

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROGRAFIA DO SISTEMA PLUTONO-VULCÂNICO DA SUÍTE CAMBIRELA
NO MORRO DOS CAVALOS – SC**

Gelce Camila Laikovski

Trabalho de Conclusão de Curso submetido a banca examinadora para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Florianópolis

2018

Laikovski, Gelce Camila

Petrografia do sistema plutono-vulcânico da Suíte Cambirela no Morro dos Cavalos - SC / Gelce Camila Laikovski ; orientador, Breno Leitão Waichel, 2018. 65 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Graduação em Geologia, Florianópolis, 2018.

Inclui referências.


1. Geologia. 2. Suíte Cambirela. 3. Sistema plutono vulcânico raso. 4. Ignimbrito Cambirela. 5. Batólito Florianópolis. I. Waichel, Breno Leitão. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. III. Título.

Gelce Camila Laikovski

**PETROGRAFIA DO SISTEMA PLUTONO-VULCÂNICO DA SUÍTE
CAMBIRELA NO MORRO DOS CAVALOS - 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 Coordenador do Curso de Geologia.

Florianópolis, 23 de novembro de 2018.




Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:

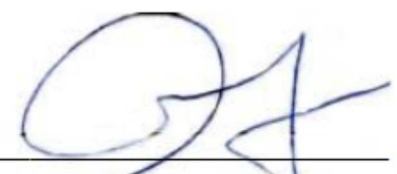


Prof. Dr. Breno Leitão Waichel
Orientador

Universidade Federal de Santa Catarina



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



Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dedico este trabalho aos meus pais, minha base,
e à todas as mulheres na ciência, minha inspiração diária.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho leva minha autoria, mas há muito mais pessoas por trás dessas páginas.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer à minha família, eu espero conseguir retornar o amor e dedicação que recebo diariamente de vocês. Minhas irmãs, minhas confidentes e grandes amigas, minhas sobrinhas, minha esperança num futuro melhor, meus pais, meu refúgio e minha base de tudo. E a parte canina da família também, em especial a Gaia, minha família nada tradicional brasileira! O amor puro e incondicional que tenho ao meu lado.

Aos meus professores, cada um marcou de alguma forma minha caminhada, não só acadêmica, mas de vida. Desde o jardim de infância, a alfabetização, a descoberta dos gostos dentro da ciência, a inspiração que muitos me trouxeram. Vocês são, sem dúvidas, os heróis que mais admiro. Obrigada por tudo! Preciso citar em especial, a professora Ursula, que acreditou em mim quando nem eu mais acreditava, lá naquela fase difícil chamada adolescência. Você me ensinou matemática com maestria, e me ensinou também que fases ruins todos temos, mas que a capacidade está ali, perseverança e dedicação nos levam longe.

Agradeço também as pessoas que tornaram minha caminhada mais leve e que me apoiaram nesses anos: Mari e Nara, meu trio do ensino fundamental para a vida. Aos amigos do meu 'quase curso', psicologia: Júlia, Gus e o bonde da Cintiola! As amigas-irmãs do intercâmbio, aos colegas de Brighton (PL always!), e aos amores que conheci na geologia, Bela, Marci, Gabi, Manu, Carol, Klock, Helena, e, claro, Laura. Laura, que me foi uma grande irmã! Com quem eu fiz a 'graduação em dupla', e que estive ao meu lado nos altos e baixos desses últimos sete anos.

A todos, enfim, que de alguma forma contribuíram nessa jornada, meu muito obrigada. Este trabalho é também de vocês!

“I had a blank canvas to fill with extraordinary possibilities, a fascinating jigsaw puzzle to piece together (...) It was a once-in-a-lifetime — a once-in-the-history-of-the-world — opportunity for anyone, but especially for a woman in the 1940’s.”

