusiva Pedras Grandes para um conjunto de rochas graníticas de quimismo alcalino e composição similar que incluíam os Granitos Armação, São Miguel, Major Gercino, Capivari e São Bonifácio. Basei (1985) propõe a ampliação dessa unidade com a inclusão das rochas vulcânicas relacionadas ao magmatismo Cambirela, sob o nome de Suíte Plutono-vulcânica Pedras Grandes.

O termo Suíte Pedras Grandes (SPG) foi cunhado por Zanini et al. (1997) em atribuição as rochas graníticas leucocráticas de composição homogênea e estrutura maciça que incluem os Granitos Ilha, Serra do Tabuleiro, Capivari, São Bonifácio e Angelina.

Bitencourt et al. (2008) mantiveram a denominação utilizada por Zanini e colaboradores, porém atribuíram a SPG somente os Granitos Vila da Penha e Serra do Tabuleiro, desvinculando o Granito Ilha desta suíte e realocando-o para a Suíte Cambirela. O mapeamento geológico em escala 1:25 000 de UFSC (2018) mantém a definição de Bitencourt et al. (2008), porém, devido a obtenção de novos dados geocronológicos relacionados ao Granito Vila da Penha (588 ± 3.3 Ma - U-Pb SHRIMP em zircão; JANASI et al., 2015), propôs realocar o Granito Serra Tabuleiro para a base da SPG. A proposta estratigráfica de UFSC (2018) é adotada neste trabalho.

2.1.1.1.1 Granito Serra do Tabuleiro

O Granito Serra do Tabuleiro (ZANINI et al. 1997; GST) foi descrito primeiramente como Granito Tabuleiro por Trainini *et al.* (1978) e foi renomeado por Zanini et al. (1997) para evitar confusões em relação ao Complexo Tabuleiro, descrito por Silva (1987). Até então, o GST foi descrito por diversos autores (TRAININI *et al.* 1978; BASEI, 1985; ZANINI *et al.*, 1997; BITENCOURT *et al.*, 2008; TOMAZZOLI & PELLERIN, 2015) que atribuem sua seção tipo e principais afloramentos à região da Serra do Tabuleiro, além de alguns corpos menores mais próximos da região costeira, como demonstram os mapas em escala 1:25 000 desenvolvidos por UFRGS (1999) e UFSC (2018).

Em mapeamento de escala 1:100.000 (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - CPRM), Zanini *et al.* (1997) descrevem o GST como um plúton semicircular de 25 km de diâmetro que é seccionado pelo Rio Vargem do Braço em uma faixa de aproximadamente 2 km de largura, limitada por falhas de direção NE-SW. Seus contatos são tectônicos em toda sua extensão e ocorrem junto ao Complexo Águas Mornas, Complexo Queçaba, Suíte Intrusiva Maruim e Granito Paulo Lopes. Os autores também citam intrusões de riolitos, além de coberturas tufo-riolíticas dispostas nas bordas do GST.

Zanini et al. (1997) descrevem o GST como uma unidade que aflora principalmente na forma de matacões arredondados com elevado grau de alteração— que variam entre monzogranitos e sienogranitos leucocráticos, isótipos, de coloração rósea a avermelhada e textura predominantemente equigranular média a grossa com algumas ocorrências porfiríticas. Na região de Paulo Lopes, Bitencourt *et al.* (2008) apontam a ocorrência de três fácies para o

GST definidas como equigranular, heterogranular e porfirítica que foram cartografadas durante o mapeamento geológico realizado por UFRGS (1999). UFSC (2018) também identificou as três fácies descritas no GST e as classificou como fácies equigranular, fácies inequigranular e fácies porfirítica.

Dados geocronológicos obtidos por Silva *et al.* (2005) resultaram idades de cristalização para o GST em 597 ± 9 Ma. (U-Pb SHRIMP em zircão), valor muito próximo das idades obtidas para os outros granitos que compõem o magmatismo tardio do Batólito Florianópolis (Fig. 5). Os dados geoquímicos apresentados por Zanini *et al.* (1997) e Basei (1985) apontam uma afinidade alcalina e caráter metaluminoso para o GST, que de acordo com Bitencourt e Nardi (2000) são características típicas de um ambiente pós-colisional e condizem com os demais granitos tardios que compõem o BF.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada neste trabalho foi baseada na análise das características petrográficas e geoquímicas de cada fácies do Granito Serra do Tabuleiro em busca de caracterizar as variações texturais e composicionais que ocorrem nas diferentes fácies dessa unidade. Em conjunto, são utilizados dados pré-existentes de mapeamento geológico realizado por UFRGS (1999) e dados geoquímicos relacionados as rochas efusivas da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela (SPC), produzidos por Santos (2019). A análise integrada dessas informações visa investigar a relação espacial entre as diferentes fácies do GST e sua correlação com as rochas vulcânicas da SPC.

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa acompanha todas as fases de realização do projeto e consiste na compilação e leitura de livros, artigos científicos, dissertações e teses a fim de ampliar o conhecimento sobre a geologia da área e realizar uma revisão conceitual relacionada a assuntos como geoquímica, petrologia ígnea, sistemas magmáticos rasos e mecanismos de construção de plútons graníticos.

3.2 ANÁLISE DE IMAGENS AÉREAS E SIG

Utilização de ortofotos com resolução espacial de 01 m (SDS/SC), Google Earth e Open Street Map para a atualização de acessos e delimitação de zonas com potenciais afloramentos. Utilização do software Quantum GIS para a geração de mapas de relevo sombreado com base em MDT (SDS/SC), para o tratamento dos dados compilados e coletados e para a integração desses dados à mapas geológicos prévios.

3.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A análise petrográfica foi realizada em um total de 16 lâminas delgadas das quais 05 pertencem aos acervos produzidos nas campanhas de mapeamento geológico realizadas por UFRGS (1999) e UFSC (2018). As 11 lâminas restantes foram produzidas a partir das amostras coletadas em saídas de campo realizadas nos dias 30/03/2019 e 24/05/2019, onde buscou-se abranger todas as fácies cartografadas para o Granito Serra do Tabuleiro. As amostras coletadas foram serradas e laminadas no Laboratório de Laminação (LabLam) que encontra-se instalado nas dependências do Núcleo de Pesquisas Geológicas da Universidade Federal de Santa Catarina. Posteriormente, as lâminas foram analisadas em microscópio óptico Meiji ML7420, onde foram descritas a mineralogia, textura e estrutura das rochas em busca de classificar as amostras conforme as recomendações da IUGS (Le Maitre, 2002) e também para discriminá-las conforme o seu grau de fraturamento e alteração para a realização das análises geoquímicas.

3.4 ANÁLISE GEOQUÍMICA

Os dados geoquímicos (Apêndice B e C) foram obtidos a partir da análise de 16 amostras (Anexo A), as quais já haviam sido alvos de estudos petrográficos e foram avaliadas como adequadas para a análise geoquímica. A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Amostras da UFRGS (Anexo - UFRGS) e incluem as etapas de serragem para remoção de capas de alteração, britagem em britador de mandíbulas e pulverização em moinho de ágata até alcançar a fração argila. Após a preparação, as amostras foram acondicionadas em potes com 10 g e enviadas para análise de rocha total no *Bureau Veritas Mineral Laboratories* onde foram analisadas via FR-X para elementos maiores, Ba, Sr, Rb e Zr e ICP-MS para os demais elementos traços e ETRs. Para a elaboração de gráficos e diagramas foram utilizados os softwares Excel e GCDKit (Janoušek et al., 2006).

3.5 INTERGRAÇÃO E ANÁLISE DOS DADOS

Após a aplicação dos métodos analíticos, os resultados foram analisados junto à distribuição espacial de cada amostra em busca de esclarecer os questionamentos gerados na proposição e desenvolvimento dessa pesquisa. Os dados produzidos também foram comparados com o banco de dados geoquímico das rochas vulcânicas da Suíte Plutonovulcânica Cambirela em busca de semelhanças que indiquem relações genéticas entre essas rochas e o Granito Serra do Tabuleiro.

4 REFERENCIAL TEÓRICO

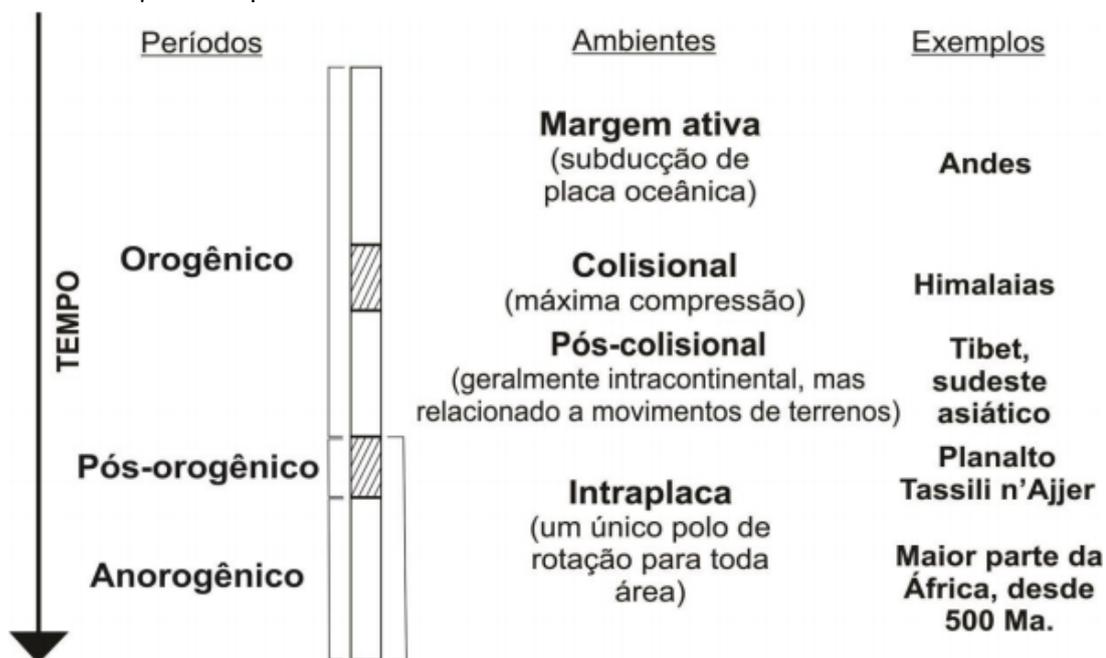
4.1 MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL

O termo pós-colisional é adotado por muitos autores para caracterizar um período que sucede o evento colisional principal, mas que envolve diversos processos geológicos decorrentes dessa colisão. O período pós-colisional ocorre comumente em ambiente intracontinental (após o fechamento do oceano) e é caracterizado por eventos complexos como movimentações horizontais de grandes zonas de cisalhamento, colisões oblíquas, subduções de pequena escala e geração de riftes (LIÉGEOIS, 1998; BONIN et al., 1998; BONIN 2004). O encerramento deste período é marcado pela transição dos movimentos horizontais para uma movimentação uniforme, definida por um único polo de rotação, que caracteriza uma única placa tectônica e o início de um ambiente intraplaca (LIÉGEOIS, 1998).

Diferente dos granitos de outros ambientes, granitos de origem pós-colisional não possuem uma fonte exclusivamente crustal ou mantélica e podem apresentar assinaturas geoquímicas semelhantes às de outros ambientes (PEARCE et al., 1984). Harris et al. (1986) também destacam a ampla variedade de magmas que podem ser gerados em um ambiente pós-colisional e que suas características geoquímicas podem variar desde ambientes de arco magmático até ambientes intraplaca. Por essas razões, é consenso na literatura que os resultados obtidos em diagramas discriminantes para rochas pós-colisionais são pouco precisos e que as assinaturas geoquímicas obtidas refletem a composição da fonte.

Com isso, Liégeois (1998) destaca a importância da identificação das fontes para estudos relacionados ao magmatismo pós-colisionais e como essa informação pode auxiliar na identificação de possíveis ambientes tectônicos, uma vez que alguns tipos de magmatismo não ocorrerem em certos cenários (*e.g.* uma série TTG não ocorre em um ambiente intraplaca).

Figura 6 – Relação entre períodos e ambientes tectônicos



Fonte: Modificado de Liégeois (1998)

4.1.1 Magmatismo Pós-Colisional no Sul do Brasil

Na porção oriental sul-brasileira o magmatismo granítico pós-colisional compõe o Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul e o Batólito Florianópolis em Santa Catarina (Fig. 3). Essas rochas são geneticamente relacionadas à orogenia Brasileira/Pan-africana que envolveu eventos tectônicos como subducção de crosta oceânica, colisão entre continente e arcos magmáticos, seguidos de um período pós-colisional onde ocorreram sucessivos pulsos que originaram um grande cinturão granítico entre 650 Ma e 580 Ma. A ascensão desse magmatismo foi controlada pelas grandes zonas de cisalhamento que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro com assinaturas que indicam contribuição de fontes mantélicas e crustais (BITENCOURT; NARDI, 2000; FLORISBAL et al., 2009, 2012).

Os estágios iniciais do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil são definidos pela instalação de um sistema transpressivo e pela formação do CCSb com acresção mantélica representada por um magmatismo toleítico médio a alto-K. O grau de interação desse magma com materiais crustais é variado e ocorre principalmente dentro das zonas de cisalhamento indicando um controle tectônico que favoreceu a contaminação nas zonas de maior deformação. Os magmas shoshoníticos ocorrem de forma subordinada e são interpretados

como fruto da fusão parcial de magmas básicos e intermediários sem contaminação crustal, exceto em regiões afetadas pelo cisalhamento (NARDI; BITENCOURT, 2007).

O final do magmatismo pós-colisional é representado por rochas de caráter alcalino com pouca ou nenhuma deformação. Em Santa Catarina esse magmatismo é composto pelas rochas graníticas da Suíte Pedras Grandes, Suíte Plutono-vulcânica Cambirela e Suíte Zimbros que apresentam características químicas típicas de granitos do tipo A. Essas Suítes foram posicionadas em um curto espaço de tempo (entre 590 e 580 Ma) e em zonas com diferentes intensidades de deformação. A Suíte Zimbros ocorre em uma zona com maior concentração de deformação e é interpretada como tardi transcorrente. A SPG e a SPC também possuem uma colocação tardia em relação à atividade das zonas de cisalhamento, porém distantes dos focos principais de deformação, fato evidenciado pela ausência de deformação no estado sólido (NARDI; BITENCOURT, 2007; JANASI et al., 2015).

4.2 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS GRANÍTICAS

As rochas graníticas são as mais abundantes na crosta terrestre e sua origem pode estar relacionada a processos e ambientes tectônicos distintos. Em busca de diferenciar os ambientes e classificar os diferentes tipos de granito associados foram propostos diversos modelos de classificação que categorizam essas rochas conforme sua composição modal, séries magmáticas, ambientes tectônicos ou fontes (*e.g.* LACROIX, 1933; SHAND, 1943; DIDIER; LAMEYRE, 1969; STREKEISEN, 1976; CHAPPELL; WHITE, 1974, 1983; PEARCE et al., 1984; PITCHER, 1983, 1997; FROST et al., 2001, entre outros). Atualmente existem cerca de vinte classificações petrogenéticas propostas na literatura, porém grande parte delas faz referência à petrogênese e ao ambiente de formação das rochas graníticas e apresentam uma conotação mais interpretativa do que descritiva (Barbarin, 1999).

4.2.1 Classificação e Nomenclatura Segundo a IUGS

A classificação de rochas plutônicas recomendada pela *International Union of Geological Society* (IUGS), segundo Le Maitre (2002), é baseada na percentagem modal entre quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio (Streckeisen, 1967) (Fig. 7), aplicável somente às rochas que possuam um $M' < 90\%$. Essa técnica de classificação se tornou amplamente difundida e continua sendo a mais indicada devido a seu caráter estritamente descritivo e sua fácil aplicabilidade em rochas plutônicas. O diagrama ternário QAPF desenvolvido por Streckeisen (1976) foi determinante na padronização da nomenclatura de rochas ígneas (Pitcher, 1997) e a praticidade em sua aplicação contribuiu imensamente para uma classificação homogênea, capaz de ser realizada ainda em campo (estimativa modal).

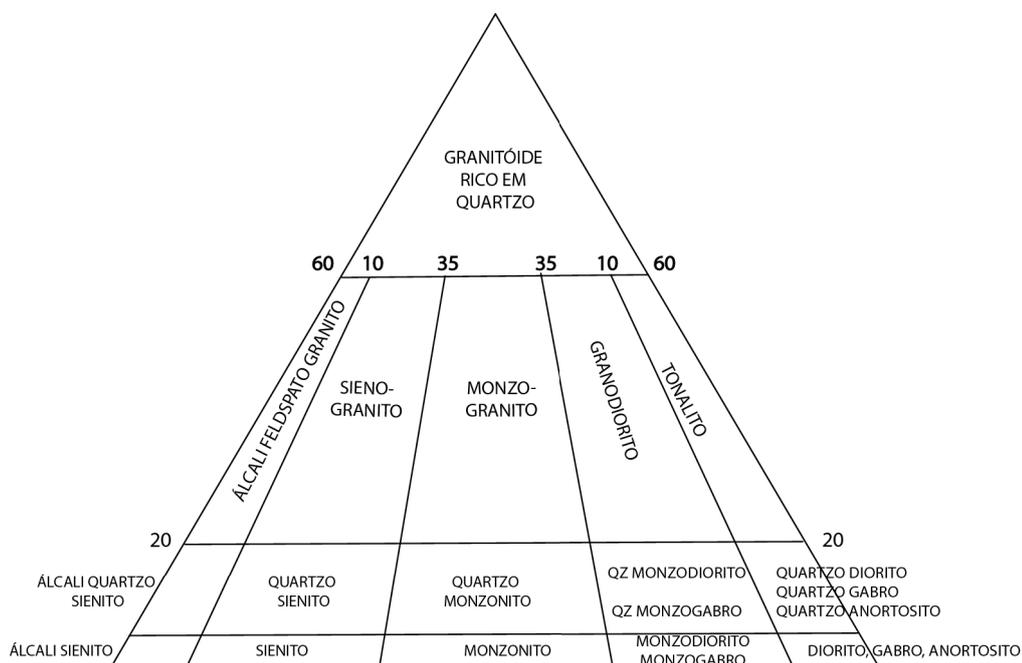
Quadro 1 - Nomenclatura conforme índice de cor

Termos para Índice de Cor	Intervalo M'
Hololeucocrático	0-10
Leucocrático	10-35
Mesocrático	35-65
Melanocrático	65-90
Holomelanocrático	90-100

Fonte: Le Meitre (2002)

A classificação modal, apesar de extremamente descritiva, raramente fornece informações além das proporções minerais que classificam essas rochas e para isso, recomenda-se a adição de características qualificadoras como minerais (*e.g.* biotita sienogranito), termos texturais (*e.g.* monzogranito porfírico), termos tectônicos (*e.g.* granitos colisionais) e qualquer outro termo que contribua de forma descritiva para a classificação da rocha. Em caso de existir mais de um mineral qualificador de rocha, deve-se empregar o uso dos nomes em ordem crescente (*e.g.* hornblenda-biotita monzogranito, onde a biotita é o mineral mais abundante). Também é possível adotar os termos “leuco-” e “mela-” como prefixos baseados no cálculo do M' da amostra, porém esses termos devem ser empregados de forma diferente em cada um dos 27 grupos presentes no QAPF (Fig. 8).

Figura 7 - Diagrama QAP para classificação modal de rochas plutônicas (Streckeisen, 1976).
 Q = Quartzo, A= Feldspato Alcalino, P = Plagioclásio. Válido apenas para rochas com $M < 90\%$.



Fonte: Le Maitre (2002)

Na interface entre sistemas plutônicos e vulcânicos (rochas hipabissias) podem ocorrer texturas que gradam de um sistema para o outro e geram dúvidas quanto a sua classificação (*e.g.* riolito porfirítico e granito porfirítico de matriz muito fina). Em casos de texturas com granulometria homogênea, é indicado a utilização da nomenclatura adotada para as rochas plutônicas junto ao prefixo “micro” (*e.g.* microsienito, microgranito) que indica essa incerteza na classificação e evita conclusões dúbias ou confusas da parte do leitor (LE MAITRE, 2012). Já no caso de texturas com heterogeneidade granulométrica, o uso do termo vulcânico ou plutônico para designar a rocha vai depender do contexto geológico e, muitas vezes, se utiliza a classificação com a qual a rocha mais se assemelha.

Figura 8 - Uso dos termos “leuco” e “mela” conforme o índice de cor para cada uma das classificações do QAP. $P' = 100 * P / (A+P)$

		Q = 60 a 20%				Q = 20 a 5%							
P'		0-10	10-65	65-90	90-100	0-10	10-35	35-65	65-90		90-100		
M'										An < 50	An > 50	An < 50	An > 50
0		álcali feldspato granito	LEUCO		tonalito	álcali quartzo sienito	quartzo sienito	quartzo monzonito	LEUCO		quartzo anortosito		
10	granito		granodiorito	quartzo monzodiorito					quartzo monzogabro	quartzo diorito	quartzo gabro		
20													
30													
40													
50					MELA								
60													

Fonte: Le Maitre (2002)

4.2.2 Classificações Petrogenéticas

Os modelos de classificação petrogenética para rochas graníticas revelam aspectos indetectáveis em análises puramente modais. Barbarin (1990, 1999) sumariza grande parte das classificações propostas na literatura (Quadro 2) e coloca que a dificuldade de estabelecer uma correlação entre elas é atribuída à adoção de diferentes critérios aplicados às rochas de regiões específicas. Nas subseções a seguir são descritos os métodos de classificação geoquímica mais utilizados.

Quadro 2 - Comparação entre as diferentes tipologias propostas para a classificação de rochas graníticas. M.A ou A.M = Associações Magmáticas.