(Marie Tharp, geóloga autora do primeiro mapa-múndi do assoalho oceânico)

RESUMO

O Batólito Florianópolis comporta um conjunto de rochas magmáticas Neoproterozóicas, dispostas em direção NE na porção norte do Cinturão Dom Feliciano, e tem sua gênese associada à tectônica transcorrente de ambiente pós-colisional do final do Ciclo Brasileiro. Neste contexto, encontra-se a Suíte Cambirela, como estágio final de atividade magmática do Batólito, composta por rochas ácidas plutônicas, hipabissais e vulcânicas. A Suíte é formada pelas unidades Granito Ilha, Granito Itacorumbi e Riolito Cambirela, bem como por rochas hipabissais com características intermediárias entre os termos plutônicos e vulcânicos. O Granito Ilha é composto por monzo a sienogranitos, com textura alotriomórfica equigranular média a grossa, e é subdividido em fácies leucocrática e biotítica, de acordo com o teor de agregados máficos, representados principalmente por biotita. O Granito Itacorumbi tem composição análoga, apresenta textura porfirítica e expressiva presença de enclaves máficos grossos, característica diagnóstica desta rocha. O Riolito Cambirela é formado por rochas efusivas e piroclásticas, representadas por ignimbritos, comumente com feições *lava-like* e reoignimbritos, apresentando fiammes soldados em textura eutaxítica. É comum de sistemas plutono-vulcânicos rasos a presença de rochas graníticas, hipabissais e vulcânicas síncronas, bem como, com magmas mais ácidos, expressiva presença de ignimbritos, cujo grau de cristalinidade e tramas texturais possibilitam a identificação de sua gênese.

Palavras-chave: Suíte Cambirela; Sistema plutono-vulcânico raso; Ignimbrito Cambirela; Batólito Florianópolis; magmatismo pós-colisional.

ABSTRACT

Florianópolis Batholith is formed of a set of Neoproterozoic magmatic rocks, disposed on a NE direction, on the North part of the Dom Feliciano Belt, and its formation comes from a transcurrent tectonic regime in a post-collisional environment at the end of the Brasiliano cycle. In this context, there is the Cambirela Suite, as the final stage of activity of the Batholith, composed of plutonic, hypabyssal and volcanic acidic rocks. The Suite is formed of the Ilha Granite, Itacorumbi Granite and Cambirela Rhyolite units, as well as of hypabyssal rocks with intermediate characteristics between the plutonic and volcanic facies. Ilha Granite is composed of monzo to syenogranites, with allotiomorphic equigranular medium to coarse texture, and it is subdivided into leucocratic and biotitic facies, according to its rate of mafic aggregates, represented mainly by biotite. The Itacorumbi Granite has a similar composition, with porphyritic texture and expressive amounts of coarse mafic aggregates, a diagnostic feature of this rock. The Cambirela Rhyolite is formed of effusive and pyroclastic rocks, lava-like and rheomorphic ignimbrites, showing welded fiammes in a eutaxitic texture. It is common of plutono-volcanic shallow level systems the presence of synchronous granitic, hypabyssal and volcanic rocks, as well as, in acidic magmas, expressive presence of ignimbrites, whose crystallinity grade and texture can help identify its genesis.

Keywords: Cambirela Suite; Shallow-level plutono-volcanic system; Cambirela Ignimbrite; Florianópolis Batholith; post-collisional magmatism.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo.	17
Figura 2: Modelo de sistema plutono-vulcânico raso. (Modificado de Bachmann e Bergantz, 2008).	19
Figura 3: Esquematisação dos três tipos mais comuns de depósitos piroclásticos (modificado de Bachmann e Bergantz, 2008).	20
Figura 4: Modelo de evolução de um mush. (A) baixa cristalinidade (<45% vol. de cristais): cristais mantidos em suspensão por correntes de convecção. (B) média cristalinidade (~45-60% vol. de cristais): a separação do líquido começa a acontecer, devido a permeabilidade e falta de corrente de convecção. (C) alta cristalinidade (>60% vol. de cristais): o líquido não consegue mais ser separado devido à baixa permeabilidade. (Extraído de Bachmann e Bergantz, 2008).....	21
Figura 5: Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (extraído de Sommer et al., 2003).	23
Figura 6: Classificação de cinzas e tufos conforme a composição dos piroclastos (extraído de Sommer et al., 2003).....	23
Figura 7: Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai (a) Batólito Florianópolis (SC), Pelotas (RS) e Aiguá (Uruguai); (b) principais unidades geológicas e traços tectônicos do Escudo Catarinense, com indicação da área estudada (modificado de Bitencourt et al., 2008).....	26
Figura 8: Mapa geológico da área de estudo, mostrando a distribuição espacial da Suíte Cambirela; em detalhe, Morro dos Cavalos. (Modificado de Bitencourt et al., 2008).....	29
Figura 9: Perfis e pontos de campo estudados na região do Morro dos Cavalos (modificado de Bitencourt et al., 2006).....	36
Figura 10: Afloramento de Granito Ilha fácies biotítica na Praia de Pedras Grandes (PSC 01): a) afloramento do Granito Ilha em blocos e lajeados na Praia de Pedras Grandes, b) granito com granulação grossa e textura hipidiomórfica, com clots de biotita em coloração mais escura, comum do Granito Ilha fácies biotítica.	37
Figura 11: Rocha vulcânica porfirítica, com fragmento arredondado de Granito Ilha com contato difuso com a encaixante.	38
Figura 12: Aspectos texturais do Granito Itacorumbi a) amostra de textura porfirítica com megacristais de plagioclásio. Sua coloração escura se deve a grande quantidade de pequenos enclaves microgranulares máficos, b) presença de xenocristais de feldspato do granito dentro dos enclaves máficos (evidenciado em vermelho).	38
Figura 13: Aspectos mesoscópicos das brechas vulcânicas: a) Fragmentos de rocha porfirítica leucocrática de tamanhos variados selados por material similar a uma rocha vulcânica ácida, b) detalhe da foto anterior ilustrando o contato definido entre o fragmento lítico e a matriz, c) fragmento de rocha granítica similar ao Granito Itacorumbi de contatos difusos mostrando assimilação parcial, d) fragmento do Granito Ilha leucocrático de textura grossa e contato nítido, e fragmentos líticos básicos.	40

Figura 14: Aspectos mesoscópicos das brechas vulcânicas e detalhes dos fragmentos líticos: a) fragmento lítico do Granito Ilha fácies biotítica de contatos nítidos, b) assimilação de fragmentos do Granito Ilha pelo material que constitui a matriz da brecha, c) corte das amostras de brecha ilustrando a diversidade de tamanhos e formas dos fragmentos líticos, d) contato de fragmento maior do Granito Ilha com matriz da brecha e pequenos fragmentos esparsos na matriz. 41

Figura 15: Feições mesoscópicas dos ignimbritos: a) Ignimbrito fortemente soldado com fragmentos líticos de contatos difusos com o material da matriz, b) fragmentos angulosos de rocha básica com contato abrupto com o ignimbrito, c) fragmento anguloso de granito de granulação grossa (indicado) com contato abrupto com o ignimbrito, d) amostra serrada de ignimbrito fortemente soldado mostrando a presença de fiammes (faixas escuras indicadas nas setas vermelhas). 42

Figura 16: Feições texturais e estruturais dos ignimbritos do Morro dos Cavalos, Setor 2: a) fragmento de granito e enclave máfico da rocha vulcânica bandada, b) erosão diferencial evidenciando o bandamento da rocha. 43

Figura 17: Variações texturais e feições estruturais dos ignimbritos do Morro dos Cavalos, Setor 2: a) ignimbrito com baixa carga de cristais, b) ignimbrito com carga mais alta de cristais, c) fiammes definindo um bandamento, d) fragmentos de aplito no ignimbrito, e) fragmentos de granito com contato difuso no ignimbrito, f) microgranito intrusivo na ilha de ignimbritos. 44

Figura 18: Aspectos petrográficos do Granito Ilha. a) e b) textura alotriomórfica de granulação média, com contatos interpenetrados entre os grãos (à esquerda, luz natural, à direita, nicóis cruzados), c) e d) cristal de plagioclásio alterado para epidoto (à esquerda, luz natural, à direita, nicóis cruzados), e) cristal de quartzo com extinção ondulante, f) clot de biotita intersticial, com alteração para clorita, em luz natural. 47

Figura 19: Aspectos petrográficos do Granito Itacorumbi; a) e b) textura alotriomórfica porfirítica com matriz de granulação média e megacristais de plagioclásio e K-feldspato (à direita, luz natural, à esquerda, nicóis cruzados); c) enclaves microgranulares máficos compostos por hornblenda, clorita e epidoto; d) ocorrência de apatita como mineral acessório; e) megacristal de plagioclásio intensamente alterado por sericitização e saussuritização; f) inclusões de cristais de quartzo e fraturas preenchidas por quartzo, em megacristal de plagioclásio. 49