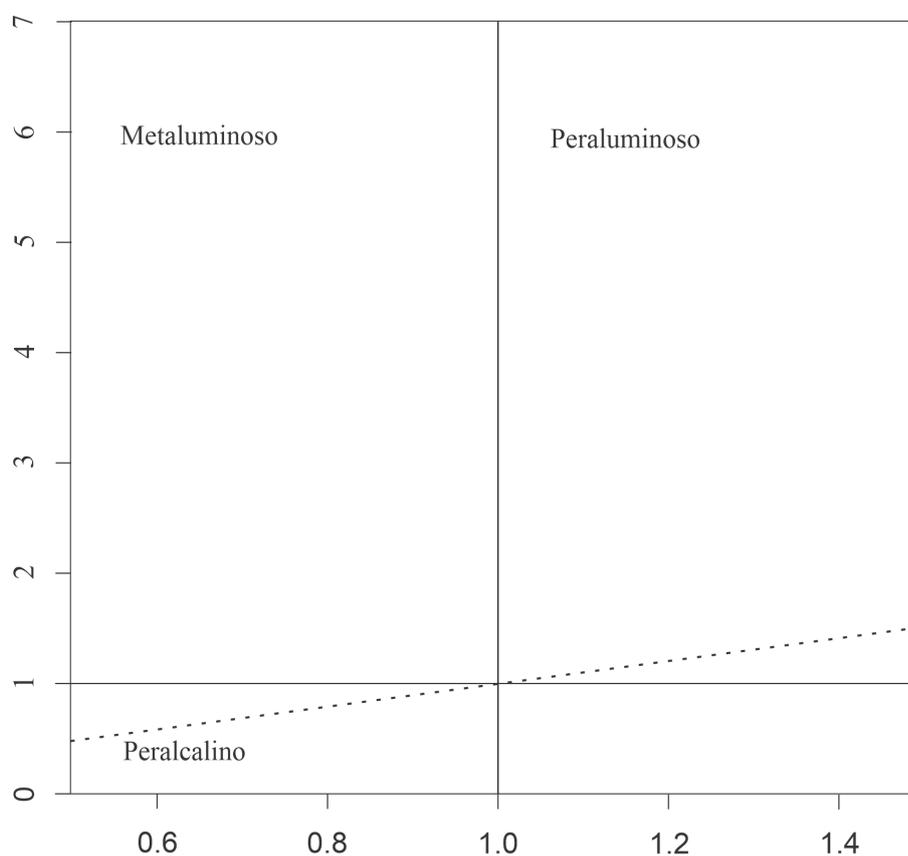
PARÂMETROS	AUTORES	ORIGEM					
		CRUSTAL	MISTA	MANTO			
PRIMEIRAS NOMENCLATURAS QUÍMICAS	SHAND (1927 e 1943)	ROCHAS PERALUMINOSAS	METALUMINOSAS	PERALCALINAS			
	LA CROIX (1933)	ROCHAS CALCO-ALCALINAS	CALCO-ALCALINAS	ALCALINAS			
PETROGRAFIA	CAPDEVILA & FLOOR (1970) e CAPEDEVILA et al. (1973)	GRANITOS MESOCRUSTAIS	MISTOS	BASICRUSTAIS			
	ORSINI (1976 e 1979)		A.M. SUB-ALC. ALUMINOSA	A.M. SUB. ALC. HIPOALUMINOSO	A.M. CALCO-ALCALINA		
	YANG CHAOQUN (1982)	TIPO M.M.	TIPO C.R.	TIPO MS	TIPO MD		
	TISCHENDORF & PALCHEN (1985)	S i	S s	S i	I ok	I mt	I ma
	DIDIER & LAMEYRE (1969) e DIDIER et al. (1982)	TIPO C	TIPO M				
MINERALOGIA (SISTEMA QAP)	LAMEYRE (1980) e LAMEYRE & BOWDEN (1982)	LEUCOGRANITOS	SÉRIE CALCIO-ALCALINA	TOLEÍTICA	(PER)ALCALINA		
MENERAIS MÁFICOS	ROSSI & CHEVREMONT (1987)	A.M. ALUMINOPOTÁSSICA	A.M. MONZONÍTICA	A.M. CÁLCIO-ALCALINA	A.M. TOLEÍTICA	A.M. (PER)ALCALINA	
ÓXIDOS OPACOS	ISHIHARA (1977) e CZAMANSKE et al. (1981)	SÉRIE DA ILMENITA					
GEOQUÍMICA (ELEMENTOS MAIORES)	CHAPPELL & WHITE (1964 e 1983), COLLINS et al. (1982) e WHALEN et al. (1987)	TIPO S	TIPO I			TIPO M	TIPO A
	LA ROCHE (1986) e LA ROCHE et al. (1980)	A.M. AK-L	A.M. AK-G	A.M. SA	A.M. CA	A.M. TH	A.M. A-PA
	DEBON & LE FORT (1983 e 1988)	A.M. ALUMINOSA	A.M. ALUMINO-CAFEMC e CAFEMC				
	MANIAR & PICOLLI (1989)	CCG	POG	CAG	IAG	OP	CEUG
GEOQUÍMICA (ELEMENTOS TRAÇO)	PEARCE et al. (1984)	COLG - GRANITOS DE COLISÃO		VAG - GRANITOS DE ARCO VULCÂNICO			WPG - GRANITOS INTRAPLACA
		SIN-TECTÔNICO	PÓS-TECTÔNICO				
CLASSIFICAÇÃO INTEGRADA	BARBARIN (1999)	MPG	KCG	ACG	ATG	RTG	PAG

Fonte: Barbarin (1999)

4.2.2.1 Diagrama A/CNK vs. A/NK

O diagrama A/CNK vs. A/NK de Shand (1943) é baseado no índice de saturação por alumínio ($ASI = Al_2O_3 \text{ molar} / [CaO + Na_2O + K_2O]$) que separa rochas peraluminosas ($ASI > 1$) de rochas metaluminosas ($ASI < 1$). As rochas metaluminosas ainda podem ser subdivididas em dois grupos denominados granitos cálcio-alcalinos ($A/NK = Al_2O_3 \text{ molar} > [Na_2O + K_2O]$) e granitos alcalinos ou peralcalinos ($A/NK = Al_2O_3 \text{ molar} \leq [Na_2O + K_2O]$); BARBARIN, 1999).

Figura 9: Diagrama A/CNK vs. A/NK



Fonte: Shand (1943)

4.2.2.2 MISA

Chappell & White (1974) propuseram os primeiros termos do que seria popularmente conhecido como classificação alfabética das rochas graníticas. Estes autores agruparam rochas graníticas em dois grupos com base em suas assinaturas geoquímicas. Granitos do tipo I possuem caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, são relativamente sódicos, possuem teores de sílica entre 56 e 77 wt% e são atribuídos a fusão de fontes ígneas (infracrustais). Granitos do tipo S são fortemente peraluminosos, relativamente potássicos, possuem teores de sílica mais elevados entre 64 e 77 wt% e são formados a partir de fontes sedimentares (supracrustais).

Em adição a classificação alfabética, Loiselle & Wones (1979) designaram um grupo de granitos como “do tipo A”, distintos dos demais por sua composição anidra e alcalina com associação a ambientes anorogênicos ou em fase de relaxamento crustal (EBY, 1990; FROST; FROST, 1997). Os granitos tipo C (WHITE, 1979) e tipo M (KILPATRICK; ELLIS, 1992) remetem a magmas charnokíticos e de fonte mantélica, respectivamente. As duas últimas classificações são bastante polêmicas devido a ambiguidade relacionada as fontes geradoras destes magma e são menos empregadas em relação às demais classificações (FROST et al., 2001).

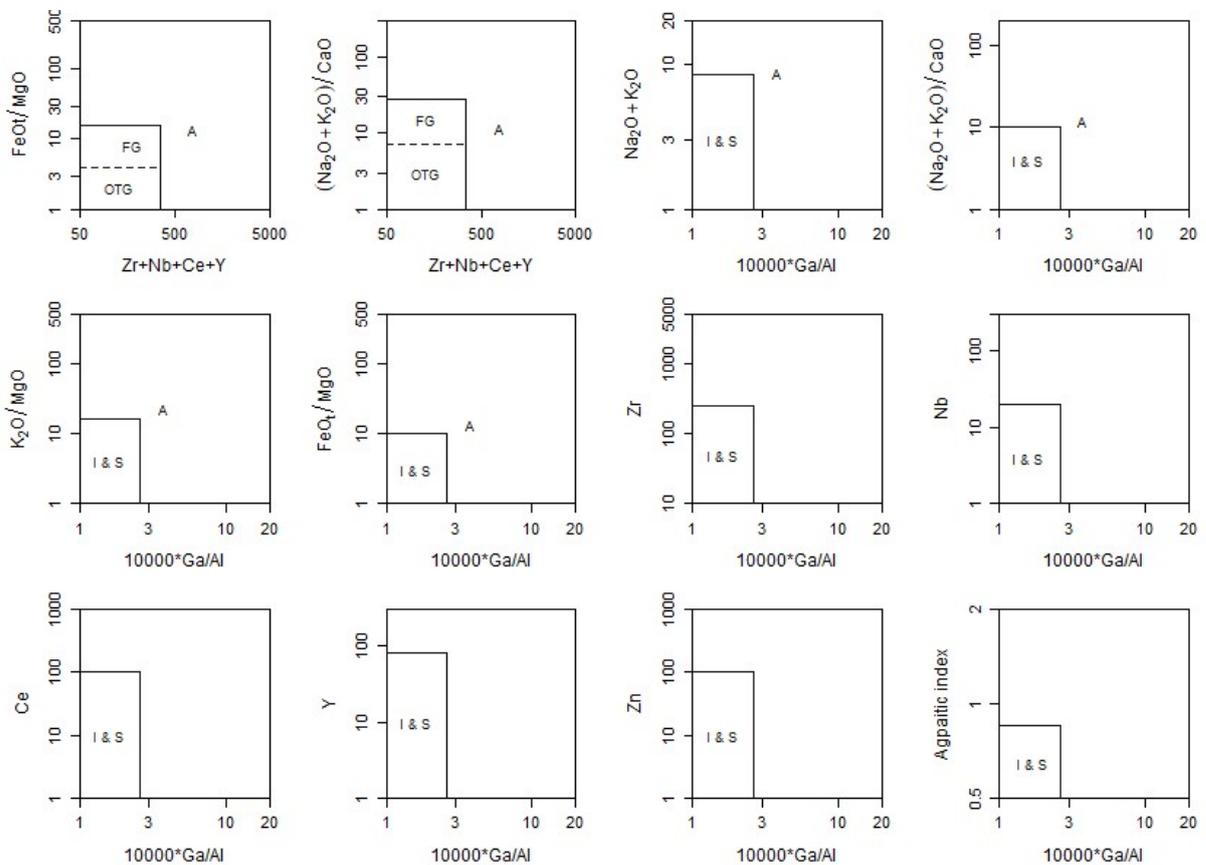
4.2.2.2.1 Granitos do Tipo A

Inicialmente, granitóides do tipo A tinham sua gênese estritamente associada a um ambiente de rift ou intraplaca (LOISELLE; WONES, 1979). Posteriormente, foi demonstrado que esse grupo de granitoides também está relacionado ao final dos ciclos orogênicos (SMITH et al., 1977; WHALEN et al., 1987; EBY, 1990), principalmente nos ambientes pós-colisionais (HARRIS et al., 1986; SYLVESTER, 1989; BONIN, 1997, 2000; NARDI; BONIN, 1991; BITENCOURT; NARDI, 2000).

As rochas mais comuns classificadas como do tipo A são granitos e sienitos de caráter metaluminoso ou peralcalino (EBY, 1990) que normalmente estão relacionados a sistemas plutônicos de colocação rasa ou até mesmo sistemas subvulcânicos (BONIN, 2007). As características mineralógicas típicas dessas rochas são o predomínio de feldspato alcalino em relação ao plagioclásio, presença de pertitas e textura gráfica ou micrográfica, biotita rica

em Fe com crescimento intersticial, além de anfibólios e piroxênios sódicos. Como características geoquímicas típicas, os granitos do tipo A possuem baixos teores de CaO e Al_2O_3 , altas razões FeO_t/MgO e K_2O/Na_2O , altos teores de Zr, Nb, Ta e ETRs, com exceção do Eu que apresenta anomalias negativas pronunciadas, e baixos teores de Sc, Cr, Co, Ni, Ba e Sr (EBY, 1990). Whalen et al. (1987) definiram diversos diagramas com elementos maiores e traços comparados às razões $1000*Ga/Al$ e $Zr+Y+Nb+Zr$ que permitem a classificação dos granitos em tipo I, S ou A (Fig. 10).

Figura 10: Diagramas de classificação para granitos do tipo A.

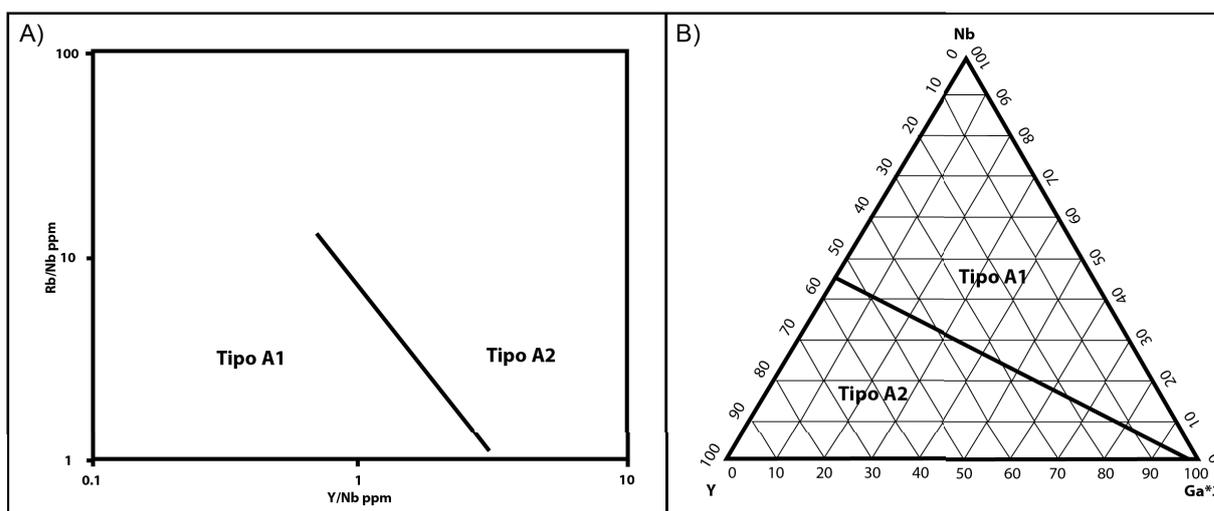


Fonte: Whalen et al. (1987)

Segundo Nardi & Bitencourt (2009) para uma rocha granítica ser classificada como do tipo A ela deve atender ao menos uma das condições a seguir: (i) associação com rochas de afinidade alcalina sódica ou potássica; (ii) $Na_2O+K_2O > 9 \text{ wt}\%$ e $(FeO_t/FeO_t + MgO) > 0,9$; (iii) composições peralcalinas (*e.g.* granitos com anfibólio ou piroxênio sódico) ou

$(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ molar} > 1$; (iv) $(1000*\text{Ga})/\text{Al} > 2,6$, $\text{Ce}+\text{Y}+\text{Nb}+\text{Zr} > 340$ ppm e abrangência no campo dos granitóides intra placa (*WPG*) do diagrama discriminante de Pearce et al. (1984).

Figura 11 - Diagrama discriminante entre granitóides do tipo A. (A) Diagrama Rb/Nb vs. Y/Nb; (B) Diagrama ternário Y-Nb-Ga*3.



Fonte: Eby (1992)

Os granitos do tipo A ainda podem ser subdivididos em dois grupos denominados A₁ e A₂ (EBY, 1992). O grupo A₁ tem sua colocação relacionada a eventos de rifte continental e é comumente acompanhado por associações máficas cronocorrelatas. Este grupo também pode estar associado à atividade de plumas mantélicas e *hotspots* e é caracterizado por assinaturas geoquímicas similares aos basaltos de ilha oceânica (OIB). O grupo A₂ é caracterizado por razões variadas de elementos traço (e.g Y/Nb, Yb/Ta e Ce/Nb) que são similares às razões obtidas para fontes crustais ou basaltos de arco de ilha (IAB). Ao contrário do grupo A₁, as rochas pertencentes ao grupo A₂ ocorrem em diversos ambientes tectônicos no qual destaca-se o ambiente pós-colisional (EBY, 1992). As assinaturas geoquímicas indicam que essas rochas são derivadas de um magmatismo associado a colisão entre duas placas continentais ou a fontes crustais modificadas em ciclos de subducção pretéritos.

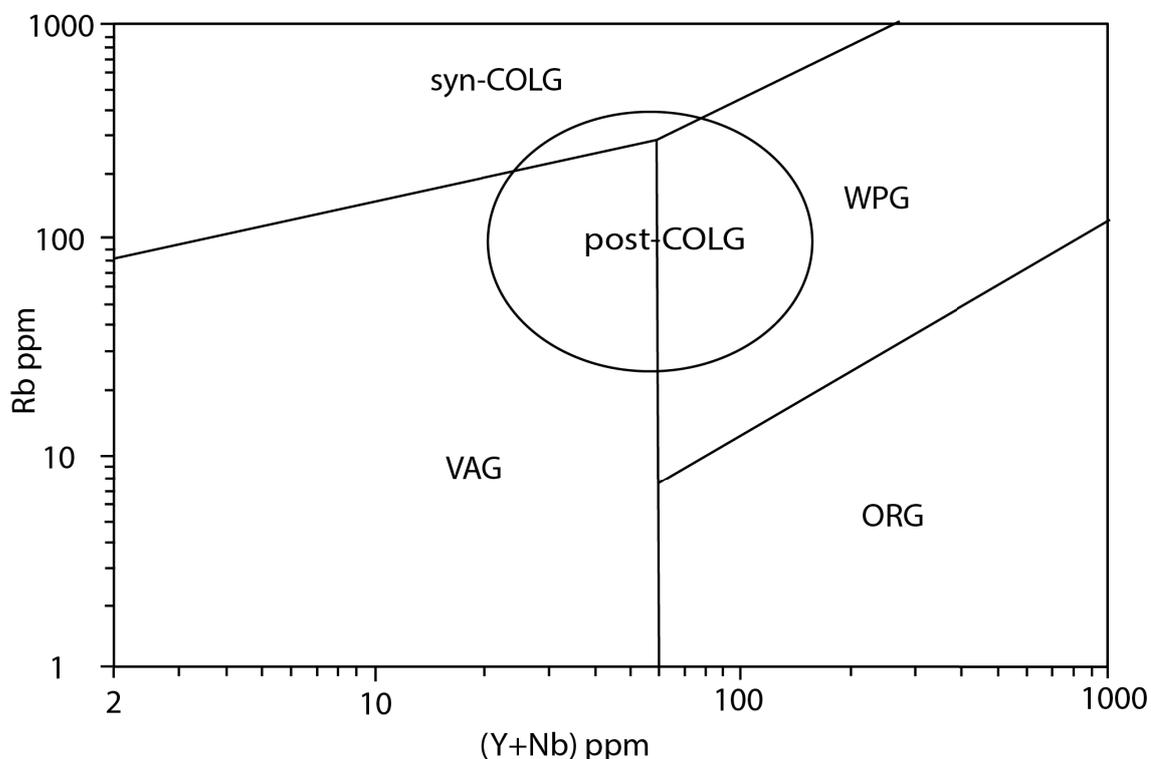
4.2.2.3 Diagramas Discriminantes de Ambientes Geotectônicos

Pearce et al. (1984) analisaram o comportamento de elementos traço em mais de 600 amostras de granito com ambientes tectônicos bem conhecidos. Os autores discriminaram os

granitos em quatro grupos denominados granitos de cadeia mesoceânica (ORG); granitos de arco vulcânico (VAG); granitos intraplaca (WPG) e granitos colisionais (COLG), que ainda podem ser divididos conforme sua relação temporal com a deformação principal (syn-COLG e post-COLG).

Em rochas graníticas, as composições dos elementos traço variam conforme os diferentes processos, fontes e taxa de cristalização. Os diagramas apresentados —Nb vs. Y, Ta vs. Y, Rb vs. (Y+Nb) e Rb vs. (Y+Ta)— são funcionais e o uso de elementos traços que caracterizam reservatórios e fontes específicas, representam os ambientes tectônicos dos granitos analisados. Algumas exceções, como os granitos pós-colisionais, derivam de uma grande variedade de fontes e podem gerar assinaturas semelhantes a outros grupos como VAG, WPG e syn-COLG (Fig. 12) e levaram Pearce et al (1986) a delimitar um campo para estes granitos que sobrepõe outros campos, conforme ilustrado na figura 12.

Figura 12: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para rochas graníticas . **ORG** = Granitos de Cadeia Mesoceânica; **VAG** = Granitos de Arco Vulcânico; **WPG** = Granito de Ambiente Intraplaca; **syn-COLG** = Granitos Sin-colisionais; **pós-COLG** = Granitos Pós-colisionais.



Fonte: Pearce et al. (1986)

4.2.2.4 Mineralogia e Índice de Saturação por Alumínio

Barbarin (1999) sugere uma classificação integrada das rochas graníticas, onde são utilizadas a classificação modal definida por Streckeisen (1976); assembleia mineral AFM; dados petrogenéticos, como associações litológicas e presença de enclaves; além de dados geoquímicos e isotópicos como ASI, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵNd_t , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$. Como resultado, foram individualizados seis grupos principais denominados Granitóides Peraluminosos portadores de biotita (MPG); Granitóides Peraluminosos portadores de Cordierita (CPG); Granitóides Cálcio-alcálicos ricos em K (KCG); Granitóides Cálcio-alcálicos portadores de Anfibólio (ACG); Granitóides Toleíticos de Arco (ATG); Granitóides Toleíticos de Dorsal Mesoceânica (RTG) e Granitóides Alcalinos e Peralcalinos (PAG).

Essa classificação une diversos critérios já propostos e tem como principal vantagem a análise conjunta de composição, mineralogia e os respectivos ambientes tectônicos em que essas rochas ocorreram. Por outro lado, a principal desvantagem dessa classificação é o agrupamento de uma ampla variedade de rochas graníticas em apenas seis grupos principais (FROST et al., 2001).

Quadro 3 - Síntese da relação entre os grupos de granitóides definidos por Barbarin (1999), sua origem e seus respectivos ambientes geodinâmicos.

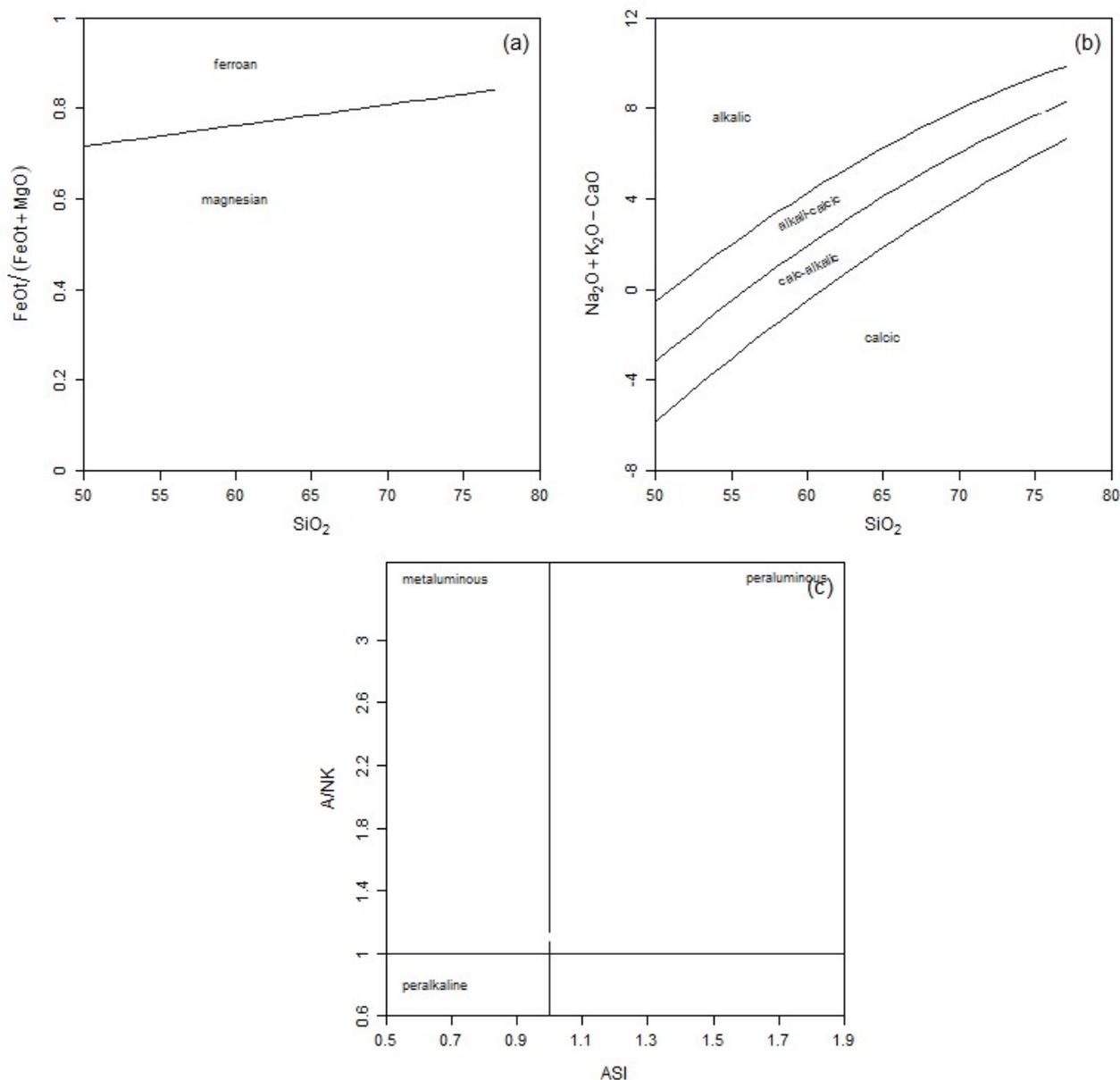
TIPOS DE GRANITOIDES		ORIGEM	AMBIENTE GEODINÂMICO
Granitoides peraluminosos portadores de muscovita	MPG	ORIGEM CRUSTAL	COLISÃO CONTINENTAL
Granitoides peraluminosos portadores de cordierita	CPG	GRANITOIDES PERALUMINOSOS	
Granitoides calcialcalinos alto K portadores de k-feldspato pórfiro (Alto K - Baixo Ca)	KCG	ORIGEM MISTA (Crosta + Manto)	REGIMES TRANSICIONAIS
Granitoides calcialcalinos portadores de anfibólio	ACG	GRANITOIDES METALUMINOSOS E CALCIALCALINOS	SUBDUCÇÃO
Granitoides 'toleíticos' de arco	ATG	ORIGEM MANTÉLICA	ESPALHAMENTO OCEÂNICO OU ABAULAMENTO E RIFT CONTINENTAIS
Granitoides 'toleíticos' de dorsal	RTG		
Granitoides alcalinos e peralcalinos	PAG	GRANITOIDES 'TOLEÍTICOS' ALCALINOS E PERALCALINOS	

Fonte: Barbarin (1999)

4.2.2.5 Granitos *Ferroan* e *Magnesian*

Frost et al. (2001) propõem um esquema de classificação baseado em parâmetros estritamente geoquímicos e que independem das interpretações quanto a origem ou o ambiente tectônico em que se formaram. Para isso, são utilizados três parâmetros químicos: (i) $\text{Fe}/(\text{FeO} + \text{MgO})$; (ii) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, denominado como índice de alcalinidade modificada (MALI); (iii) $\text{Al}_2\text{O}_3_{\text{molar}} / [\text{Ca} - 1,67 \text{P} + \text{Na} + \text{K}]$, denominado por Shand (1943) como índice de saturação por Alumínio (ASI).

Figura 13 - (a) Diagrama de discriminação entre granitos *Ferroan* e *Magnesian*, baseado na análise de 486 granitos do tipo-A e 538 batólitos da América do Norte. (b) Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 com intervalos aproximados para as séries alcalina, álcali-cálcica, cálcio-alcalina e cálcica.



Fonte: Frost et al. (2001)

Como resultado, foram definidos dezesseis grupos composicionais para as rochas graníticas. A primeira divisão é representada por dois grupos principais compostos pelos granitos *Ferroan e Magnesian* discriminados com base no diagrama binário $\text{Fe}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ vs SiO_2 (Fig. 13a). Os granitos *Ferroan e Magnesian* ainda são subdivididos em outros quatro grupos discriminados conforme o índice de alcalinidade modificada e são denominados como grupos Cálculo, Cálculo-alcalino, Alcalino-cálculo e Alcalino (Fig. 13b). Por fim, cada um dos oito grupos é dividido em mais dois grupos conforme os valores do ASI (Fig. 13c).

Quadro 4 - Esquema classificatório proposto por Frost et al. (2001) com respectivas ocorrências e tipos de rocha associados.

Fe-no ou Fe*	Magnesian			
	Cálcico	Cálcico-alkalino	Alcalino-cálcico	Alcalino
MALI				
ASI	metaluminoso	metaluminoso	metaluminoso	peraluminoso
Tipos de Rocha	diorito, quartzo diorito, tonalito	diofito, monzodiorito, granodiorito	monzonito, sienito, granito alto-K	monzonito sienito granito
Ocorrências	Plútons na porção externa aos Batólitos Cordilherianos Plutons de arco de ilha	Plútons na porção principal dos Batólitos Cordilherianos	Plútons na porção interna dos Batólitos Cordilherianos Plútons associados com delaminação ou espessamento crustal	Plútons na porção interna dos Batólitos Cordilherianos
	Plagiogranitos			
Fe-no ou Fe*	Ferroan			
MALI				
ASI	metaluminoso	metaluminoso	metaluminoso	peraluminoso
Tipos de rocha	desconhecido	granito	ferrodiorito, sienito, granito duas micas	anortosito, ferrodiorito, monzonito, granito, plutons intraplaca, plutons em núcleos de vulcões alcalinos
Ocorrências	Plútons na porção externa aos Batólitos Cordilherianos Plutons de arco de ilha	Plútons na porção principal dos Batólitos Cordilherianos	Plútons na porção interna dos Batólitos Cordilherianos Plútons associados com delaminação ou espessamento crustal	Plútons na porção interna dos Batólitos Cordilherianos
	Plagiogranitos			

Fonte: Frost et al. (2001)

4.3 Séries Alcalinas

A série magmática alcalina¹ saturada em sílica é subdividida em três grupos denominados série sódica, série potássica ou shoshonítica e série ultrapotássica. A série sódica é caracterizada por valores de $(\text{Na}_2\text{O}+2) > \text{K}_2\text{O}$ e abrange rochas de afinidade metaluminosa a peralcalina. Os granitóides costumam ser estritamente metaluminosos e ocorrem em abundância nos ambientes pós-colisional, anorogênico ou de arco continental maturo com características químicas que fazem diversos autores classificarem essas rochas como do tipo A (NARDI; BITENCOURT, 2009).

A série alcalina potássica ou shoshonítica é composta por rochas de afinidade metaluminosa e composição alcáli-cálcica segundo os parâmetros de Shand (1943) e Peacock (1931), respectivamente. Os altos teores de Rb, Sr, Ba, La, Ce e Nd em relação aos HFSE como Zr, Ti, P, Nb, Y e ETRs pesados são característicos da série shoshonítica assim como os valores de $(\text{K}_2\text{O}+2) > \text{Na}_2\text{O}$. Essa série é típica de ambientes pós-colisionais ou de arco magmático continental maturo e apresenta valores menores de álcalis e FeO_t/MgO , o que a difere tanto das rochas da série alcalina sódica como das classificadas como tipo A.

A série ultrapotássica consiste em pertita e K-feldspato granitos, frequentemente associados a granitóides sódicos e metaluminosos, gabros, dioritos e lamprófiros. Essas rochas são o produto final da diferenciação do magmatismo sienítico ultrapotássico saturado em sílica e tem como característica diagnóstica razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$. Associações bimodais são comuns dentro dessa série e ocorrem principalmente em ambientes anorogênicos e pós-colisionais (NARDI, 2016).

¹ A utilização dos termos alcalino ou cálcio-alcalino, preconizados nesta seção, referem-se às séries magmáticas as quais os granitos pertencem e não fazem referência à sua composição química conforme os critérios estabelecidos por J.A. Peacock que classificam as rochas graníticas conforme sua razão $\text{CaO}/[\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$ (NARDI; BITENCOURT, 2009). Quando o termo for utilizado com essa conotação, o autor será devidamente referenciado.

4.3.1 A Evolução do Magmatismo Alcalino Pós-colisional

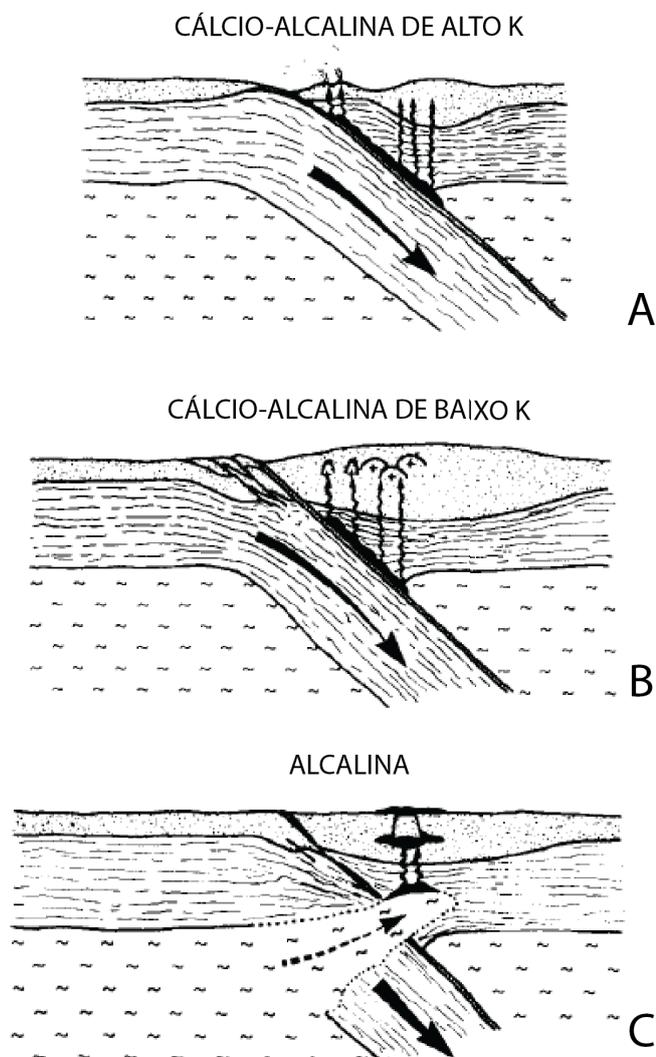
Grande parte dos cinturões orogênicos são compostos por rochas ígneas de afinidade cálcio-alcalina e alcalina com uma relação espacial e temporal muito próxima. Para Bonin (1990), essa evolução entre séries magmáticas representa a transição entre os cenários orogênico e anorogênico.

Os magmas graníticos com afinidade cálcio-alcalina de baixo K (Fig. 14a) ocorrem em um cenário de margem continental ativa e são o resultado da hibridização entre *melts* silicosos (extraídos dos processos de subducção) ou fluidos junto aos magmas mantélicos sobrejacentes. Esse processo de mistura, seguido de fusão parcial, dá origem as suítes cálcio-alcalina de baixo K, características de um ambiente de subducção.

Com o evento de colisão e o fim da subducção, os processos de desidratação diminuem e tendem a cessar conforme as fases hidratadas são exauridas do sistema (Fig. 14b). O magmatismo decorrente desses processos apresenta um enriquecimento em potássio e gera produtos de afinidade cálcio-alcalina de alto K que ocorrem até que o aporte de água cesse.

Após os eventos orogênicos principais, uma nova fonte mantélica substitui as antigas e complexas fontes que representavam uma mistura entre materiais crustais e mantélicos (Fig. 14c). Essa nova fonte produz *melts* de afinidade alcalina que apresentam cada vez menos interações com as rochas crustais encaixantes conforme evolui a instalação do ambiente anorogênico (BONIN, 1990).

Figura 14 - Modelo Geodinâmico para a transição entre as suítes orogênicas calcio-alcálicas e as suítes anorogênicas alcalinas. (A) Estágio de subducção (duração de aprox. 100Ma). (B) Estágio de colisão continente-continente (duração de aprox. 30 a 50 Ma). (C) Estágio de soergimento, distensão e movimentações horizontais (inicia *ca.* 50 Ma após o fim da subducção e tem duração de aprox. 70-90 Ma).



Fonte: Bonin (1990)

Os granitos alcalinos gerados nesse cenário ainda podem ser subdivididos em dois grupos denominados granitos alcalinos pós-orogênicos (GAPO) e granitos alcalinos anorogênicos precoces (GAAP). Os GAPO são caracterizados por rochas de coloração avermelhada com silicatos ricos em Mg e Mn. Esse grupo é subsequente aos eventos orogênicos principais em intervalos de no máximo 10 Ma. Os GAAP são compostos por

rochas de coloração cinza esverdeada e fases silicáticas rica em Fe e Ti. Esse grupo apresenta características similares às províncias anorogênicas, mesmo com granitos *subsolvus* frequentemente associados.

Existem diversas características comuns a ambos os grupos como colocação em sistemas plutônicos rasos e subjacente às caldeiras e sistemas vulcânicos; elementos maiores com caráter fortemente alcalino; mineralogia caracterizada por quartzo euédrico e feldspato alcalino com reequilíbrio em baixas temperaturas –o que forma produtos finais quase que puramente potássicos ou sódicos– e fontes mantélicas primitivas ou ricas em F e LILE, com possível contaminação da crosta inferior ou de fluidos hidrotermais (BONIN, 1990). Elementos traço também não diferem entre os dois grupos com exceção do Ba e Sr que são muito depletados em GAAP e apresentam altos valores nos GAPO. Essa diferença resulta em anomalias negativas de Ba para os GAAP, similares às observadas em granitos anorogênicos, enquanto para os GAPO essas anomalias são pequenas ou até mesmo inexistentes. Valores de Nb e Y são normalmente menores em GAPO e abrangem os campos WPG e VAG no diagrama discriminante de Pearce et al. (1984). A presença de óxidos de Fe-Ti diferem entre os dois grupos sendo mais abundante e com caráter precoce nos GAPO, enquanto são raras e tardias nos GAAP indicando um ambiente redutor que posteriormente evoluiu para um ambiente oxidante conforme as alterações da rocha na fase *subsolidus* (BONIN,1990).

4.4 SISTEMAS PLUTONO-VULCÂNICOS RASOS

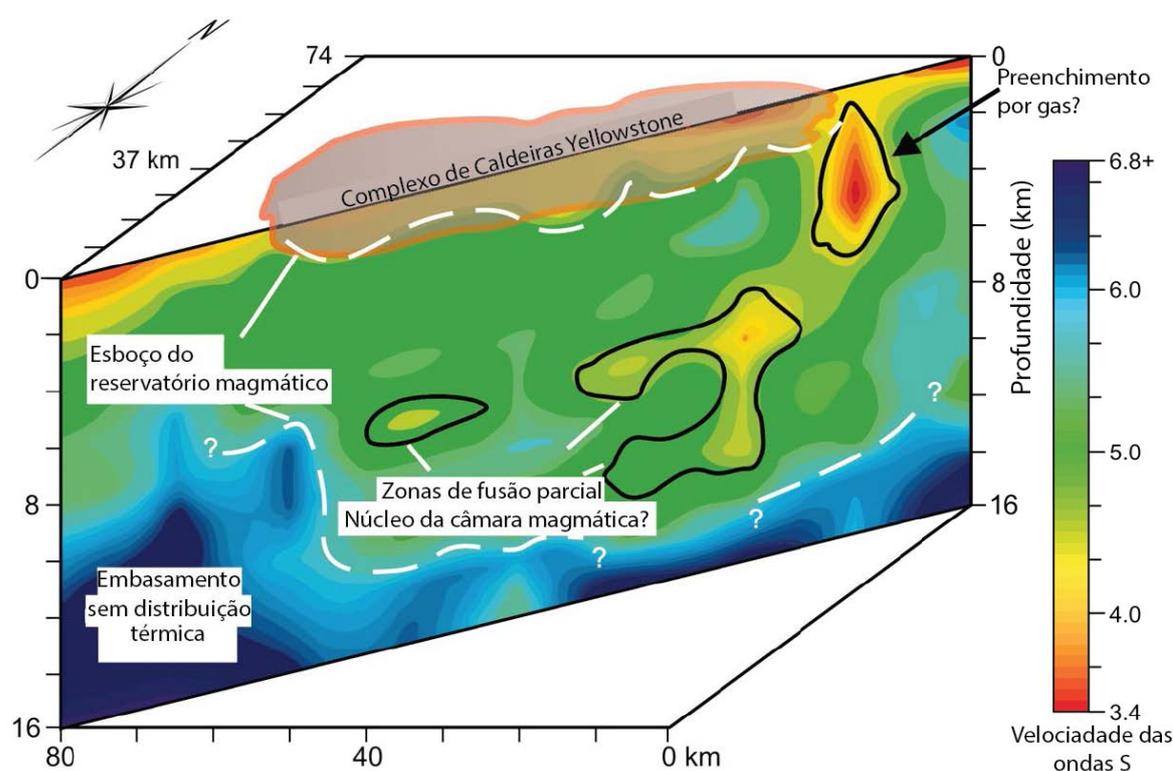
Até metade do século XX, muitos cientistas eram céticos quanto à conexão entre sistemas plutônicos e vulcânicos e interpretavam que os mecanismos que geravam essas rochas não podiam ser os mesmos (e.g. Read, 1957). Desde então, diversos trabalhos buscam demonstrar as relações entre esses dois sistemas e apontar as características que indiquem conexões entre essas rochas (BACHMANN et al., 2007).

As relações observadas entre sistemas vulcânicos e rochas plutônicas (especialmente as rochas de posicionamento crustal raso [~5-15 km]) fomentaram a construção de novos modelos petrogenéticos que agregaram uma visão integradora sobre os dois sistemas (SMITH, 1960; LIPMAN,1984, 2007; MILLER; SMITH, 1999; MILLER; MILLER, 2002; CLEMENS, 2003; BACHAMNN et al., 2007; BACHMANN; BERGANTZ, 2004, 2008a).

Esses modelos são fruto das semelhanças mineralógicas, petrológicas e geoquímicas observadas tanto nas sequências vulcânicas remanescentes quanto nos plútons exumados.

Em locais onde o baixo grau de denudação não permite a observação direta dos corpos plutônicos métodos geofísicos demonstram eficácia e indicam a presença de grandes corpos associados às caldeiras vulcânicas (*e.g.* Campo Vulcânico de San Juan [DRENTH; KELLER, 2004], Yellowstone [MILLER; SMITH, 1999; Fig. 15]), o que corrobora a existência de uma relação genética e espacial entre os dois sistemas (Bachmann et al., 2007).

Figura 15 - Análise tomográfica de velocidade das ondas P e S em reservatório magmático na área de Yellowstone. As cores quentes indicam regiões com fusão parcial posicionados em regiões rasas da crosta (MILLER; SMITH, 1999).



Fonte: Bachmann & Bergantz (2008a)

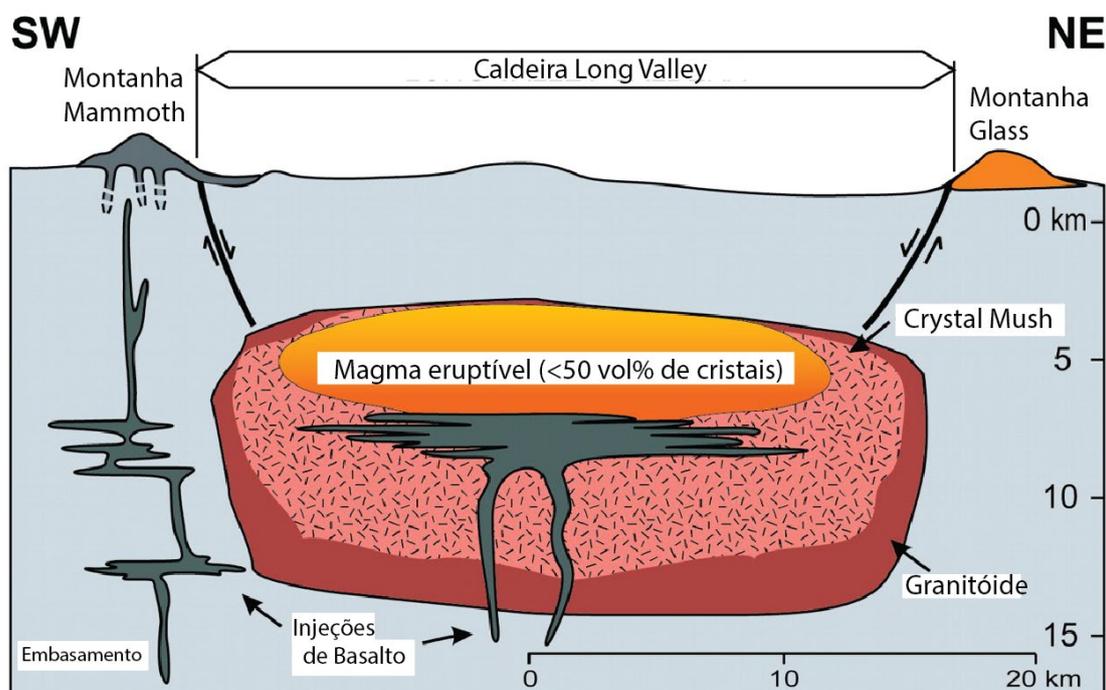
4.4.1 Reservatórios Magmáticos: uma relação entre *mush* e *melt*

Um reservatório magmático é composto por duas partes denominadas câmara magmática e *crystal mush*. A câmara magmática compreende zonas de acumulação onde o magma tem um comportamento fluido e eruptível devido à baixa carga de cristais, que não

ultrapassa 50%. O *crystal mush* possui uma taxa de cristalização acima de 50% e representa uma composição entre cristais e líquido intersticial. As proporções entre o volume de cristais e de *melt* são determinantes no comportamento dos reservatórios pois os mesmos têm influência direta na reologia do magma, assim como nos processos de diferenciação magmática (BACHMANN; BERGANTZ, 2008a).

As câmaras magmáticas abrangem as porções superiores de um reservatório (Fig. 16) e são comumente vinculadas aos sistemas vulcânicos subjacentes (BACHMANN; BERGANTZ, 2004), enquanto *crystal mushes* não possuem uma relação direta com os eventos eruptivos devido a alta carga de cristais, que forma uma trama rígida e inviabiliza os processos de erupção (MARSH, 1981). Apesar desse comportamento rígido, quando a proporção de cristais alcança valores entre 45% e 60%, ocorre um aumento na permeabilidade do reservatório que permite a extração do líquido intersticial. A depender do volume e das condições físicas do reservatório, grandes quantidades desse líquido intersticial podem ser removidas e mobilizadas para as câmaras magmáticas tornando-se uma das fontes alimentadoras das erupções (BACHMANN; BERGANTZ, 2008a, 2008b).

Figura 16 - Seção geológica simplificada da Caldeira Long Valley, Califórnia., uma das caldeiras vulcânicas mais estudadas do mundo (modificado de Hildretf, 2004; Hildretf & Wilson, 2007). Escala vertical e volumes relativos são aproximados.



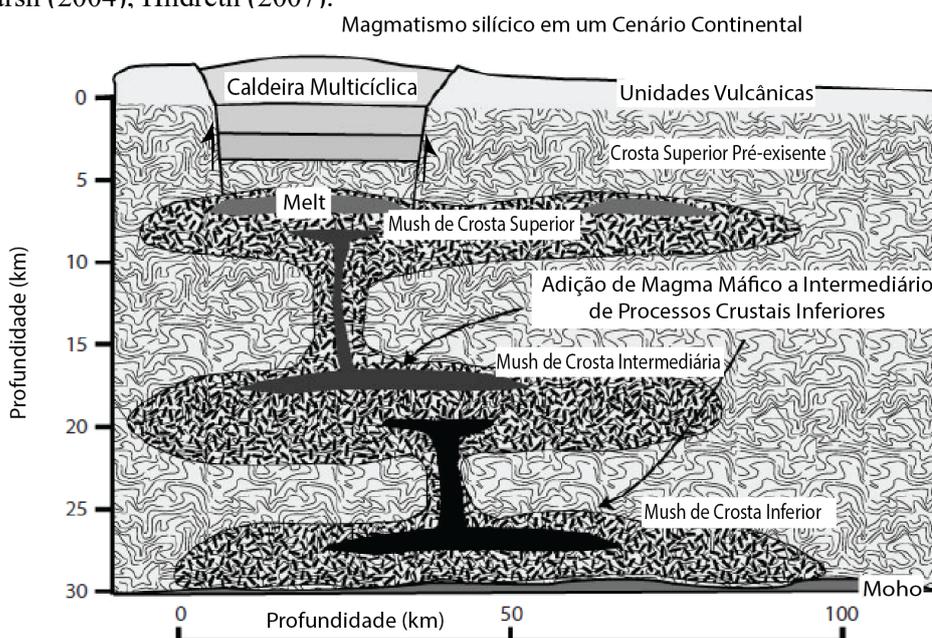
Fonte: Bachmann e Bergantz (2008a)

4.4.1.1 Magmas Silícicos e a Formação de Plútons na Crosta Superior

Os plútons de composição ácida comumente apresentam zonação mineralógica e geoquímica (HILDRETH, 1981), além de geometria e contatos internos complexos. Essa complexidade é associada a uma gênese de caráter polintrusivo com processos que muitas vezes ocorrerem próximos ou abaixo da *solidus* e favorecem a obliteração dos contatos ou estruturas pretéritas (BACHMANN; BERGANTZ, 2004).

Os plútons graníticos de colocação rasa (entre 5 e 15 km) são construídos em intervalos de tempo entre 10^4 e 10^6 anos e, assim como intrusões máficas acamadadas, representam um reservatório magmático cristalizado que perdeu parte do *melt* devido aos eventos eruptivos subsequentes à sua formação (BACHMANN et al., 2007). Os reservatórios magmáticos podem ser formados em diferentes profundidades, preferencialmente em locais de descontinuidade litológica ou reológica como a base da crosta (BACHMANN; BERGANTZ, 2008a). Com isso, acredita-se que grande parte do *melt* que forma os plútons da crosta superior são gerados e segregados ainda na crosta inferior para posteriormente ascenderem pelos condutos que alimentam os reservatórios magmáticos mais rasos (Fig. 17). A maneira com que esse transporte e colocação ocorrem dependem das condições físicas do magma (carga de cristais, viscosidade, densidade) e de condições externas como a reologia e temperatura das rochas encaixantes (BROWN, 2013).