Figura 20: Aspectos petrográficos das brechas vulcânicas. a) e b) brecha com matriz afanítica, partindo e englobando os fragmentos líticos (à esquerda, luz polarizada, à direita, nicóis cruzados), c) brecha rica em cristais finos, d) quartzo subédrico fraturado com contato nítido e feldspato bem sericitizado com contato difuso, e) agregados (clots) de biotita de tamanho médio em fragmento lítico, f) matriz afanítica da brecha desfragmentando rocha granítica. 51

Figura 21: Aspectos petrográficos do Ignimbrito Cambirela, fácies Lápili-tufo pobre em cristais e fragmentos líticos (LTpcl): a) cerca de 8% de cristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz tufácea fina com composição quartzo-feldspática; b) textura eutaxítica incipiente; c) cristais de quartzo facetado com extinção ondulante e K-feldspato e plagioclásio, subédricos a anédricos; d) fragmento lítico de rocha de granulação fina a média, textura alotriomórfica porfirítica e composta por quartzo, K-feldspato e plagioclásio. 53

Figura 22: Aspectos petrográficos do Ignimbrito Cambirela, fácies Lápili-tufo pobre em cristais e rico em fragmentos líticos (LTpcri): a) lápili-tufo com cerca de 15% de cristaloclastos imersos em matriz tufácea fina a muito fina e textura eutaxítica incipiente; b) fiamme recristalizado com quartzo microcristalino; c) textura eutaxítica e agregado de minerais máficos alterados; d) fragmento de rocha

granítica porfirítica alotriomórfica com granulação média a grossa composta por cristais de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita; e) fragmento de granulação fina, intensamente alterado, apresentando bordas de alteração, rico em quartzo anédrico; f) ocorrência de allanita como mineral acessório no fragmento alterado..... 55

Figura 23: Aspectos petrográficos do Ignimbrito Cambirela, fácies Lápili-tufo rico em cristais e fragmentos líticos (LTrcl): cerca de 25% de cristaloclastos compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita parcialmente alterada em meio a matriz tufácea fina com textura eutaxítica com fiammes recristalizados por quartzo e K-feldspato policristalinos (à esquerda, luz natural, à direita, nicóis cruzados); c) fragmento lítico de rocha granítica com textura hipidiomórfica e granulação média, composta por quartzo, K-feldspato e, em menor escala, plagioclásio; d) fragmento de rocha granítica hipidiomórfica equigranular, com maior teor de plagioclásio e K-feldspato e menores teores de quartzo; e) fragmento com textura aplítica, composta majoritariamente por quartzo anédrico, com menores ocorrências de K-feldspato, plagioclásio e clorita; f) fragmento de rocha vulcânica de granulação fina a muito fina, de contato difuso com a matriz, composto por quartzo, K-feldspato e biotita..... 57

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados (extraído de Sommer et al., 2003).....	22
Tabela 2: Amostragem de lâminas petrográficas analisadas, por litotipo e pontos de coleta.	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BF – Batólito Florianópolis

CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

gI – Granito Ilha

gIt – Granito Itacorumbi

IUGS – *International Union of Geological Sciences* (União Internacional das Ciências Geológicas)

rCb – Riolito Cambirela

SC – Suíte Cambirela

ZC – Zona de Cisalhamento

ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
1.1. OBJETIVOS	16
1.1.1. Objetivos Gerais	16
1.1.2. Objetivos Específicos	16
1.2. JUSTIFICATIVA.....	16
2. REVISÃO CONCEITUAL	18
2.1. SISTEMA PLUTONO-VULCÂNICO RASO.....	18
2.1.1. Caracterização e classificação dos depósitos de ignimbritos de sistemas rasos	19
2.1.2. Processos físicos e texturas em rochas graníticas e hipabissais	24
2.2.1. Suíte Cambirela	27
3. MATERIAIS E MÉTODOS	34
3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	34
3.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO	34
3.3. PETROGRAFIA	34
4. RESULTADOS	35
4.1. GEOLOGIA DO MORRO DOS CAVALOS	35
4.1.1. Setor 1	37
4.1.2. Setor 2	42
4.2. PETROGRAFIA	45
4.2.1. Granito Ilha	45
4.2.2. Granito Itacorumbi	47
4.2.3. Brechas Vulcânicas	49
4.2.4. Ignimbrito Cambirela	51
5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	58
6. CONCLUSÕES	61
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