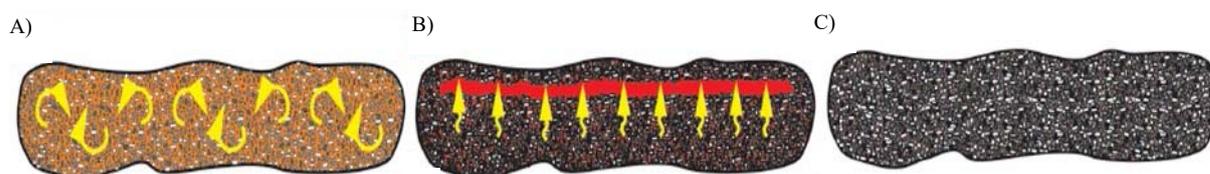
Figura 17 - Modelo hipotético do posicionamento de câmaras e reservatórios magmáticos silícicos em crosta continental. Modificado de Hildreth e Moorbath (1988); Bachmann e Bergantz (2004); Marsh (2004); Hildreth (2007).



Fonte: Bachmann e Bergantz (2008b)

A segregação entre as fases sólida e líquida também depende das condições físicas (especialmente reológicas) do magma. Quando o *melt* é a parte predominante (carga de cristais < 50%), a segregação entre as duas fases é pouco eficiente. Isso ocorre devido às movimentações geradas por correntes de convecção, que junto à alta viscosidade do magma, dificultam o assentamento dos cristais e retardam o processo de segregação nessa fase (Fig. 18a). Quando o volume de cristais encontra-se entre 45% e 60%, o assentamento de cristais ocorre de forma mais eficiente devido ao aumento da permeabilidade e ao longo período de permanência do magma como *mush* (entre 100 ka e 1 Ma). Esse tempo de residência permite uma separação mais efetiva entre as duas fases (Fig. 18b), mesmo em líquidos intersticiais de alta viscosidade, onde as densidades entre líquido e cristal se assemelham (BACHMANN et al, 2007). Quando as taxas de cristalização ultrapassam os 60% (Fig. 18c), a extração do líquido ocorre somente por processos de compactação, os quais são muito lentos em magmas silícicos e logo, ineficiente para a separação efetiva das fases (BACHMANN; BERGANTZ, 2008a). A partir daí, o plúton entra em um processo constante de resfriamento, principalmente por processos de condutividade térmica e percolação de água (SNELLING; WOODMORAPPE, 1998; BACHAMAN et al., 2007), que podem ser interrompidos pela entrada de novos pulsos magmáticos.

Figura 18 - Estágios de evolução de um reservatório magmático. (a) Volume de cristais < 45%. A maioria dos cristais são mantidos em suspensão pelas correntes convectivas; (b) Volume de cristais entre ~45-60%. A ausência de convecção e a alta permeabilidade favorecem a extração do líquido intersticial; (c) Volume de cristais > 60%. A baixa permeabilidade e alta viscosidade do *melt* não permitem uma extração eficiente por compactação.



Fonte: Bachmann e Bergantz (2008a)

Apesar dos diversos trabalhos e experimentos realizados para compreender os mecanismos que influenciam a formação dos plútons graníticos, ainda existem muitos debates que persistem sobre o assunto, especialmente no que tange os processos de transporte e colocação em níveis crustais rasos.

Modelos mais antigos como diapirismo ou *stopping* são raramente considerados devido à alta viscosidade dos magmas graníticos, o que impossibilita a ocorrência desses processos conforme os parâmetros físicos conhecidos atualmente (PETFORD et al., 2000; BROWN, 2013); algumas exceções ocorrem em condições propícias, como apresentado por Burov et al. (2003). Atualmente, diversos modelos são propostos para os processos de ascensão magmática e envolvem principalmente transporte por fraturas (CLEMENS; MAWER, 1992), diques (PETFORD; KERR; LISTER, 1993) ou zonas de cisalhamento (D'LEMONS; BROWN; STRACHAN, 1992; BITENCOURT; NARDI, 2000).

Os mecanismos de colocação de corpos plutônicos também são controversos, autores como Glazner et al. (2004), Petford et al. (2000) e Annen et al. (2006) integram dados de campo com dados geofísicos e geocronológicos e sugerem que plútons são formados pela amálgama de diversos corpos ígneos menores e raramente ocorrem como uma única câmara magmática interligada. Para esses autores, a formação (ou não) dessas câmaras magmáticas maiores dependerá principalmente da relação entre o aporte termal e as taxas de resfriamento. Em contraposição, Bachmann et al. (2007) colocam que se essa hipótese fosse verdadeira, a alimentação das grandes erupções não estaria comumente relacionada aos plútons graníticos subjacentes. Os autores também colocam que mesmo sem a observação direta de contato entre os granitos e as rochas vulcânicas é possível observar uma relação espacial, composicional e geofísica, além de assinaturas homogêneas em análises de rocha total, o que indica fortemente a existência de câmaras magmáticas interligadas que alimentam os eventos eruptivos.

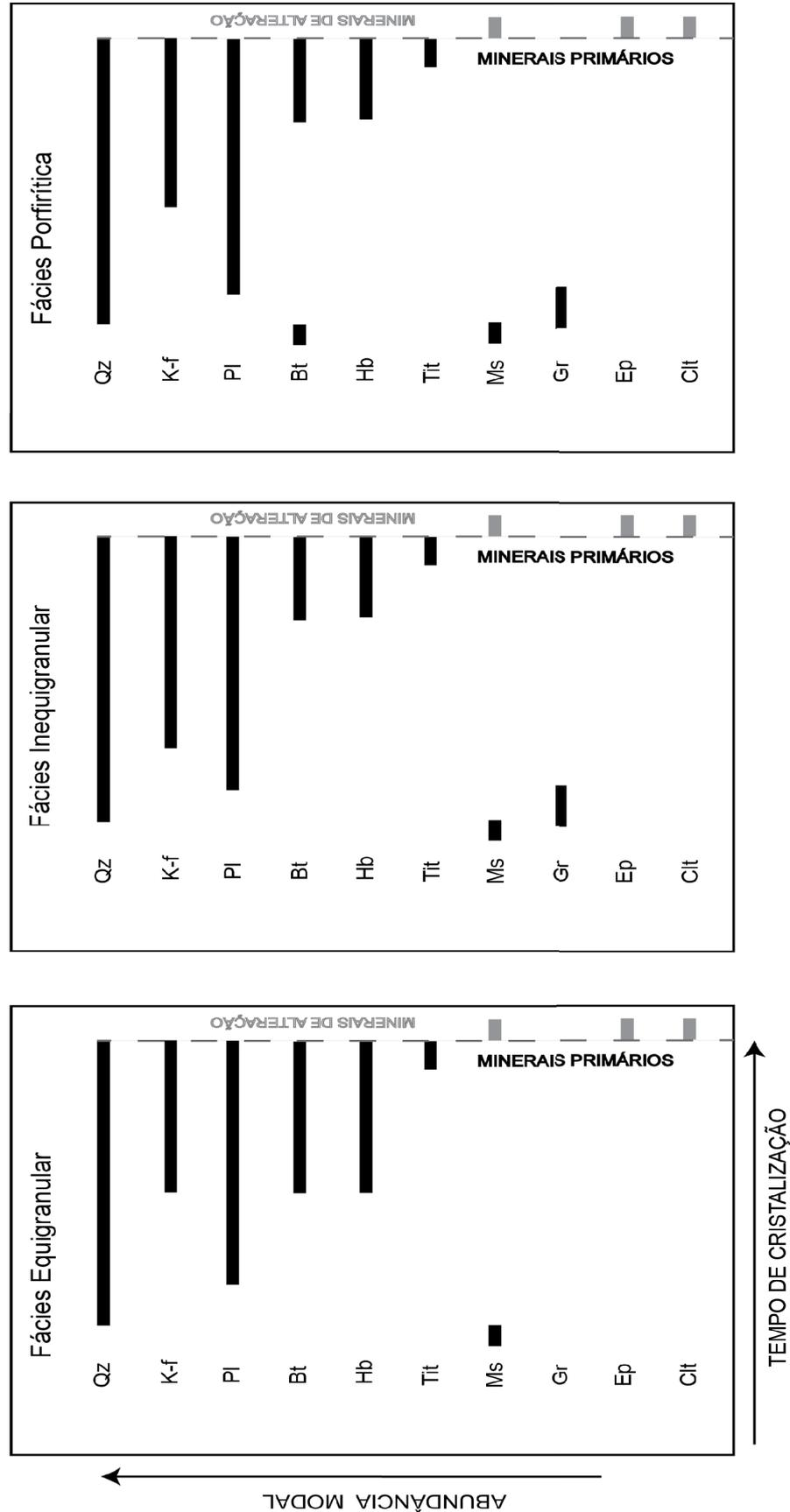
5 RESULTADOS

5.1 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO SERRA DO TABULEIRO

Na área de estudo foram identificadas três fácies para o Granito Serra do Tabuleiro classificadas como equigranular, inequigranular e porfírica, de acordo com a compartimentação de UFRGS (1999) e Bitencourt et al. (2008). Todas as fácies afloram na forma de blocos, matacões ou cortes de estrada e apresentam um grau de alteração elevado, salvo um afloramento do tipo pedreira, o que dificulta a relação de contato entre as mesmas. O mapa geológico do Anexo A mostra a distribuição espacial das fácies, bem como os pontos amostrados na realização desse estudo.

Todas as fácies foram compartimentadas em função das características texturais observadas, já que, independente da fácies, o GST é constituído por hornblenda-biotita leucossienogranitos com mineralogia acessória pouco variada (Fig. 19). A seguir, são descritas as características texturais e mineralógicas de cada uma das fácies identificadas através da análise de 15 amostras e suas respectivas lâminas delgadas. As amostras macroscópicas foram analisadas em lupa binocular enquanto as lâminas foram analisadas em microscópio de luz polarizada e transmitida e classificadas conforme os critérios definidos por Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002).

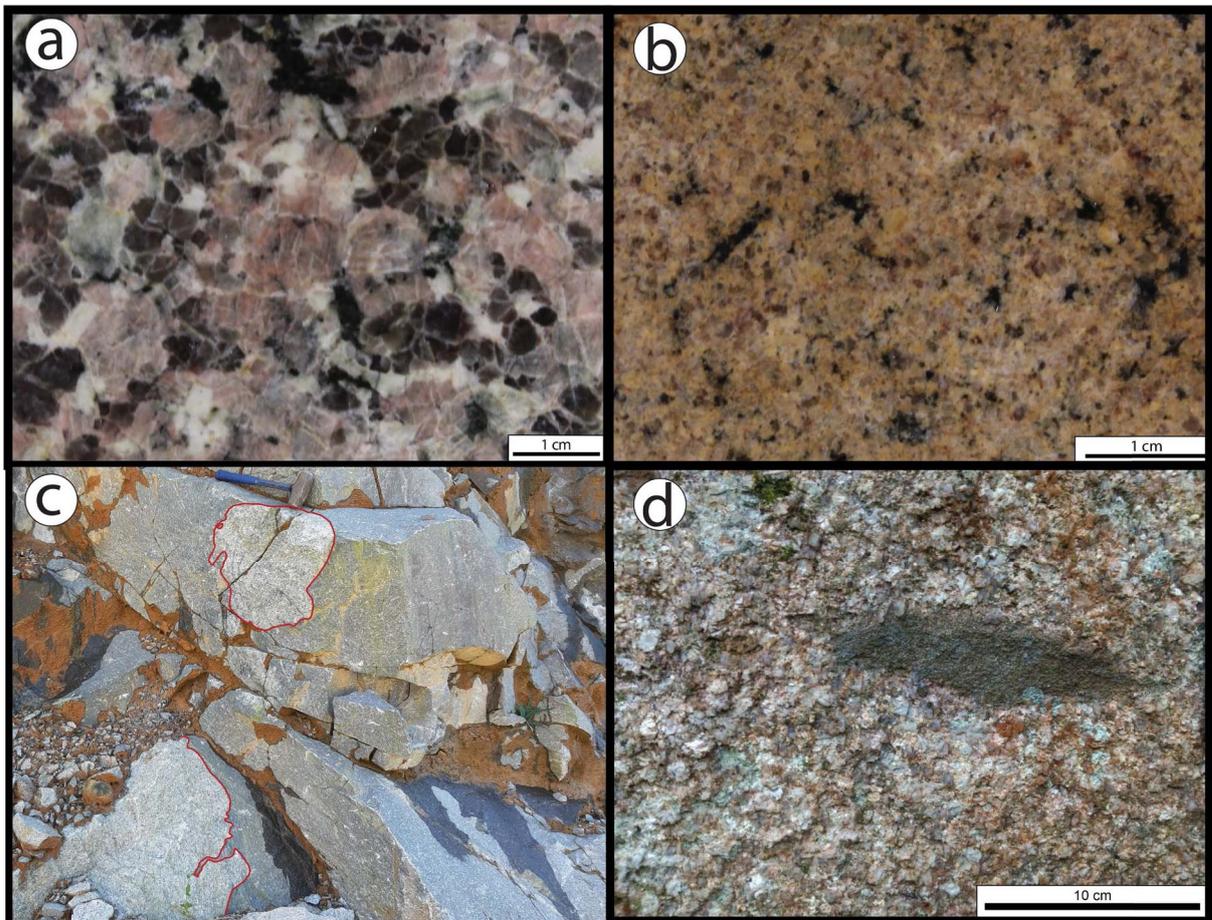
Figura 19: Ordem de cristalização para as diferentes fácies do Granito Serra do Tabuleiro. A linha tracejada separa os minerais primários dos minerais de alteração. Qz: quartzo; K-f: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Hb: hornblenda; Tit: titanita; Ms: muscovita; Gr: granada; Ep: epidoto; Clt: clorita.



5.1.1 Fácies Equigranular

A fácies equigranular é composta por hornblenda-biotita leucossienogranitos de estrutura maciça e textura hipidiomórfica equigranular média a grossa (Fig. 20a) ou média a fina (Fig. 20b), subordinadamente. Sua ocorrência é registrada em toda área de estudo (Anexo A) onde totaliza dez das quinze amostras coletadas. Enclaves microgranulares máficos (Fig. 20c) foram identificados nessa fácies, com formas arredondadas ou alongadas e ocorrência pontual.

Figura 20: Textura típica da fácies equigranular do Granito Serra do Tabuleiro. **(a)** Textura hipidiomórfica equigranular média a grossa com quartzo facetado e destacado. **(b)** Textura equigranular média a fina com cristais de quartzo e máficos destacados. **(c)** Intrusão de dique riolítico da SPC com xenólito do GST. As linhas em vermelho destacam o contato sinuoso da intrusão e a assimilação das bordas do xenólito. **(d)** Enclave microgranular máfico com contatos abruptos e forma alongada.



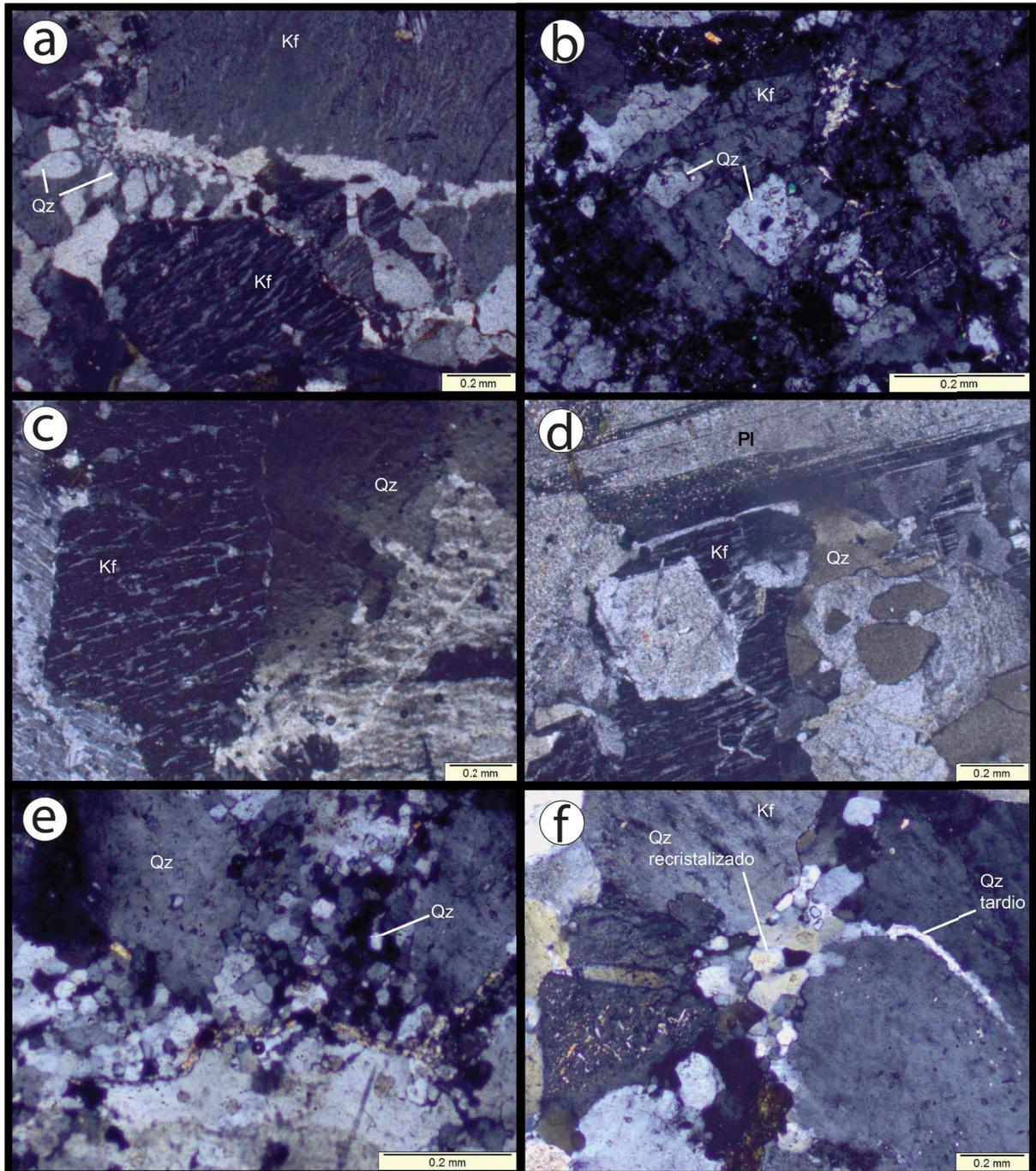
Em lâmina delgada, grande parte dos cristais de **quartzo** possuem forma euédrica a subédrica, com geometria facetada e que ocorrem muitas vezes inclusos nas demais fases minerais (Fig. 21b). Sua geometria facetada e sua ocorrência como inclusões evidenciam que o quartzo é uma fase precoce de cristalização, mas que também ocorre como uma fase tardia, como cristais menores com forma anédrica a intergranular, que representam a última fase de cristalização nessa rocha (Fig. 21f).

O **feldspato alcalino** possui forma subédrica, macla de Carlsbad, contatos lobados em relação ao quartzo e aos agregados máficos e contato suturado ou reto em relação ao plagioclásio. É frequente a observação de pertitas (Fig. 21) do tipo *rods* e *strings* e textura micrográfica identificada apenas em porções intergranulares mostrando que a cristalização das fases finais (quartzo+feldspato alcalino) ocorreu em um ambiente raso. A textura micrográfica é classificada como insular ou como franjas radiais (Fig. 21).

Os cristais de **plagioclásio** (An_{28-34}) são subédricos a euédricos, possuem forma tabular e geminação polissintética. Presença de inclusões de quartzo no plagioclásio, assim como cristais de plagioclásio ocorrem inclusos em K-feldspato, o que indica que essa fase mineral cristalizou posterior ao quartzo e anterior ou simultâneo ao k -feldspato (Fig. 19). Cristais com feições de entelhamento são abundantes, assim como maclas de deformação. A presença de maclas de deformação nos cristais de plagioclásio e a ausência de qualquer estrutura de deformação nos cristais de k-feldspato (Fig. 21d) atesta que alguns cristais de plagioclásio são precoce em relação ao K-feldspato, dado que ambos deformam em um mesmo intervalo de temperatura.

Cristais de **anfíbólio** representam no máximo 2% da rocha e estão sempre associados aos agregados de **biotita** que ocorrem de forma esparsa e não ultrapassam 5% da composição da rocha. Como minerais acessório, zircão, apatita, titanita e muscovita; clinozoisita, epidoto, sericita e clorita ocorrem como minerais de alteração. A **titanita** está sempre associada aos agregados de biotita e anfíbólio e é interpretada como uma reação tardi-magmática, enquanto a **muscovita** ocorre inclusa em cristais de quartzo euédrico e facetado, o que coloca essa fase, mesmo que acessória, como a mais precoce dentre todos os minerais presentes (Fig. 19). Evidência de recristalização estática com cristais de quartzo poligonais devido aos processos de redução de limite de grão (Fig. 21e), além de extinção ondulante e bandas de deformação incipientes (Fig. 21c).

Figura 21: Aspectos petrográficos da fácies equigranular. **(a)** Feldspato alcalino com pertitas bem desenvolvidas e textura micrográfica insular e em franja radial nos interstícios. **(b)** Quartzo facetado e incluído em cristal de feldspato alcalino. **(c)** Quartzo com extinção ondulante e pertitas. **(d)** Quartzo facetado incluído em feldspato alcalino com com pertitas bem desenvolvidas; plagioclásio com maclas de deformação. **(e)** Cristais de quartzo com contatos poligonais devido aos processos de redução de limite dos grãos e de neoformação de grão decorrente dos processos de *annealing*. **(f)** Comparação entre cristais de quartzo recristalizados (formas poligonais) e quartzo de final de cristalização, que preenche o interstício de outros minerais.



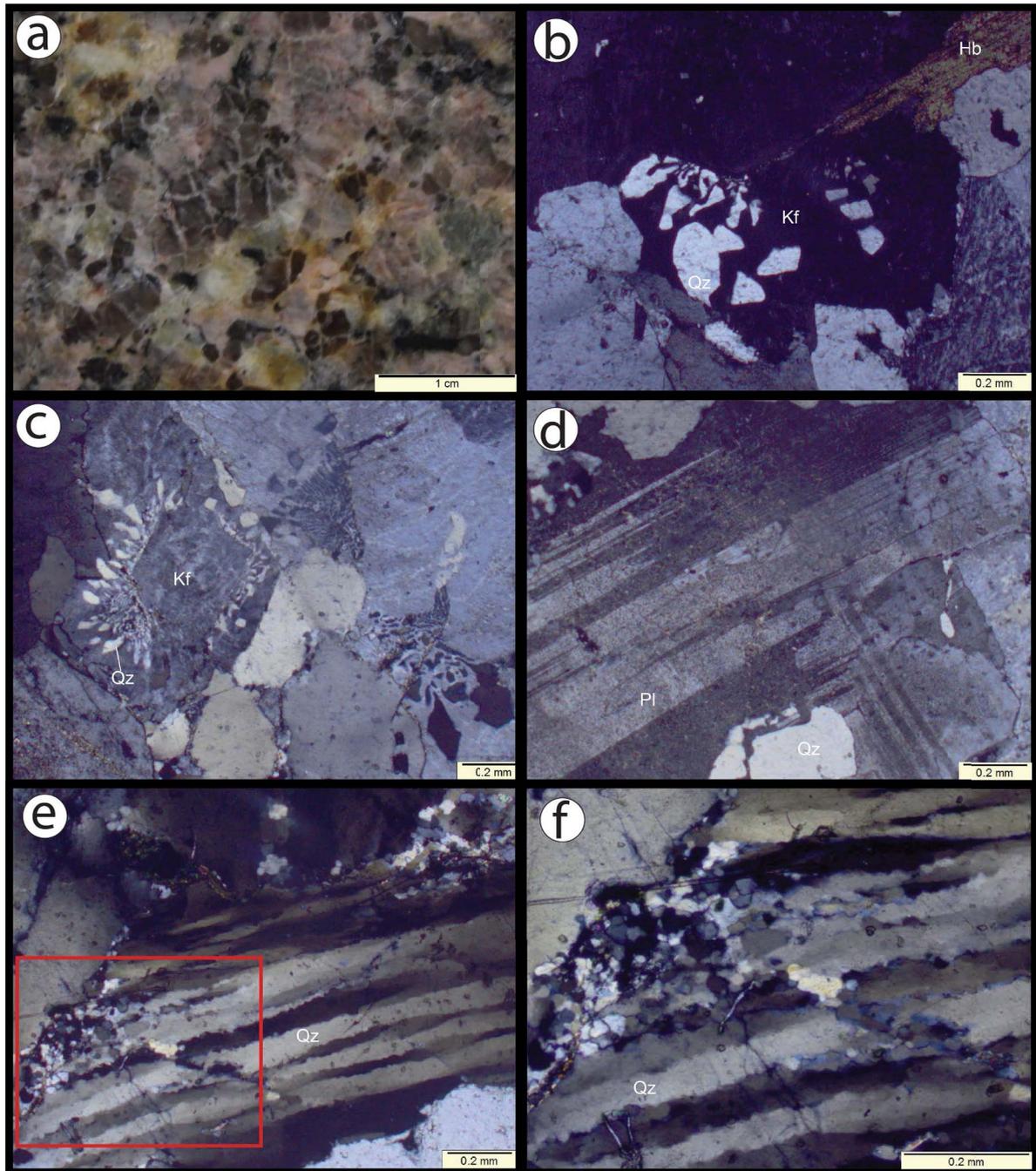
5.1.2 Fácies Inequigranular

A fácies inequigranular é composta por hornblenda-biotita leucossienogranitos de estrutura maciça e textura inequigranular seriada (Fig. 22a). Sua área de ocorrência restringe-se a porção centro-sul da área de estudo, mas não possui uma distribuição bem definida (Anexo B).

As características petrográficas e a ordem de cristalização dessa fácies são muito similares às da fácies equigranular (Fig. 19), com maior abundância de algumas texturas e estruturas, além de biotita e opacos com cristalização precoce e granada como um mineral acessório que não foi registrado na fácies equigranular. As principais texturas registradas são pertitas do tipo *string* e *rods*, presentes em quase todos os cristais, e textura micrográfica com abundância e geometria variada entre as amostras, sempre ocupando o interstício dos cristais. As texturas micrográficas foram classificadas como insular (Fig. 22b) ou como franjas radiais (Fig. 22c).

Quanto as estruturas, foram identificadas feições de recristalização estática bem desenvolvidas, expressas principalmente nos cristais de quartzo, na forma de extinção ondulante, bandas de deformação (Fig. 22e), neoformação de grãos (Fig. 22f) e subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez, sendo a última obliterada pela formação de subgrãos poligonais devido ao *annealing*. Algumas pertitias apresentam perturbações decorrentes do processo de recristalização estática e indicam uma cristalização precoce dos cristais de k-feldspato, quando comparada a cristalização da mesma fase mineral na fácies equigranular onde essas texturas ocorrem praticamente indeformadas.

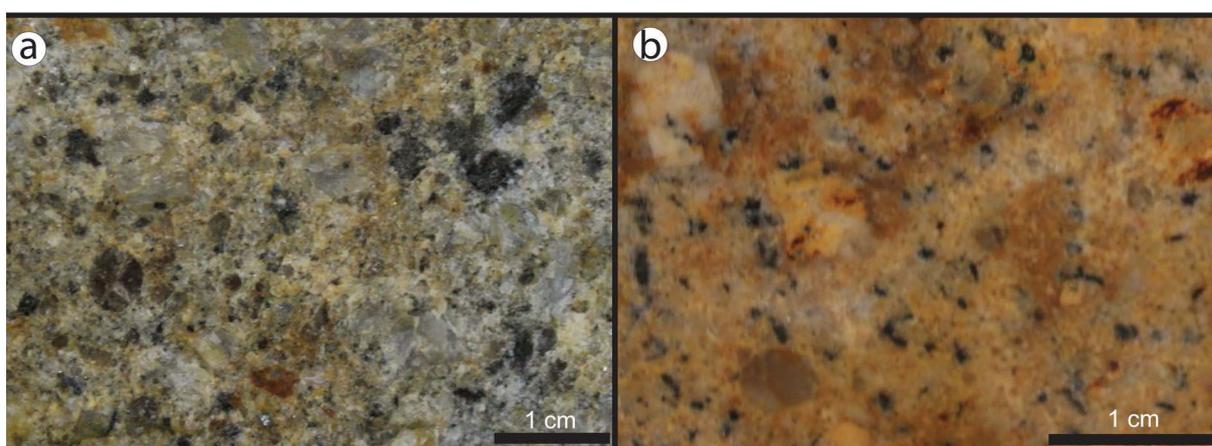
Figura 22: Aspectos petrográficos da fácies inequigranular. **(a)** Amostra de mão com textura inequigranular seriada. Apesar da mudança de granulação, as características típicas como o quartzo facetado permanecem. **(b)** Cristal de feldspato alcalino com feições de intercrescimento com o quartzo (textura micrográfica insular). **(c)** Textura micrográfica do tipo franja radial. **(d)** feições de “entelhamento” do plagioclásio indicam presença de um regime de fluxo, que por ocorrer em um líquido de alta viscosidade e em altas temperaturas, gera maclas de deformação. **(e)** Quartzo com bandas de deformação bem desenvolvidas e neoformação de grão. No retângulo vermelho, representação dos limites da figura 21f. **(f)** Detalhe da figura 21e; processos de neoformação de grãos de quartzo.



5.1.3 Fácies Porfírica

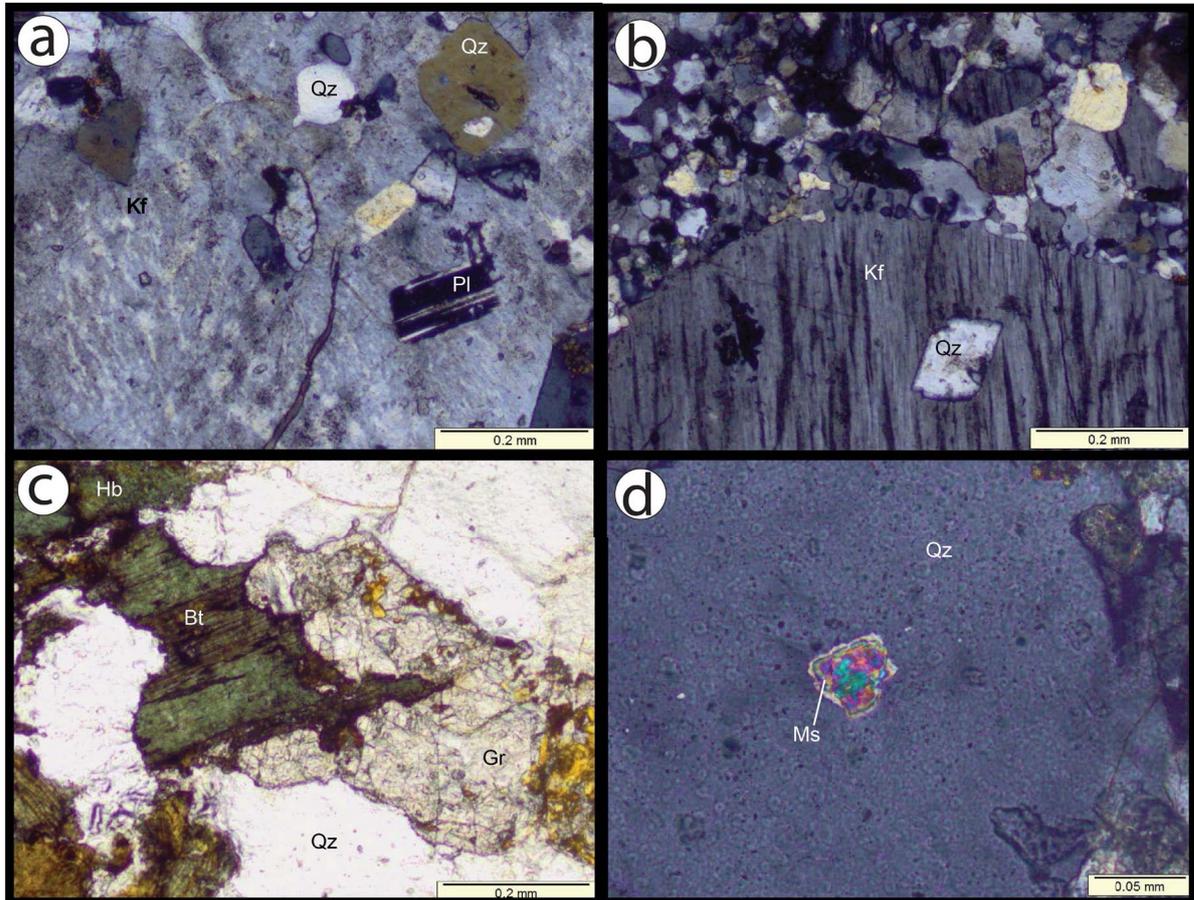
A fácies porfírica também é composta por hornblenda-biotita leucossienogranitos de estrutura maciça, textura porfírica de matriz equigranular fina (Fig. 23) com megacristais de quartzo e k-feldspato que compõem ca. 30% da trama da rocha. Sua ocorrência é limitada as regiões sul e central da área de estudo, sempre associada a um elevado grau de alteração.

Figura 23: Aspectos texturais da fácies porfírica de matriz equigranular fina do Granito Serra do Tabuleiro. Megacristais de no máximo 0,8 cm e minerais máficos ocorrem como agregados semicirculares de 0,5 cm.



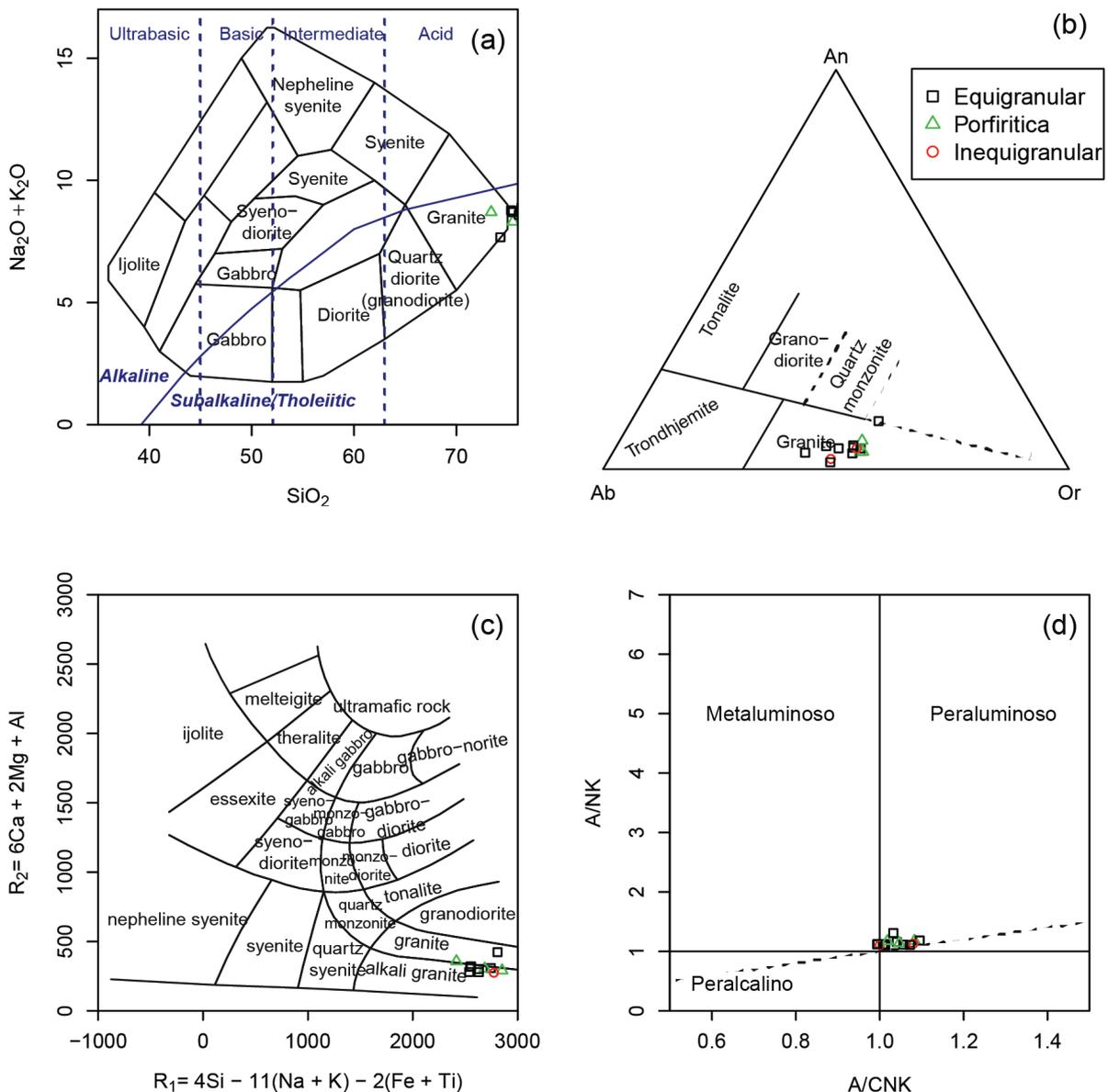
Assim como na fácies inequigranular, essa fácies possui uma ordem de cristalização muito semelhante às demais (Fig. 19), além da ocorrência de muscovita primária, biotita e granada como mineralogia acessória, todas de caráter precoce (Fig. 24c,d). Os processos de exsolução, intercrescimento e recristalização estática são evidentemente menores (Fig. 24a,b), o que indica uma cristalização de caráter mais raso para essa fácies.

Figura 24: Aspectos texturais microscópicos da fácies porfírica do Granito Serra do Tabuleiro. **(a)** Quartzo facetado (precoce) e plagioclásio incluídos em cristais de feldspato alcalino peritíticos. **(b)** Feldspato alcalino peritítico com quartzo facetado incluído e textura micrográfica do tipo franja radial de crescimento incipiente. **(c)** cristais de hornblenda+biotita, granada e quartzo. **(d)** cristal de muscovita incluído em quartzo precoce.



Nos diagramas classificatórios todas as amostras abrangem o campo dos granitos. No diagrama TAS (COX et al., 1979), todas as amostras são classificadas como granitos subalcalinos (Fig. 26a). Na classificação normativa de O'Connor (1965), o GST também é classificado como granito (Fig. 26b) enquanto na classificação R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980), abrangem o campo do granito e do álcali feldspato granito (Fig. 26c). Quanto ao índice de saturação por alumínio (ASI), as amostras apresentam valores quase sempre maiores que 1 e são classificadas como granitos fracamente peraluminosos, como ilustrado na figura 26d.

Figura 26: Diagramas de classificação para as rochas graníticas estudadas. (a) diagrama TAS (COX et al., 1979); (b) Triângulo dos feldspatos (O'CONNOR, 1965); (c) Diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980); (d) Diagrama A/NK vs. A/CNK (SHAND, 1943).



Os diagramas de Harker demonstram forte correlação negativa para K_2O , Al_2O_3 , FeO_t e valores elevados para Na_2O (Fig. 27). As rochas da fácies porfirítica são, em geral, as amostras menos diferenciadas do conjunto, embora uma das três amostras se situe no campo médio das rochas da fácies equigranular, que compreende a maior parte desse conjunto. As rochas desta fácies também formam *trends* bem definidos que, por vezes, se ajustam a distribuição das demais fácies.

Diagramas bivariantes de SiO_2 vs. elementos traço apresentam correlações positivas, ainda que com grande dispersão, para o **Rb** e o **Zr** (Fig. 28b,d) e valores muito baixos para **Ba** e **Sr** (Fig. 28a,c), características condizente com àquelas reportadas para granitos alcalinos anorogênicos precoces (BONIN, 1990). Somado a isso, os altos valores observados para Na_2O+K_2O (7,47 até 8,88%), $(Na_2O+K_2O)/CaO$ (5,4 até 40,3) e FeO_t/MgO (6,1 até 65,7) são típicos de granitos tipo A (ANDERSON, 1983; WHALEN et al., 1987) e podem ser observados nos diagramas da figura 29.

Figura 27: Diagramas de Harker (SiO_2 vs. Elementos Maiores) das amostras do Granito Serra do Tabuleiro. Os teores de P_2O_5 ocorrem abaixo dos limites de detecção e por isso não são apresentados.

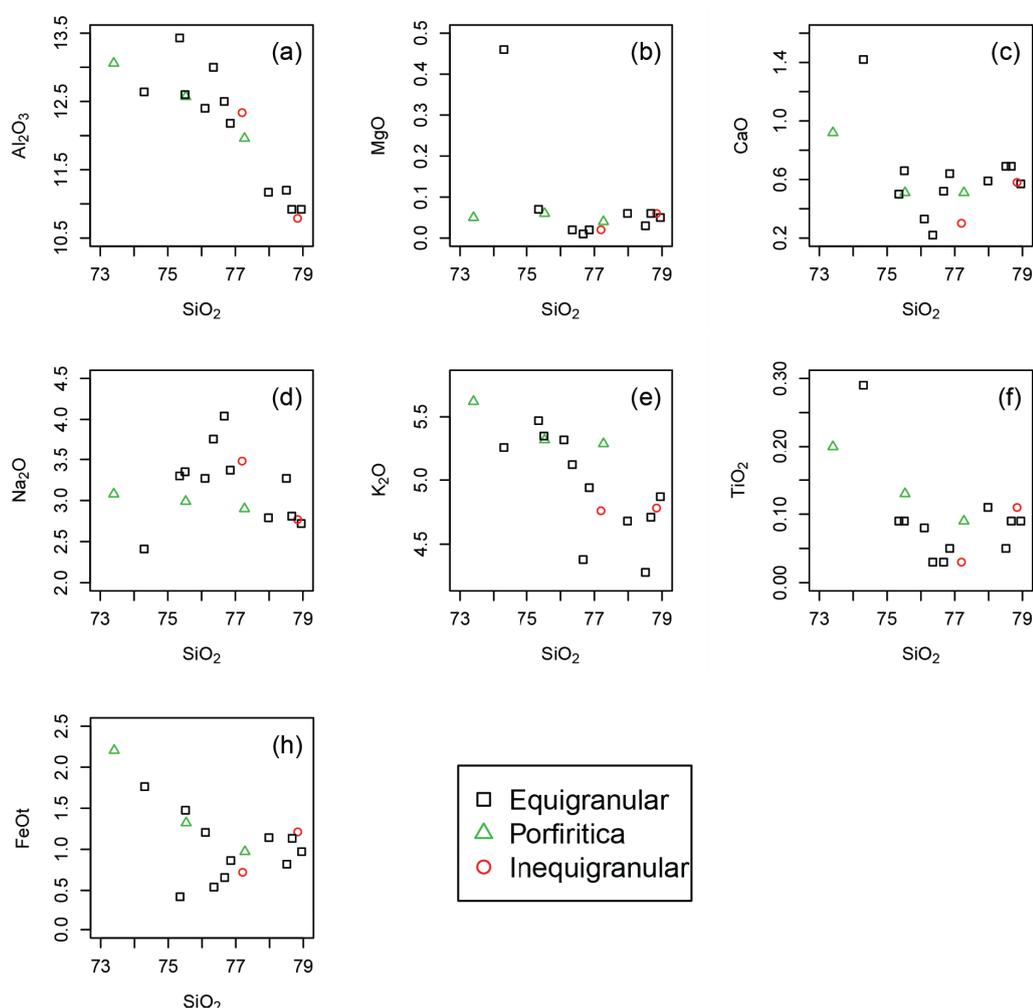


Figura 28: Diagrama bivariantes de SiO_2 vs. Ba, Rb, Sr e Zr para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro.

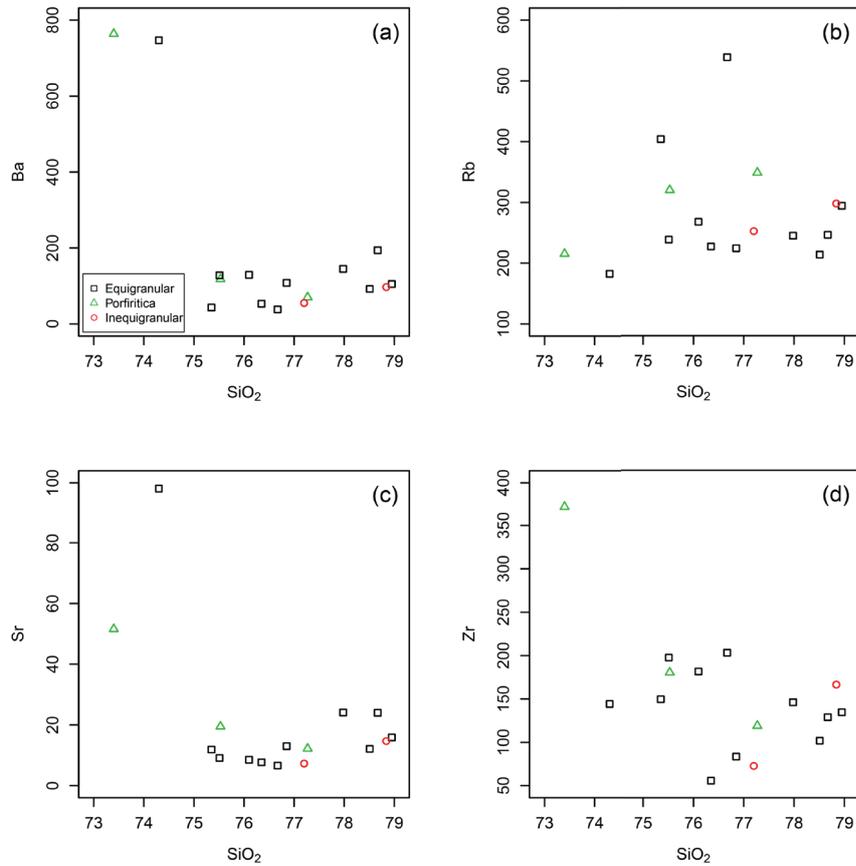
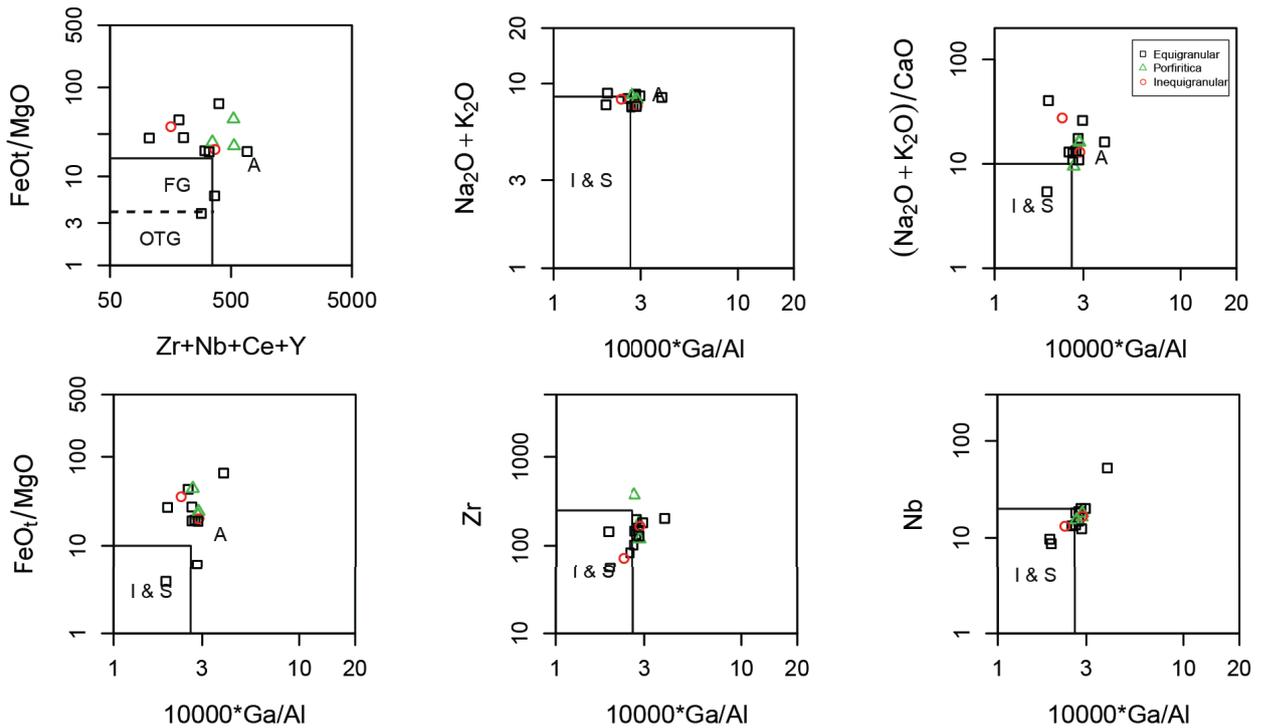
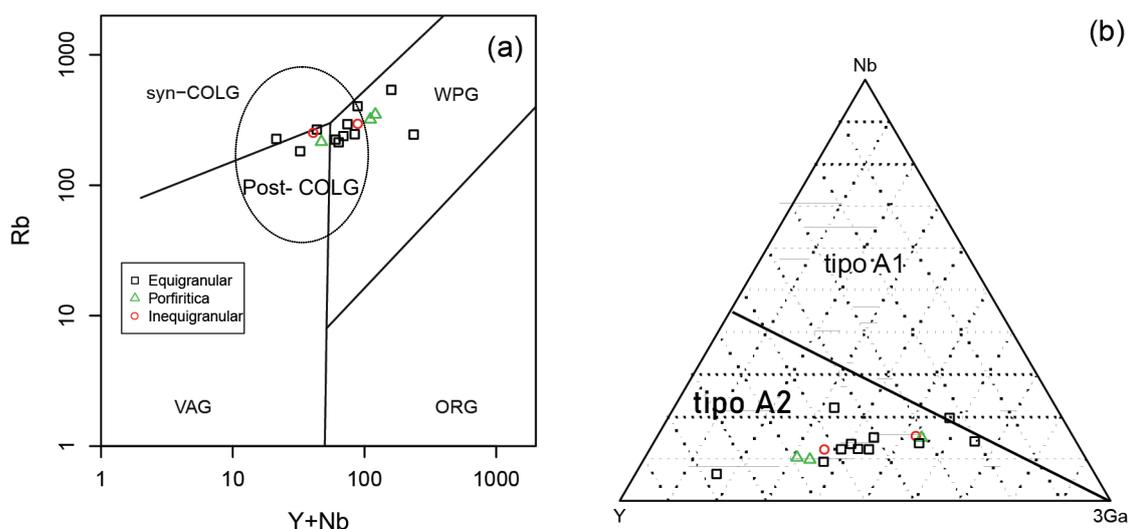


Figura 29: Diagramas binários de Whalen et al. (1987) para caracterização de granitos do tipo A.



O diagrama ternário A1-A2 de Eby (1992) classifica todas as amostras do Granito Serra do Tabuleiro como granitos do tipo A2, uma assinatura comum às rochas de ambiente pós-colisional e que condiz com a classificação de Pearce et al. (1984), onde abrange o campo Post-COLG (granitos pós-colisionais) com transição para o campo WPG (granitos intraplaca) (Fig. 30).

Figura 30: Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro. **(a)** Diagrama de Pearce et al. (1984,1996); **(b)** Diagrama A1-A2 de Eby (1992)



Com relação aos elementos terras raras (ETR), normalizados pelo condrito (Boynnton, 1984), as rochas analisadas apresentam um padrão uniforme do tipo “gaviota”, razões $[La/Yb]_N$ bastante variadas (0,65 até 15,1), anomalias negativas de Eu pronunciadas ($Eu/Eu^* = 0,02$ até 0,17) e padrão de distribuição plano dos ETRs pesados (Fig. 31a). São observados ainda um enriquecimento em LILE, sem anomalias negativas de Nb e Ta, anomalias positivas para Rb e Th e anomalias negativas de Ba pronunciadas (Fig. 31b).

As razões Rb/Sr e Rb/Ba (Fig. 32) variam de 1,85 até 81,6 ppm e de 0,24 até 14,17 ppm, respectivamente, e indicam fracionamento dos feldspatos na fonte (WHALEN et al., 1987). As razões Th/Ta e Y/Nb (Fig. 33) são maiores que 10 e 1,5, respectivamente, e indicam contribuição crustal na fonte do GST (EBY, 1990, 1992; SHELLNUT et al. 2009).

Figura 31: *Spidergrams* para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro. **(a)** Diagrama de ETRs normalizados pelo condrito (Boynton, 1984). **(b)** Diagrama elementar normalizado pelo granito de dorsal mesoceânica (Pearce et al., 1984).

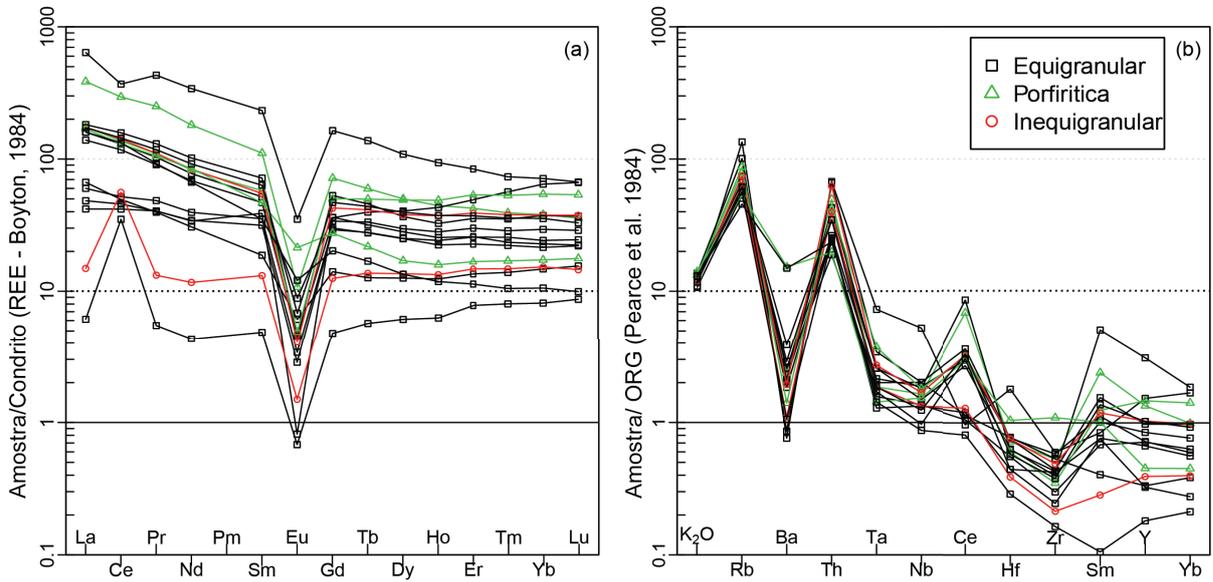


Figura 32: Diagramas SiO₂ vs. Rb/Sr e Rb/Ba para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro.

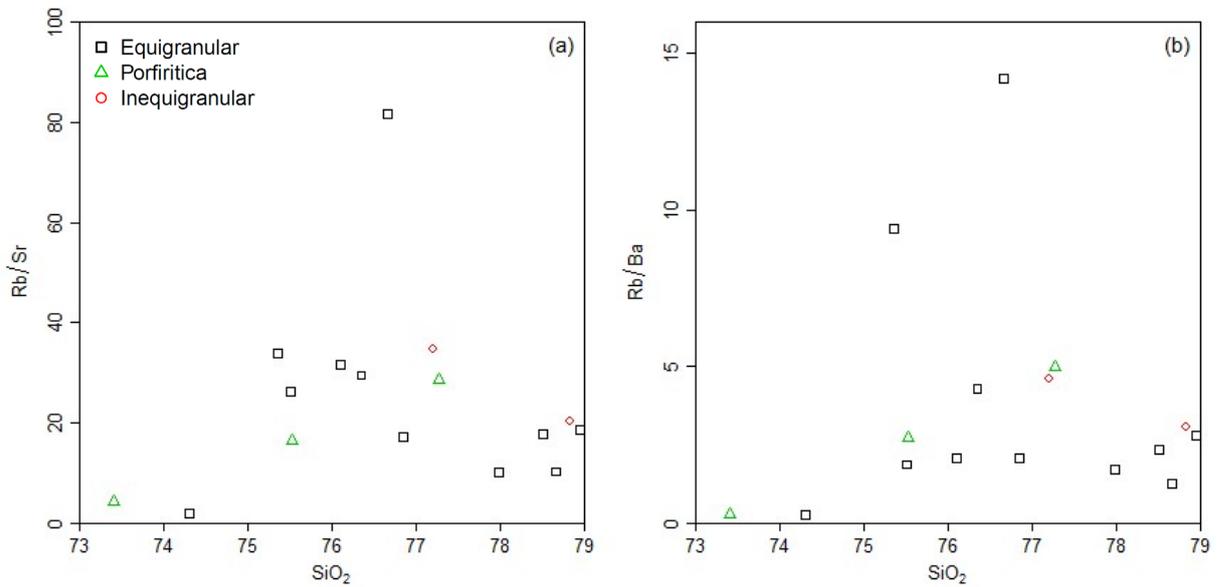
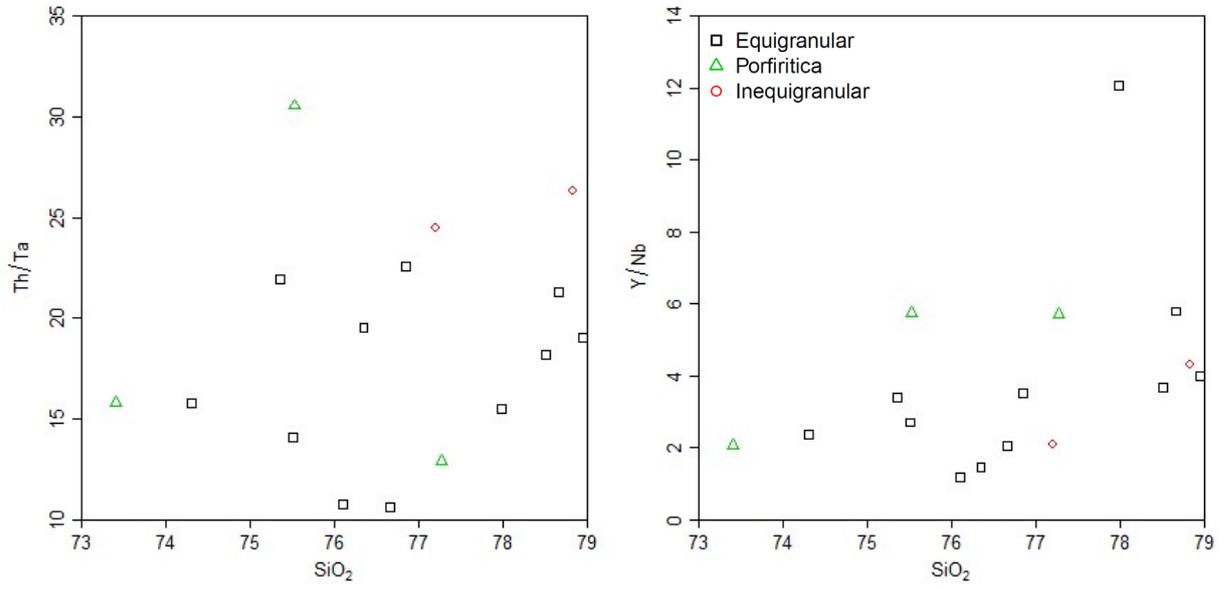


Figura 33: Diagramas SiO_2 vs. Th/Ta e Y/Nb para as amostras do Granito Serra do Tabuleiro.

6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Com base nos dados petrográficos e geoquímicos produzidos nesse trabalho foram avaliadas as principais características que definem as fácies do Granito Serra do Tabuleiro em busca de padrões que revelassem a causa dessas variações texturais, assim como a existência de um ordenamento em sua disposição espacial. Além disso, dada a relação espacial, geológica e geocronológica muito próxima entre o GST e dos ignimbritos da Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela (ZANINI et al., 1997; BITENCOURT ET AL., 2008; TOMAZZOLI; PELLERIN, 2015; SANTOS, 2019), será também apresentada uma comparação dos dados geoquímicos destas duas unidades com intuito de investigar e discutir uma possível cogeneticidade entre as mesmas.

6.1 Dados Geológicos e Análises Petrográficas do Granito Serra do Tabuleiro

O quartzo, com forma euédrica e facetada, é interpretado como produto de cristalização precoce, o que é típico de granitos das séries alcalinas. Contudo, sua cristalização se estende até os estágios finais de cristalização, onde ocorre na forma de agregados intersticiais (Fig. 21f). Sua cristalização nas etapas iniciais e finais é decorrente dos altos teores de SiO_2 (também indicado nas análises geoquímicas [$\text{SiO}_2 > 73,4 \text{ wt\%}$]) que permitiram a nucleação do quartzo em diversos estágios de cristalização. A ocorrência de quartzo com extinção ondulante, bandas de deformação, neoformação de grão, e raramente, estruturas do tipo tabuleiro de xadrez, são atribuídas aos processos de deformação de alta temperatura e processos tardios de *annealing* (fig. 21e,f).

As feições de “entelhamento” do plagioclásio (Fig. 22d) indicam a presença de uma dinâmica de fluxo magmático que, por ocorrer em um magma com alta viscosidade e altas temperaturas, favorece a formação de maclas de deformação.

A atribuição da temperatura como causadora das perturbações na rede cristalina dos minerais, sem a influência de deformação, parte da existência de cristais de quartzo e plagioclásio com neoformação de grão ou maclas de deformação, respectivamente, enquanto micas com cristalização precoce permanecem indeformadas. A resposta para o incremento de temperatura que favoreceu estes processos pode estar relacionada com a composição e o ambiente de formação do GST. Segundo Whalen et al. (1987), granitos do tipo A são

formados por fusão parcial em altas temperaturas ($>830^{\circ}\text{C}$), devido a sua derivação de fontes crustais profundas e anídras, somada às contribuições mantélicas que incrementam ainda mais a temperatura e favorecem a geração de granitos do tipo-A, como o Granito Serra do Tabuleiro. No GST, são poucas as evidências petrográficas de interação mantélica evidenciadas apenas em escala de campo por raros e esparsos enclaves microgranulares máficos de geometria circular ou alongada e de ocorrência pontual, verificados apenas na fácies equigranular.

A menor ocorrência de *annealing*, pertitas e textura micrográfica na fácies porfírica indica um resfriamento mais rápido, e provavelmente não tão raso, em relação às demais fácies. Considerando a hipótese desta fácies representar margens resfriadas retrabalhadas na câmara, essa redução acelerada da temperatura pode estar associada as condições térmicas diferentes entre a intrusão e as encaixantes frias, o que desfavoreceu os processos de recristalização estática para essa fácies. Da mesma forma, esse resfriamento acelerado não permitiu um desenvolvimento das texturas de intercrescimento e exsolução, assim como impediu a formação de uma rocha com granulação mais grossa.

Apesar de não se observar nenhum padrão geométrico ou relação espacial entre as três fácies do GST, é plausível admitir que a fácies porfírica represente as porções de borda do plúton granítico e seja a fase mais precoce. O fato de não existir uma relação espacial clara entre as fácies, como a ocorrência de rochas porfíricas nas regiões periféricas do plúton, pode decorrer dos processos de erosão magmática e retrabalhamento de porções precocemente formadas, onde o fluxo da própria câmara remobiliza as partes periféricas e oblitera o ordenamento textural esperado para um corpo plutônico. Isso também é sugerido pelo fato das rochas porfíricas serem as menos diferenciadas do conjunto e terem *trends* bem definidos, mesmo com o baixo *range* de SiO_2 . Caso essa hipótese esteja correta, pode-se afirmar que as porções remobilizadas das bordas da câmara devem estar localizadas próximas ao seu local de origem pois magmas com alta SiO_2 apresentam viscosidades muito elevadas e raramente têm a capacidade de transportar fragmentos sólidos por longas distâncias. Contudo, é necessário levar em consideração o baixo universo amostral e as ocorrências esparsas das rochas desta fácies que não permitem a confirmação dessa hipótese.

Ademais, os primeiros momentos de colocação do magma que originou o plúton do GST, e talvez formou a fácies porfírica, causaram a elevação das isothermas no local da

intrusão e favoreceram o desenvolvimento de fácies de granulação mais grossa posteriormente (fácies equigranular e inequigranular). Por outro lado, esse incremento de temperatura também pode ser associado ao cenário regional, onde grandes quantidades de magma estavam sendo posicionados ao mesmo tempo em estratos rasos da crosta, constituindo o magmatismo tardio e de alta SiO₂ que compõem grande parte Batólito Florianópolis (ca.. 590 Ma).

A partir das análises petrográficas realizadas, é possível observar que as fácies equigranular, inequigranular e porfírica diferem apenas texturalmente, com características composicionais, mineralógicas e geoquímicas muito semelhantes (Figs. 19, 27 e 31) e por isso devem ser caracterizadas apenas como fácies texturais, as quais não apresentam nenhuma evidência que indique pulsos originados por fontes distintas ou múltiplas intrusões.

6.2 Geoquímica do Granito Serra do Tabuleiro

O Granito Serra do Tabuleiro é constituído por rochas graníticas de **alta sílica** (SiO₂=73,4 até 78,95 wt%), com elevado teor de álcalis (Na₂O+K₂O=7,47 até 8,88 wt%) e baixos teores de Fe₂O₃ (0,47 até 2,45%), CaO (0,22 até 1,42%), MgO (<0,01 até 0,46%), TiO₂ (0,03 até 0,29%), MnO (<0,01 até 0,04) e P₂O₅ (<0,01 até 0,06%).

O GST é classificado como um **granito subalcalino** (Fig. 26a), de caráter levemente **peraluminoso** (SHAND, 1943), provavelmente gerado pelas associações albíta+feldspato alcalino e hornblenda+biotita, subordinadamente. As razões FeO_t/(FeO_t+MgO) classificam o GST como *ferroan* (FROST et al. 2001) e indicam um ambiente de formação mais oxidante, localizado em porções crustais mais rasas. Esse resultado é corroborado pelas altas razões Th/Ta e Y/Nb (Fig. 33) e enriquecimento em LILE e em ETRs leves (Fig. 31), que demonstram uma contribuição principalmente crustal para esse granito.

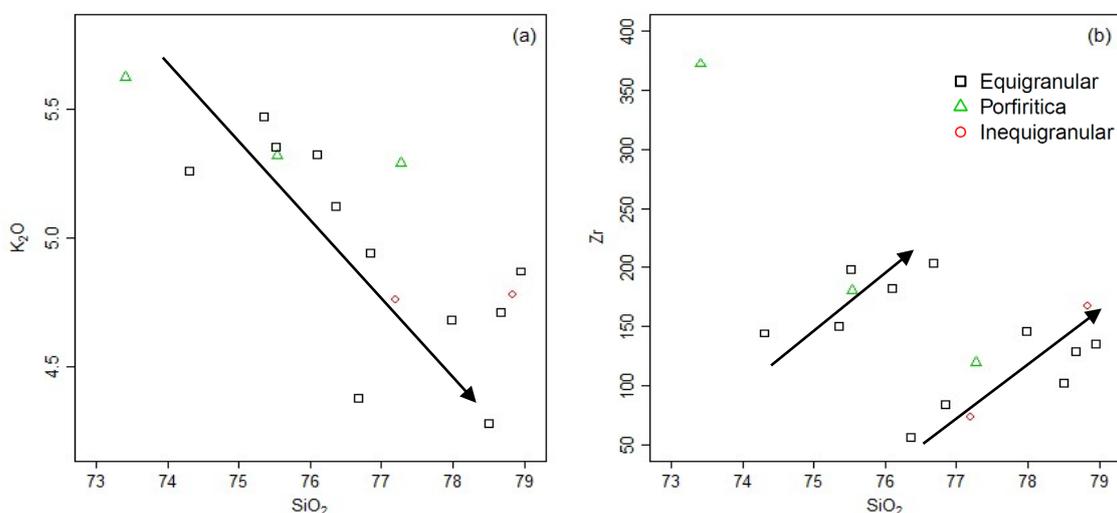
A ausência de evidências de contribuição mantélica nos dados geoquímicos, mesmo com enclaves microgranulares máficos de ocorrência pontual (amostra PTB-014), pode ser relacionada a longa trajetória de fracionamento que originou o Granito Serra do Tabuleiro. Esse fracionamento, expresso pelas anomalias negativas de Eu (Fig. 31) e pelas elevadas razões Rb/Sr e Rb/Ba (Fig. 32), contribuiu para a geração de rochas tão diferenciadas que, por

consequência do fracionamento, não deixam registros evidentes de qualquer contribuição mantélica ou associação ao magma parental.

Os parâmetros apresentados na figura 29 ilustram que o Granito Serra do Tabuleiro é classificado como um granito do tipo A, mas apresenta valores menores para as razões $1000 \cdot \text{Al}/\text{Ga}$ devido ao seu caráter subalcalino (WHALEN et al. 1987). As assinaturas pós-colisionais com transição para o campo dos granitos intraplaca (Fig. 30a) é também uma característica associada a granitos do tipo A e corrobora os resultados obtidos nos diagramas de Whalen et al. (1987), assim como os demais dados geoquímicos apresentados anteriormente. O diagrama ternário de Eby (1992) (Fig. 30b) ainda classifica esses granitos como A_2 , que representam granitos do tipo A tipicamente associados a ambientes pós-colisionais. Ademais, os valores de Ba e Sr depletados (Fig. 32) permitem a correlação do GST com os GAAP (granitos alcalinos anorogênicos precoce), conforme descrito por BONIN (1990).

As correlações negativa de K_2O (Fig. 27e) e o comportamento de correlação inversa para o Zr (Fig. 34) são atribuídos aos processos de nucleação de zircão que são primeiramente inibidos devido à alta saturação em álcalis que dificulta a polimerização dos tetraedros de sílica e consequentemente, a formação de silicatos. Assim que ocorre uma diminuição dos teores de álcalis no *melt* (cristalização de feldspatos), a saturação em Zr aumenta e permite uma nucleação mais eficiente do zircão, marcada nas amostras do GST por dois grupos com correlação positiva (Fig. 34b).

Figura 34: Correlação inversa entre os elementos K_2O e Zr conforme ocorre a diferenciação no GST. A saturação em álcalis inibe o processo de nucleação precoce do zircão.



A dificuldade em obter padrões de correlação bem definidos nos diagramas bivariantes é atribuída ao alto grau de diferenciação do GST e ao pequeno intervalo de distribuição dos teores de sílica que não ultrapassam 6% e dificultam uma análise mais acurada das etapas de fracionamento e cristalização conforme avançam os processos de diferenciação magmática.

6.3 Comparação dos dados geológicos e geoquímicos do GST com as rochas vulcânicas ácidas da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela

As rochas ácidas da SPC incluem riolitos, ignimbritos e unidades hipabissais (Bitencourt et al., 2008). Recentemente, trabalhos como os de Lange (2016), Laikovski (2018) e Santos (2019) demonstraram que a unidade denominada Riolito Cambirela constitui uma espessa sequência de ignimbritos. O Ignimbrito Cambirela (IC) é a unidade litoestratigráfica mais volumosa da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela (Zanini et al. 1997), com idades U-Pb SHRIMP de 580 ± 5 Ma (JANASI et al. 2015). Além das idades, o Granito Serra do Tabuleiro e o Ignimbrito Cambirela apresentam uma relação espacial muito próxima, sendo o GST a base dos ignimbritos (Fig. 35). Na literatura são descritas intrusões das porções vulcânicas hipabissais nas rochas do GST, xenólitos do GST, parcialmente absorvidos ou não, nos riolitos e ignimbritos da SPC (ZANINI et al. 1995; SANTOS, 2019), além de brechas e aglomerados vulcânicos que ocorrem sobrejacentes à unidade granítica (TOMAZZOLI; PELLERIN, 2015). A ocorrência de xenólitos do GST nas unidades vulcânicas levam autores como Zanini e colaboradores a interpretar que o IC apresenta uma dissociação temporal em relação aos granitos, que já estariam consolidados no momento das intrusões. Por outro lado, a presença de xenólitos parcialmente assimilados (Fig. 20c) indicam temperaturas e composições similares para as duas unidades, o que posiciona os eventos magmáticos como sincrônicos. A presença de brechas com fragmentos de granito, ignimbritos selados por material riolítico e diques de riolito de contatos irregulares com o GST sugerem uma vinculação temporal e de fontes para os mesmos.

Figura 35: Face NE do Morro do Cambirela na região de Palhoça (SC), que constitui a seção tipo dos Ignimbritos Cambirela. Relação espacial entre o Granito Serra do Tabuleiro e os Ignimbritos Cambirela como já descrito na literatura (TOMAZZOLI; PELLERIN, 2015; SANTOS, 2019). Imagem com exagero vertical de 2X.



Fonte: Google Earth

Para averiguar uma potencial relação genética entre o magmatismo do GST e da SPC, serão avaliados os dados do presente trabalho e a base de dados da SPC apresentada por Santos (2019), que compreendem cinco fácies ignimbríticas, as quais, assim como as fácies do GST, serão tratadas de forma indiscriminadas nas análises a seguir.

Quando considerados os diagramas clássicos de classificação de rochas, como os diagramas R1-R2 (DE LA ROCHE et al. 1980) e A/NK vs. A/CNK se verifica a sobreposição total das duas unidades no campo dos granitos a álcali feldspato granitos de alta SiO_2 e fracamente peraluminosos (Fig. 36). Da mesma forma, nos diagramas de Harker há também sobreposição total dos dados do GST e da SPC, embora os ignimbritos da SPC apresentem teores menores de SiO_2 quando comparados ao GST.

As correlações negativas de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e K_2O apresentadas para o GST também ocorrem nos Ignimbritos Cambirela (com maior dispersão), especialmente para o K_2O . Os valores de Na_2O e MgO são similares enquanto os teores de CaO são baixos, mas ainda mais elevados para os ignimbritos (Fig. 37).

Figura 36: Diagramas de classificação. **(a)** Diagrama R1-R2 (DE LA ROCHE et al., 1980); **(b)** Diagrama A/NK vs. A/CNK (SHAND, 1943).

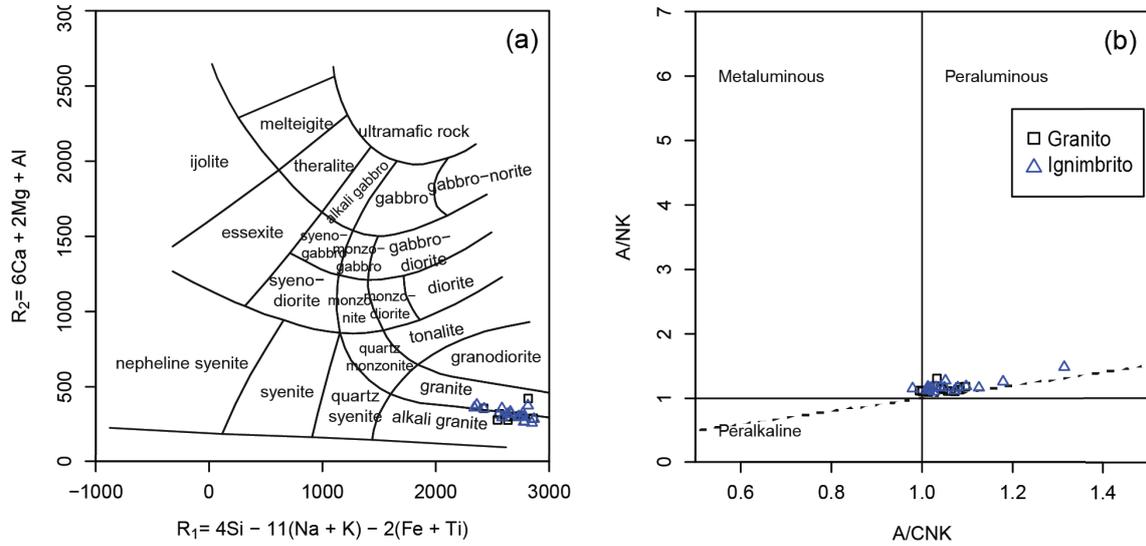
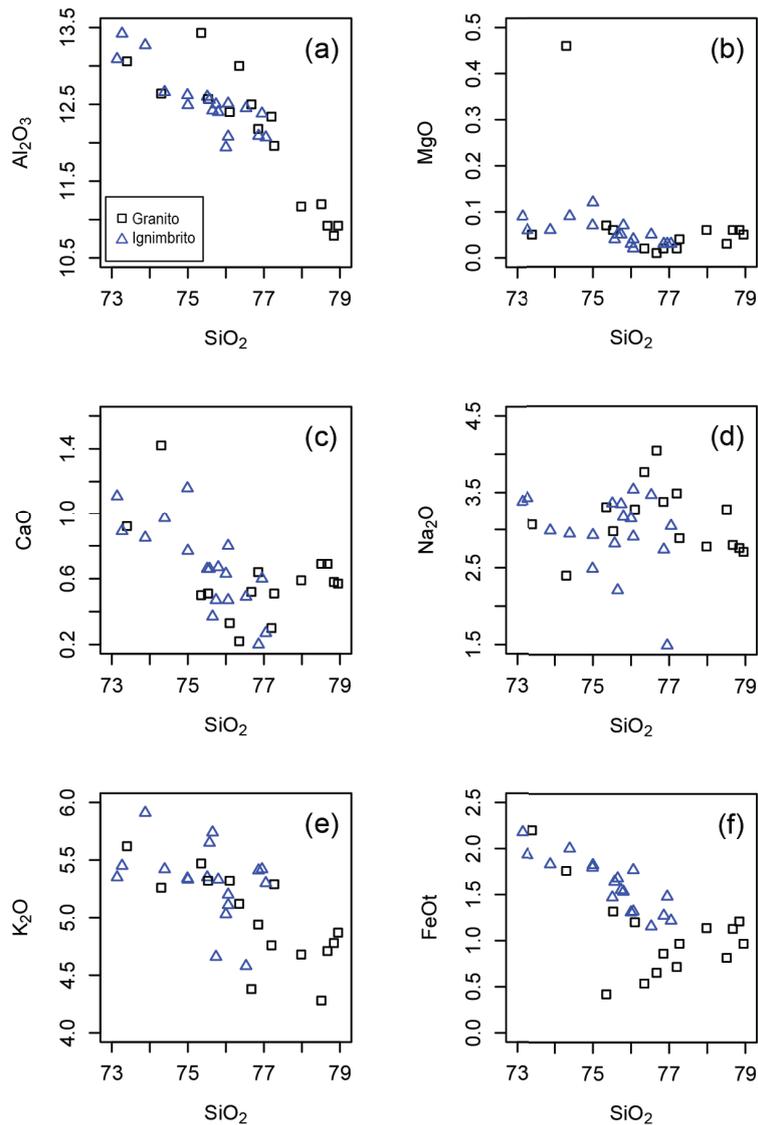
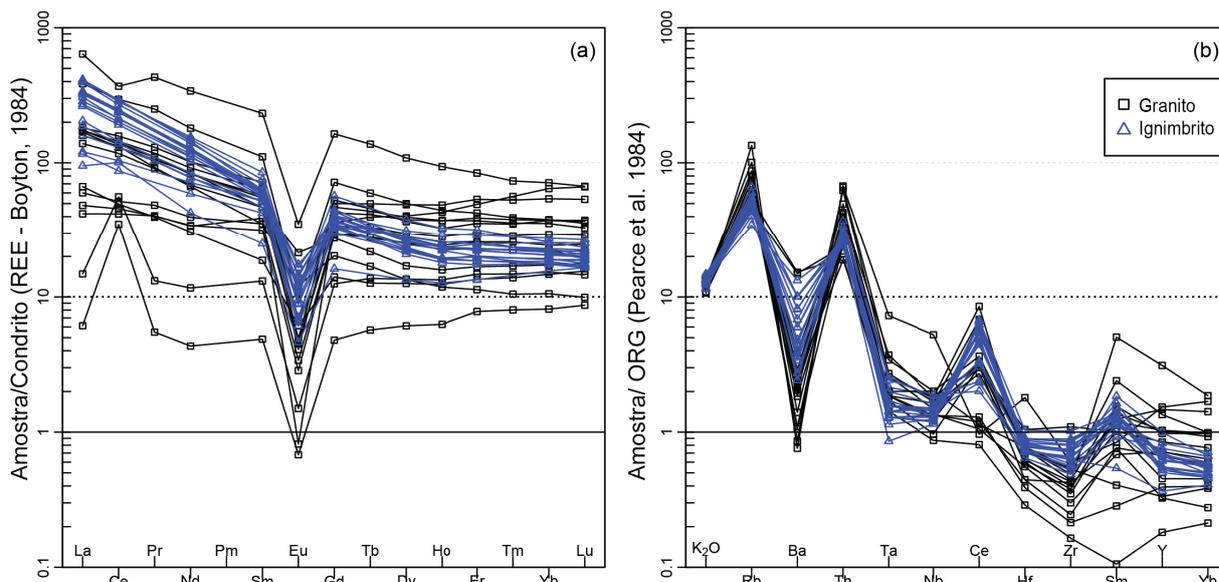


Figura 37: Diagramas de Harker (SiO_2 vs. Elementos Maiores).



No que tange a análise de elementos traços e LILE, os padrões são notadamente semelhantes (Fig. 38), com principal diferença relacionada a variação dos valores normalizados, muito menores para o Ignimbrito Cambirela.

Figura 38: *Spidergrams*. (a) Diagrama de ETRs normalizados pelo condrito (Boynton, 1984); (b) Diagrama elementar normalizado pelo granito de dorsal mesoceânica (Pearce et al., 1984).



Quanto as classificações geotectônicas, tanto os Ignimbritos Cambirela quanto o GST são considerados rochas do tipo A, com valores semelhantes em quase todos os parâmetros utilizados, especialmente na razão $1000 \cdot Ga/Al$ (Fig. 39). Dispersões menores nos valores de $Y+Nb$ fazem dos ignimbritos rochas formadas em ambiente pós-colisional, sem uma migração tão destacada para o campo dos granitos intraplaca, como é observado no GST (Fig. 40).

Figura 39: Diagramas Petrogenéticos de Whalen et al. (1987) para caracterização de granitos do tipo A

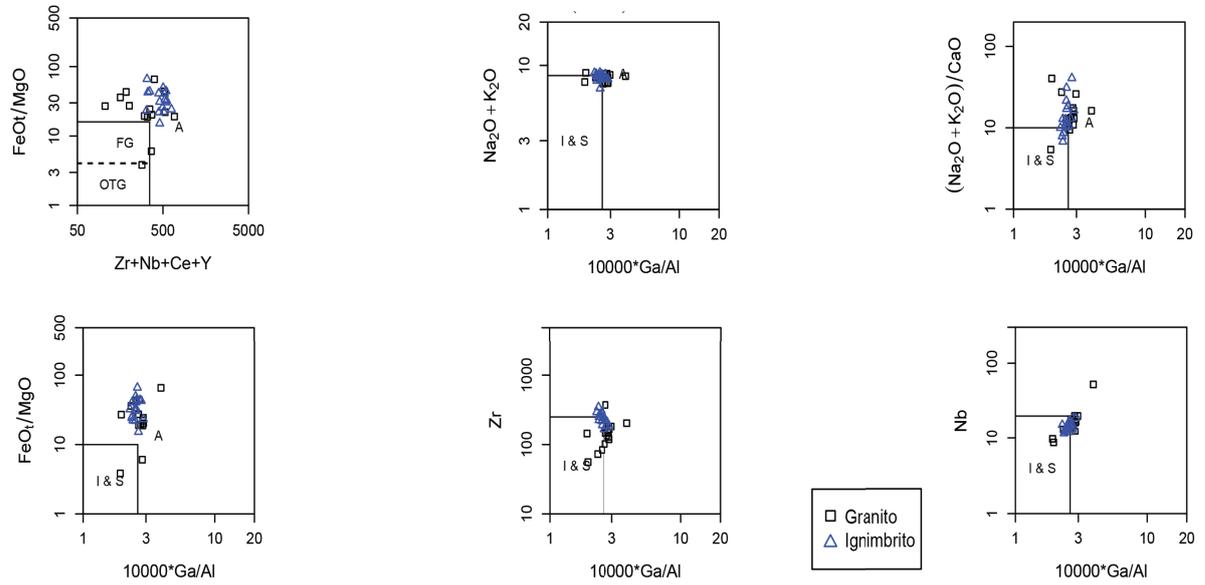
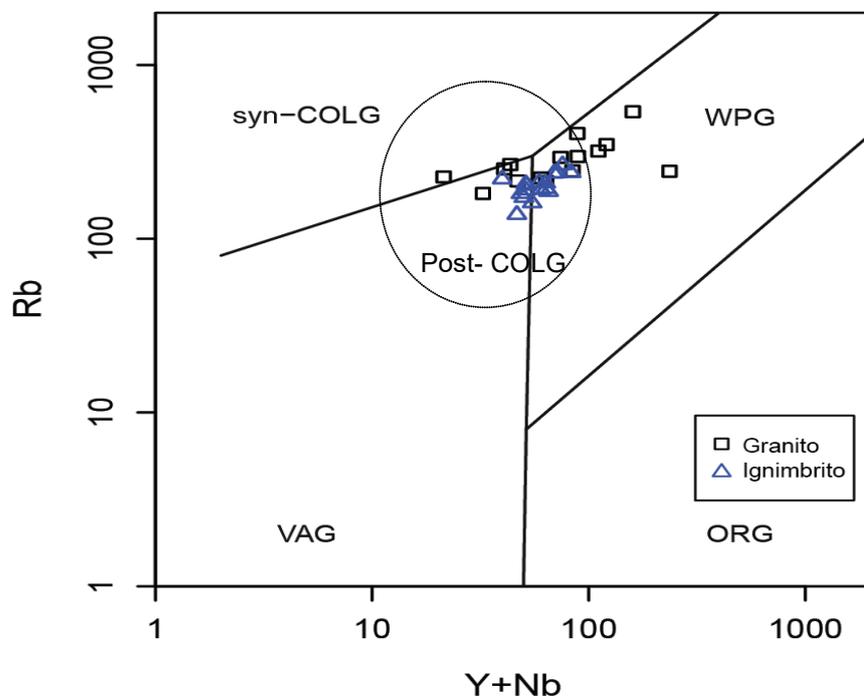


Figura 40: Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos de Pearce et al. (1984,1996)



A similitude entre os dados geoquímicos do Granito Serra do Tabuleiro e das rochas vulcânicas da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela sugerem uma relação de cogeneticidade entre essas duas unidades. Devido a essas similaridades e as relações já descritas entre as rochas vulcânicas da SPC e os Granitos Ilha e Serra do Tabuleiro, é proposto que o Granito Serra do Tabuleiro seja reposicionado estratigraficamente na base da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela.

As evidências de cogeneticidade, somada as características texturais que indicam a colocação dos plútons em crosta rasa, permitem interpretar a Suíte Plutono-vulcânica Cambirela como um sistema plutono-vulcânico raso onde granitos altamente diferenciados como o Granito Serra do Tabuleiro e o Granito Ilha podem representar as fontes alimentadoras das atividades vulcânicas que compreendem as unidades Riolito e Ignimbrito Cambirela.

7 CONCLUSÕES

O Granito Serra do Tabuleiro compreende hornblenda-biotita leucossienogranitos, subalcalinos e fracamente peraluminosos, classificados como granitos alta sílica, pós-colisionais e do tipo A. Essa unidade ainda é compartimentada em três fácies texturais, cuja disposição espacial e os dados geoquímicos não sugerem uma construção por pulsos de diferentes fontes.

A presença de pertita e textura micrográfica são indicadores de que o GST posicionou-se em níveis crustais rasos. A diminuição dessas texturas, assim como das feições de recristalização estática são indicativos de uma taxa de resfriamento mais rápida, que possivelmente esteja relacionado ao contato da intrusão com as encaixantes de menor temperatura, o que causou a nucleação e o crescimento heterogêneo dos cristais e originou a fácies porfírica com uma matriz fina e megacristais que não ultrapassam 1 cm. Espacialmente, essa fácies não se dispõe nas porções periféricas do plúton mas ainda assim pode representar regiões de borda que foram remobilizadas pelo fluxo magmático existente na câmara. Apesar de plausível, essa hipótese exige um corpo amostral maior e um mapeamento do corpo granítico em maior detalhe para sua comprovação.

As amostras do Granito Serra do Tabuleiro são cogenéticas e comagmáticas, sem indícios petrológicos ou geoquímicos de variação de fontes. Com isso, a formação das fácies que compõem o GST é atribuída apenas às flutuações na nucleação e no crescimento dos cristais que originam as heterogeneidades de granulação que definiram as fácies equigranular, inequigranular e porfírica.

As evidências de *annealing* e o fato de granitos do tipo A terem sua origem relacionada a fusão parcial em altas temperaturas indicam que as isothermas regionais estavam elevadas na época de formação do GST e coincide com os eventos magmáticos contemporâneos e de grande escala (*c.a.* 590 Ma) (Fig. 5), que definem o magmatismo alta sílica e do tipo A que ocorreu nas últimas etapas de geração do Batólito Florianópolis.

As semelhanças geoquímicas, geológicas e geocronológicas entre o Granito Serra do Tabuleiro, o Granito Ilha e as rochas vulcânicas da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela permitem a proposição de reposicionar o Granito Serra do Tabuleiro na base da Suíte Plutono-vulcânica Cambirela.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA F.F.M.; HASUI Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo. Edgard Blucher Ltda. 1984. 378 p.

ALMEIDA, F.F.M.; LEONARDOS Jr., O.H.; VALENÇA, J. Granitic rocks of the North-East South South America. In: **IUSGS/UNESCO SYMPOSIUM**. Recife. Spec. Publ. Recife. 41 p. 1967.

ANDERSON, J. L., THOMAS, W. M. Proterozoic anorogenic two-mica granites: Silver Plume and St Vrain batholiths of Colorado. **Geology**. Vol: 13, pag. 177-180. 1985

ANNEN, C., BLUNDY, J.D., SPARKS, R.S.J., The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. **Journal of Petrology** 47 (3), p. 505-539. 2006

BACHMANN, O., BERGANTZ, G.W. On the origin of crystal-poor Rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. **Journal of Petrology**. Vol: 45 (8), pag. 1565-1586. 2004

BACHMANN, O., BERGANTZ, G.W. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. **Journal of Petrology**. Vol: 49 (12), pag. 2277-2285. 2008.

BACHMANN, O., MILLER, C. F., SILVA, S.L., The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. **Journal of volcanology and geothermal research**. Vol: 167, 23 p. 2007

BACHMANN, O.; BARGANTZ, G. The magma reservoirs that feed supereruptions. **Elements**, Seattle, v.4, p. 17-21, 2008.

BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**. Vol: 46, pag 605-626. 1999.

BARBARIN, B. Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic settings. **Geological Journal**. Vol: 25. Pag. 227-238. 1990

BASEI, M.A.S. **Geologia e Modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaia:** possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. Tese de Livre Docência, IGC/USP. São Paulo, 2000. 123 p.

BASEI, M.A.S. **O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina,** Tese de Doutorado, IGC/USP. São Paulo, 1985. 190 p.

BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, W. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina. In: **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina – 1:5000.000.** Vol 3, pag 91-130. 1987.

BITENCOURT, M. F., NARDI, L.V.S. Late to post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências.** Vol: 65, pag. 3-16. 1993.

BITENCOURT, M. F.; BONGIOLO, E.M.; PHILLIP, R.P.; MORALES L.F.G.; RUBERT, R.R. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, região de Garopaba – Paulo Lopes, SC. **Revista Pesquisas em Geociências,** Porto Alegre, v. 35, n.1, p. 109-136, 2008.

BITENCOURT, M.F. **Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC:** uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1996. 310 p.

BITENCOURT, M.F.; HACKSPACHER, P.C.; NARDI, L.V.S. A Zona de Cisalhamento Major Gercino – Santa Catarina. In: **SBG, II Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos,** Atas, pag. 214-216. 1989.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.S.V. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Brazilian Journal of Geology.** São Paulo, V. 30, p. 186-189, 2000.

BONIN, B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. **Lithos.** Vol: 97, pag. 1-29. 2007.

BONIN, B. AZZOUNI-SEKKAL, A., BUSSY, F., FERRAG, S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. **Lithos.** Vol: 45. Pag. 48-75. 1998

BONIN, B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. **Lithos**. Vol: 78, pag. 1-24. 2004

BONIN, B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. **Geological Journal**. Vol: 25, pag. 261-270. 1990.

BROWN, M. Granites: from genesis to emplacement. **The Geological Society of America Bulletin**. 125 years special edition. 35 p. 2013

BUROV, E., JAUPART, C., GUILLOU-FROTTIER, L. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in the brittle-ductile upper crust. **Journal of Geophysical Research**. Vol: 108. 20 p. 2003.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**. Vol: 8, pag. 173-174. 1974

CHEMALE, F.; MALLMANN, G.; BITENCOURT, M.F.; KAWASHITA, K. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. **Gondwana Research**, v. 22 (1), p. 184-189, 2012.

CLEMENS, J. D. S-type granites petrogenetic issues, models and evidence. **Earth Science Reviews**. Vol: 61, pag. 1-18. 2003

CLEMENS, J. D., MAWER, C.K. Granitic magma transport by fracture propagation. **Tectonophysics**. Vol: 204. Pag. 339-360. 1992

D'LEMONS, R. S. D., BROWN, M., STRACHAN, R.A. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. **Journal of Geological Society**, London. Vol: 149. Pag. 487-490. 1992

DIDIER, J., LAMEYRE, J. Les granites du Massif Central Français. Etude comparée des leucogranites et granodiorites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. Vol: 24, pag. 219-238. 1969.

DRENTH, B.J., KELLER, G.R. New gravity and magnetic maps of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado. **EOS Transaction**, American Geophysical Union 85 (F623). 2004.

EBY, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. **Geology**. Vol: 20, pag. 641-644. 1992

EBY, N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. **Lithos**. Vol: 26. Pag. 115-134. 1990

FLORISBAL, L.M. **Petrogênese de granitos sintectônicos em ambiente pós-colisional do Escudo Catarinense**: Estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elemental e isotópica Sr-Nd-Pb e geocronologia U-Pb em zircão. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2011. 153 p.

FLORISBAL, L.M.; JANASI, V.A.; BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S.; CONCEIÇÃO, R.V. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. **Precambrian Research**, v. 175 (1), p. 135-148, 2009.

FLORISBAL, L.M.; JANASI, V.A.; BITENCOURT, M.F.; HEAMAN, L.M. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Hercino Shear Zone. **Precambrian Research**. Vol: 216- 219, pag 132-151. 2012.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. **XXXI Congresso Brasileiro de Geologia**, SBG, Camboriú, SC. V. 5, p. 2879-2892, 1980.

FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. **Journal of Petrology** Vol: 42, pag 2033-2048. 2001

FROST, C. D., FROST, R. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection. **Geology**. Vol: 25 (7). Pag. 647-650. 1997

GLAZNER, A. F., BARTLEY, J. M., COLEMAN, D. S., GRAY, W., TAYLOR, R. Z. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? **GSA today**. Vol: 14 (4-5). 08 p. 2004

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: **Collision Tectonics: Geological Society of America Special Papers**, 19, pag 115-158. 1986

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira Fold Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, Vol 5(4), pag 257-266. 1975.

HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A. C., CAMPOS NETO, M. C., SILVA. L. C., TROUW, R. A. J., JANASI, V. A. **Província Mantiqueira**. Em: Geologia do Continente Sul-Americano. MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITONEVES, B.B. (org.). 613 p. 2004

HILDRETH, W. Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric magmatism. **Journal of Geophysical Society Research**. Vol: 86 (B11). Pag. 10153-10192. 1981

JANASI, V.A.; BITENCOURT, M.F.; MARTINS, L.M.; SHAULIS, B.; STERN, R. Low- $\delta^{18}\text{O}$ shallow-level Neoproterozoic A-type granites from the Florianópolis Batholith, South Brazil. **Hutton Symposium on Granites and related rocks**, Florianópolis, Brasil, 2015.

KILPATRICK, J. A., ELLIS, D. J. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**. Vol: 83, pag 155-164. 1992

LACROIX, A. Classification des roches éruptives. Nancy, **Berger-Levrault**. 1933

LAIKOVSKI, G. C. **Petrografia do Sistema Plutono-vulcânico da Suíte Cambirela no Morro dos Cavalos-SC**. (Trabalho de Graduação). Universidade Federal de Santa Catarina. 65 p. 2018

LANGE, M. B. S. **Caracterização geológica, petrográfica e litoquímica da Suíte Cambirela no sul da ilha de Santa Catarina**. (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Federal de Santa Catarina. 80 p. 2016

LE MEITRE, R.W. **Igneous Rock: A Classification and Glossary of terms - Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee On the Systematics of Igneous Rocks**. Cambridge University Press. Nova Iorque, 2002. 326 p.

LIÉGEOIS, J. P. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. **Lithos**, 45:xv-xvii, 1998.

LIPMAN, P. W. The roots of ash-flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. **Journal of Geophysical Research**. Vol: 89, pag. 8801–8841. 1984

LIPMAN, P. W. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. **Geosphere**. Vol: 3 (1), pag. 1–29. 2007

LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites. In: **Annual Meetings of the Geological Society of America and Associates Societies**. Vol: 11, pag. 468. 1979.

LUNDSTROM, C. C., GLAZNER, A. F. Silicic Magmatism and the Volcanic-Plutonic Connection. **Elements**. Vol: 12. Pag. 91-96. 2016

MARSH, B. D. On the Crystallinity, Probability of Occurrence, and Rheology of Lava and Magma. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. Vol: 78. Pag. 85-98. 1981

MILLER, C. F., MILLER, J. S. Contrasting stratified plutons exposed in tilt blocks, Eldorado Mountains, Colorado River Rift, NV, USA. **Lithos**. Vol: 61, Pag. 209–224. 2002

MILLER, D. S., SMITH, R. B. P and S velocity structure of the Yellowstone volcanic field from local earthquake and controlled source tomography. **Journal of Geophysical Research**. Vol: 104 (15), pag. 105-121. 1999.

NARDI, L. V. S. Granitóides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitóides. **Pesquisa em Geociências**. Vol: 43 (1), pag. 85-99. 2016

NARDI, L. V. S., BITENCOURT, M. F. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. **The Canadian Mineralogy**. Vol: 47. Pag 1287-1298. 2009

NARDI, L. V. S., BONIN, B. Post-orogenic and nonorogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, southern Brasil. A case study. **Chemical Geology**. Vol: 92, pag. 197-212. 1991.

NARDI, L. V. S., BITENCOURT, M. F. Magmatismo granítico e evolução crustal do sul do Brasil. **50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições.** Roberto Iannuzzi & José Carlos Frantz (ed.). Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, Porto Alegre, 2007, 125-141.

OYHANTÇABAL, P., SIEGESMUND, S., WEMMER, K. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. **International Journal of Earth Sciences.** Vol: 100, pag. 201-220. 2011

PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S. . Análise dos petrotramas de eixos-c de quartzo: Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC). **Boletim IG-USP. Série Científica.** Vol: 26, p. 99-113, 1995.

PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S., REATH, I. M., CAMPOS NETO, M. C. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. **Gondwana Research**, v. 17, pag. 688-703, 2010.

PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; SIGA, O.; NETO, M.D.C.C. 2011. Heterogeneity in syn-tectonic granitoids emplaced in a major shear zone, Southern Brazil. **Jornal of South America Earth Sciences**, v. 32 (4), p. 369-378, 2011.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Vol: 25, pag 956-982. 1984.

PERUCHI, F.M. **Evolução espaço-tempo do Granodiorito Estaleiro, região de Porto Belo, SC.** Trabalho de Conclusão de Curso. Curso de Graduação em Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 2016. 81 p.

PETFORD, N., CRUDEN, A.R., MSCAFFREY, K. J. W., VIGNERESSE, J. L. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. **Nature.** Vol: 408. Pag. 669-673. 2000

PETFORD, N., KERR, R. C., LISTER, J. R. Dike transport of granitoid magmas. **Geology.** Vol: 21. Pag. 845-848. 1993

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE JUNIOR, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 1, p.83-104, 2016.

PITCHER, W.S. **Granite type and tectonic environment**. Em: Mountain building processes, KENETH, J. (ed.). Academia Press. London, cap. I, pag. 19-40. 1983

PITCHER, W.S. **The Nature and Origin of Granite**. Segunda Edição. Springer-Science Business Media. 1997. 387p.

RAMOS, R. C., KOESTER, E., TRIBOLI, D. V., PORCHES, C.C., GEZATT, J. N., SILVEIRA, R. L. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. **Journal of South American Earth Sciences**. Vol: 86, pag. 38-53. 2018

READ, H.H. **The Granite Controversy**. **Thomas Murby and Co**, London. 430 pp. 1957

ROLLINSON, H.R. **Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretations**. Ed. Longman. Essex, 1993. 352 p.

SANTOS, E. A. **Petrologia e Faciologia da Sequência Vulcânica Ácida Cambirela, Batólito Florianópolis - SC**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2019. 97 p.

SHAND, S.J. **The eruptive rocks: 2º edição**, John Wiley, Nova Iorque. 1943. 444 p.

SHELLNUT, J. G., WANG, C. Y., ZHOU, M. F., YANG, Y. Zircon Lu-Hf isotopic compositions of metaluminous and peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province (SW China): constraints on the mantle source. **Journal of Asian Earth Sciences**. Vol:35, pag. 45-55. 2009

SILVA, L. C., **Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-africano**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1999.

SILVA, L. C.; DIAS, A. A. Os segmentos meridiano e setentrional do Escudo Catarinense. **Acta Geológica Leopoldensia**. São Leopoldo, RS, v. 5, n. 10, p. 3-120, 1981.

SILVA, L.C. & BORTOLUZZI, C.A. **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de Santa Catarina – E 1:500.000.** 216 p. 1987.

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

SMITH, I.E.M.; CHAPPELL, B.W.; WARD, G.K.; FREEMAN, R.S. Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the Southwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters.* Vol: 37, pag. 230-236. 1977.

SMITH, R. L. Ash flows. **Geological Society of America Bulletin.** Vol: 71, pag. 795-842. 1960

SNELLING, A. A., WOODMORAPPE, J. The cooling of Thick Igneous Bodies on a Young Earth. **Proceedings of the fourth international conference on Creationism.** WALSH, R. E. (ed.). pag. 527-545. 1998

STRECKEISEN, A. Classification and nomenclature of igneous rocks (Final Report of an Inquiry). *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen.* Vol.107, p.144–214. 1967

STRECKEISEN, A. To each plutonick rocks its proper name. **Earth Science. Review.** Vol: 12(1), pag 1-33. 1976.

SYLVESTER, P.J. Post-collisional alkaline granites. **Journal of Geology,** v.97, p.261-280. 1989.

TEIXEIRA. C. A. S. Relatório Preliminar da Geologia das Quadrículas de Braço do Norte e Morro da Fumaça, 1:50.000. Porto Alegre. **Relatório interno DNPM,** 1969.

TOMAZZOLI, E. R. & PELLERIN, J. R. M. Unidades do Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina: as rochas. **Revista Geosul,** v. 30 (60), 2015.

TRAININI, D.R.; DIAS, A.A.; KREBS, A.S.J.; SOUZA, E.C.; CAPELETTI, I.; TONIOLO, J.A.; SILVA, L.C. & SILVA, M.A.S. **Projeto Vidal Ramos-Biguaçu.** Convênio DNPM/CPRM. (Relatório Interno). Porto Alegre, 1978. 303p.

UFRGS. **Mapeamento Geológico de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC.** Porto Alegre, 1999. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Escala 1:25.000.

WHALLEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPEL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**. Vol: 95, pag. 407-419. 1987

White, A.J.R. and Chappell, B.W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, **Southeastern Australia. Geol. Soc. Am. Mem.**, 159: 21-34.1983.

WHITE, A.J.R. Sources of Granite Magmas. In: **Geological Society of America. Abstracts with Programs**. Vol: 11, pag. 539. 1979

ZANINI, L.F.P.; BRANCO, P.M.; CAMOZZATO, E. & RAMGRAB, G.E. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folhas Florianópolis (SH.22-Z-D-V) e Lagoa (SH.22-Z-D-VI), Escala 1:100,000.** CPRM, Brasília, 1997. 252p.

**APÊNDICE A – Relação de pontos e coordenadas, lâminas produzidas e análises
geoquímicas realizadas**

Ponto	Coordenada X (UTM)	Coordenada Y (UTM)	Litologia	Fácies	Lâmina Petrográfica	Análise Geoquímica
PTB-001	727162	6909918	Granito/Riolito	Equigranular	X	X
PTB-002	-	-	-	-	-	-
PTB-003	726258	6908897	Granito	Equigranular	X	X
PTB-004	727276	6906934	Granito	Equigranular	X	X
PTB-005	726571	6907148	Granito	Porfírica	X	X
PTB-006	726137	6907035	Granito	Equigranular	-	-
PTB-007	726606	6904954	Granito	Inequigranular	X	X
PTB-008	721657	6906557	Granito	Inequigranular	X	X
PTB-009	722358	6906117	Granito	Equigranular	X	-
PTB-010	723605	6905423	Granito	Porfírica	X	X
PTB-011	722441	6907021	Granito	Equigranular	X	X
PTB-012	721912	6905483	Granito	Equigranular	X	X
PTB-013	719455	6905039	Granito	Equigranular	X	-
PTB-014	720362	6904934	Granito	Equigranular	X	X
PGB-1043	729409	6921954	Granito	Equigranular	X	X
PGB-1158	733559	6119964	Granito	Equigranular	X	X
PGB-2085	724122	6912867	Granito	Porfírica	X	X
PGB-3054	719260	6906757	Granito	Equigranular	X	X
PPL-3118	731029	6902623	Granito	Equigranular	X	X

APÊNDICE B – Dados geoquímicos do Granito Serra do Tabuleiro. As amostras com a sigla PGB e PPL são provenientes dos trabalhos de mapeamento geológico realizados por UFRGS (1999) e UFSC (2018), respectivamente

Amostra		PGB-1043A	PGB-1158	PGB-2085	PGB-3054	PPL-3118A	PTB-001A	PTB-001B	PTB-003A	PTB-004A	PTB-005A	PTB-007A	PTB-008A	PTB-010A	PTB-011A	PTB-012A	PTB-014A
Litofácies		Eq	Eq	Pf	Eq	Eq	Eq	Eq	Eq	Eq	Pf	InEq	InEq	Pf	Eq	Eq	Eq
Elemento	Un.																
SiO ₂	%	76,85	78,5	75,5	75,4	76,7	79	75,5	78	76,1	77,3	78,8	77,2	73,4	78,7	76,4	74,3
Al ₂ O ₃	%	12,18	11,2	12,6	13,4	12,5	10,9	12,6	11,2	12,4	12	10,8	12,3	13,1	10,9	13	12,6
Fe ₂ O ₃	%	0,96	0,91	1,47	0,47	0,73	1,08	1,64	1,27	1,34	1,08	1,35	0,8	2,45	1,26	0,6	1,96
MgO	%	0,02	0,03	0,06	0,07	0,01	0,05	<0,01	0,06	<0,01	0,04	0,06	0,02	0,05	0,06	0,02	0,46
CaO	%	0,64	0,69	0,51	0,5	0,52	0,57	0,66	0,59	0,33	0,51	0,58	0,3	0,92	0,69	0,22	1,42
Na ₂ O	%	3,37	3,27	2,99	3,3	4,04	2,72	3,35	2,79	3,27	2,9	2,77	3,48	3,08	2,81	3,76	2,41
K ₂ O	%	4,94	4,28	5,32	5,47	4,38	4,87	5,35	4,68	5,32	5,29	4,78	4,76	5,62	4,71	5,12	5,26
TiO ₂	%	0,05	0,05	0,13	0,09	0,03	0,09	0,09	0,11	0,08	0,09	0,11	0,03	0,2	0,09	0,03	0,29
P ₂ O ₅	%	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,06
MnO	%	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0	0	0	0	0	0,03	0	<0,002	0,01	<0,002	<0,002	<0,002	0	<0,002	<0,002
Ba	ppm	108	92	118	43	38	105	128	145	129	70	97	55	764	194	53	747
Ni	ppm	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	ppm	2	3	3	1	<1	2	2	3	1	2	2	4	5	3	3	6
LOI	%	0,9	1	1,2	1,2	1	0,6	0,6	1,1	1	0,7	0,6	1	0,9	0,6	0,8	1
Sum	%	99,94	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,8	99,9	99,9	99,9	100	99,9	99,9	100	99,9
Be	ppm	<1	2	4	3	3	3	2	3	<1	3	16	4	1	5	2	1
Co	ppm	0,3	0,2	0,5	0,3	<0,2	0,4	0,6	0,6	<0,2	0,5	0,5	<0,2	0,4	0,5	<0,2	2,6
Cs	ppm	5,5	4,3	4,8	5,4	4,7	2,4	3,6	2,8	5,3	2,4	8,9	5,5	3,7	7	1,6	3,9
Ga	ppm	16,2	15,6	18,9	20	25,8	15,8	18,3	15,6	19,5	18,1	16,4	15,1	18,4	16,4	13,4	12,8
Hf	ppm	4	5	6,5	6,8	16,2	5,7	6,9	5,6	7	5,4	6,8	3,5	9,4	5,2	2,6	4
Nb	ppm	13,3	13,6	16,4	20,1	52,5	14,9	18,7	18,1	20,1	18	16,8	13,3	15,3	12,4	8,7	9,7
Rb	ppm	224	214	320	404	539	294	238	245	268	349	298	252	215	246	227	182
Sn	ppm	4	4	7	7	18	7	4	6	10	6	8	5	2	5	3	3
Sr	ppm	13	12,1	19,5	11,9	6,6	15,9	9,1	24,1	8,5	12,2	14,7	7,3	51,6	24	7,7	98,1
Ta	ppm	0,9	1,1	1,3	2,4	5,1	1,8	1,5	1,8	1,4	2,6	1,9	1,3	1	1,3	1	1,2
Th	ppm	20,3	20	39,7	52,6	54	34,3	21,1	27,9	15,1	33,5	50	31,8	15,8	27,7	19,5	18,9

**APÊNDICE C – Valores e razões de elementos traço normalizados pelo condrito
(Boynton, 1984)**

Amostra	PGB-1043A	PGB-1158	PGB-2085	PGB-3054	PPL-3118A	PTB-001A	PTB-001B	PTB-003A	PTB-004A	PTB-005A	PTB-007A	PTB-008A	PTB-010A	PTB-011A	PTB-012A	PTB-014A
Litofácies	Eq	Eq	Pf	Eq	Eq	Eq	Eq	Eq	Eq	Pf	InEq	InEq	Pf	Eq	Eq	Eq
LaN	60.00	48.39	385.48	181.94	41.94	139.03	159.68	639.03	66.77	174.52	174.52	14.84	169.03	172.58	6.13	159.68
CeN	51.86	45.67	294.80	157.92	41.83	117.45	129.83	368.94	49.50	137.13	141.46	56.06	130.07	144.18	35.02	132.92
PrN	48.52	40.33	250.41	130.41	40.49	90.66	103.11	430.57	39.59	109.92	110.41	13.20	105.74	117.87	5.49	92.46
NdN	39.50	34.33	180.67	101.83	34.00	68.50	77.67	340.83	30.67	82.50	83.83	11.67	84.67	91.83	4.33	66.83
PmN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SmN	35.33	31.54	110.87	71.74	38.87	46.82	51.74	232.72	18.72	57.64	54.92	13.13	46.77	63.33	4.87	35.03
EuN	3.40	2.86	10.75	4.63	0.82	4.49	8.84	35.10	6.12	4.90	4.08	1.50	21.36	6.80	0.68	12.11
GdN	30.04	29.19	71.78	52.97	36.02	33.90	36.25	164.02	14.05	50.00	42.66	12.51	27.49	46.95	4.79	20.23
TbN	27.64	27.85	59.70	45.78	39.66	33.33	31.86	137.76	12.66	49.79	41.35	13.71	21.73	43.88	5.70	16.88
DyN	25.00	25.12	50.00	36.71	40.43	29.75	28.14	108.79	12.58	49.01	37.95	13.57	17.02	39.60	6.12	13.45
HoN	22.42	24.23	44.43	32.59	43.04	28.13	25.49	93.87	12.40	48.75	37.19	13.37	15.88	37.47	6.27	11.84
ErN	22.76	25.67	42.48	35.57	49.24	30.00	25.90	84.14	13.52	53.71	39.05	14.76	16.76	37.19	7.81	11.33
TmN	22.22	25.62	39.20	35.19	56.48	28.70	23.46	73.46	13.89	53.09	37.96	14.81	16.98	35.80	8.02	10.49
YbN	21.48	24.26	37.99	37.37	64.59	29.38	22.82	71.29	14.74	54.26	37.61	15.26	17.27	35.50	8.13	10.57
LuN	22.05	24.53	35.71	36.96	66.46	28.88	22.36	67.08	15.53	53.73	37.58	14.60	17.70	32.92	8.70	9.94
Eu/Eu*	0.10	0.09	0.12	0.08	0.02	0.11	0.20	0.18	0.38	0.09	0.08	0.12	0.60	0.12	0.14	0.45
LaN/YbN	2.79	1.99	10.15	4.87	0.65	4.73	7.00	8.96	4.53	3.22	4.64	0.97	9.79	4.86	0.75	15.10
LaN/SmN	1.70	1.53	3.48	2.54	1.08	2.97	3.09	2.75	3.57	3.03	3.18	1.13	3.61	2.72	1.26	4.56
CeN/YbN	2.41	1.88	7.76	4.23	0.65	4.00	5.69	5.18	3.36	2.53	3.76	3.67	7.53	4.06	4.31	12.57

CeN/SmN	1.47	1.45	2.66	2.20	1.08	2.51	2.51	1.59	2.64	2.38	2.58	4.27	2.78	2.28	7.19	3.79
EuN/YbN	0.16	0.12	0.28	0.12	0.01	0.15	0.39	0.49	0.42	0.09	0.11	0.10	1.24	0.19	0.08	1.15
and Sigma	126	114	579	323	134	235	257	929	104	300	289	77	254	299	42	232
Σ	567.5	531.2	2217.7	1298.6	732.2	959.3	1023.8	3795.8	439.7	1290.3	1184.5	310.8	988.9	1219.6	168	873.8

**APÊNDICE D – Dados geoquímicos dos Ignimbritos da Suíte Plutono-vulcânica
Cambirela**

Amostra		MC-015	MC-014	MC-011	MC-017	MC-002	MC-016	MC-006A	MB-011c	MB-05a	MB-04a	MB-07a	MB-01b	MC-006B	MC-005	MC-007	MB-03a	MC-008	
Elemento	Un.																		
SiO ₂	%	73,1	73,3	73,9	74,4	75,0	75,0	75,6	75,7	75,7	76,0	76,5	77,1	76,1	75,8	76,1	76,9	77,0	
Al ₂ O ₃	%	13,1	13,4	13,3	12,7	12,6	12,5	12,6	12,4	12,5	11,9	12,5	12,1	12,5	12,4	12,1	12,1	12,4	
Fe ₂ O ₃	%	2,4	2,2	2,0	2,2	2,0	2,0	1,8	1,9	1,7	1,5	1,3	1,4	1,5	1,7	2,0	1,4	1,7	
MgO	%	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	
CaO	%	1,1	0,9	0,9	1,0	1,2	0,8	0,7	0,4	0,5	0,6	0,5	0,3	0,5	0,7	0,8	0,2	0,6	
Na ₂ O	%	3,4	3,4	3,0	3,0	2,5	2,9	2,8	2,2	3,3	3,2	3,5	3,1	3,5	3,2	2,9	2,8	1,5	
K ₂ O	%	5,4	5,5	5,9	5,4	5,3	5,3	5,7	5,7	4,7	5,0	4,6	5,3	5,1	5,3	5,2	5,4	5,4	
TiO ₂	%	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
P ₂ O ₅	%	0,0	0,0	<0,01	0,0	0,0	0,0	<0,01	0,0	0,0		0,0		<0,01	0,0	0,0	0,0	<0,01	
MnO	%	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
LOI	%	0,9	0,9	0,6	0,8	0,9	0,9	0,5	1,3	1,2	1,5	0,9	0,6	0,6	0,5	0,6	0,9	1,1	
Ba	ppm	664,0	506,0	405,0	502,0	299,0	504,0	241,0	409,0	341,0	136,0	221,0	227,0	121,0	297,0	196,0	169,0	182,0	
Co	ppm	1,1	1,3	0,9	1,4	0,9	1,2	1,1	0,3	0,2		0,3	0,2	0,5	0,8	1,0		0,6	
Cs	ppm	6,9	9,4	11,1	9,6	9,0	7,8	6,5	2,5	2,2	3,4	3,1	3,5	3,0	1,8	1,9	3,0	8,6	
Ga	ppm	16,2	16,1	17,5	16,0	15,8	17,4	15,7	16,5	16,7	17,1	18,9	16,1	17,1	16,3	16,3	17,7	16,4	
Hf	ppm	9,3	8,1	8,0	7,5	7,1	7,5	6,5	8,0	7,8	6,6	6,4	7,0	5,8	6,7	7,3	6,6	6,6	
Nb	ppm	11,5	15,3	12,9	13,4	12,5	15,1	12,1	14,8	16,2	13,3	18,8	13,2	17,6	13,4	11,9	14,3	13,2	
Rb	ppm	137,9	209,2	207,2	172,6	190,2	210,8	181,7	194,8	186,9	202,9	239,4	192,0	266,0	192,2	160,7	220,7	240,0	
Sr	ppm	47,2	41,7	26,2	34,8	28,1	36,8	21,4	22,6	21,9	12,2	15,1	16,1	14,0	26,3	16,6	12,0	12,9	
Ta	ppm	0,6	1,0	0,9	0,9	0,8	1,1	0,9	1,0	1,4	1,2	1,7	1,0	1,8	1,1	0,9	1,1	1,2	
Th	ppm	19,0	22,3	21,9	20,4	22,4	22,1	20,4	21,2	23,5	23,8	26,9	23,1	29,6	20,6	20,4	21,1	23,5	
U	ppm	3,6	5,3	4,1	4,1	5,0	5,2	3,9	4,6	5,5	4,0	7,8	4,0	7,7	5,5	3,5	3,9	3,9	

Zr	ppm	346,5	293,6	288,1	271,3	250,7	244,9	224,6	303,1	274,9	186,9	178,1	242,5	165,9	217,4	252,5	212,3	190,2
Y	ppm	35,1	48,0	38,3	36,8	38,8	43,9	36,6	48,8	49,1	38,4	53,1	46,9	58,1	46,6	42,9	25,6	69,7
La	ppm	128,1	103,0	104,9	102,0	99,7	81,6	88,6	84,3	63,5	58,0	36,2	122,6	37,5	95,1	124,7	29,5	126,1
Ce	ppm	236,0	196,5	200,1	191,4	193,2	154,7	173,0	162,2	116,9	112,0	70,4	218,4	83,9	170,4	236,2	81,4	230,1
Nd	ppm	86,8	76,9	75,0	73,9	73,2	61,6	67,0	66,2	50,7	46,9	35,5	84,0	42,9	70,0	89,9	25,5	93,3
Sm	ppm	12,3	12,2	11,9	11,3	11,9	10,7	11,0	11,9	10,1	9,2	8,3	13,5	10,3	11,7	14,7	4,9	16,6
Eu	ppm	1,3	1,1	0,9	0,9	0,8	0,9	0,7	1,2	0,9	0,5	0,5	1,0	0,5	0,7	0,8	0,3	0,8
Gd	ppm	9,0	10,5	9,9	8,5	9,7	9,1	8,7	10,2	9,6	7,8	8,7	11,3	10,5	10,2	11,7	4,2	14,7
Dy	ppm	6,7	8,5	7,5	7,0	7,5	7,9	7,3	9,0	8,7	7,2	9,1	8,4	10,1	8,3	9,0	4,3	12,1
Ho	ppm	1,3	1,7	1,4	1,4	1,4	1,6	1,4	1,7	1,7	1,4	1,9	1,6	2,1	1,7	1,7	0,9	2,4
Er	ppm	3,6	5,2	4,2	3,9	4,2	4,8	3,9	4,6	4,6	4,2	5,2	4,2	6,1	4,7	4,8	2,8	6,7
Yb	ppm	3,7	4,6	3,6	3,7	4,0	4,6	3,8	4,3	4,3	3,9	5,3	4,0	5,7	4,8	4,5	3,3	5,4
Lu	ppm	0,5	0,7	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,8	0,6	0,9	0,7	0,6	0,5	0,8

ANEXO A – Mapa geológico da região de Garopaba/Paulo Lopes (modificado de UFRGS, 1999) e localização das amostras coletadas em campo