1. INTRODUÇÃO

Sistemas plutono-vulcânicos rasos são sistemas cujo reservatório magmático encontra-se em até 15km de profundidade na crosta, e são observados através de métodos geofísicos, estudos de corpos plutônicos exumados e erupções vulcânicas em grandes volumes (BACHMANN; BERGANTZ, 2008). A ocorrência de rochas vulcânicas e plutônicas sincrônicas é típica destes sistemas, assim como de rochas hipabissais, com características texturais intermediárias entre os termos plutônicos e vulcânicos.

Neste contexto, a Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela (ZANINI *et al.*, 1997), pertencente ao Batólito Florianópolis e situada na porção leste de Santa Catarina, abrange uma série de rochas magmáticas com feições transicionais entre rochas plutônicas e vulcânicas, sugerindo que a mesma constitui um sistema plutono-vulcânico raso. Bitencourt *et al.* (2008), através de trabalho de mapeamento de UFRGS (1999) nas Folhas Imbituba e Paulo Lopes, redenomina a unidade como Suíte Cambirela, abrangendo os Granitos Ilha e Itacorumbi, unidades vulcânicas, como o Riolito Cambirela, e rochas hipabissais ácidas e básicas. Os granitos Ilha e Itacorumbi comportam monzogranitos a sienogranitos, e são diferenciados principalmente por suas texturas e composições, onde o Ilha apresenta textura alotriomórfica, equigranular média a grossa e em fácies leucogranítica e biotítica enquanto o Itacorumbi, majoritariamente na forma de hornblenda-biotita monzogranito, possui textura porfirítica de matriz fina com fenocristais de K-Feldspato, com quartzo e plagioclásio subordinados (BITENCOURT *et al.*, 2008). O Riolito Cambirela caracteriza-se por derrames, tufos, ignimbritos (TOMAZZOLI; PELLERIN, 2015) e diques riolíticos e riodacíticos (BITENCOURT *et al.*, 2008); e as Rochas Hipabissais por diques de riolito, diabásio e compostos.

Na região do Morro dos Cavalos, área do presente estudo, UFRGS (1999) relata a ocorrência de afloramentos onde se podem observar os granitos Ilha, Itacorumbi e rochas vulcânicas associadas, descritas como riolitos. Desta forma, o estudo integrado de mapeamento de detalhe entre as unidades, investigação de suas relações de contato e petrografia em uma área onde são verificadas ocorrências da maior parte das unidades da Suíte Cambirela deve trazer dados necessários para investigação destas rochas como um sistema único de geração de magmas e a investigação desta suíte como um sistema magmático raso.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivos Gerais

O presente trabalho tem como objetivo realizar um estudo integrado de mapeamento geológico em escala de detalhe e caracterização petrográfica afim de discutir a classificação genética da Suíte Cambirela e verificar suas variações litológicas e faciológicas no Morro dos Cavalos.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Investigar as rochas da Suíte Cambirela e verificar se a mesma se enquadra na classificação de um sistema magmático raso.
- Investigar o processo de geração das rochas vulcânicas e averiguar sua gênese em fluxos de lava ou piroclásticas (riolitos ou ignimbritos de alta temperatura, fortemente soldados).
- Estabelecer a relação entre as unidades plutônicas e vulcânicas estudadas.

1.2. JUSTIFICATIVA

O conhecimento geológico tem evoluído muito nos últimos anos e assim proporcionado um melhor entendimento dos diferentes ambientes tectônicos, litologias, fatores geoconômicos e de risco relacionados e evolução da história geológica de cada local.

Apesar do avanço nas pesquisas geológicas e o trabalho de mapeamento recente no Estado de Santa Catarina, são poucos os estudos de detalhes em determinadas regiões. Bitencourt *et al.* (2008) apresentaram um mapa com escala 1:50000 da região de Paulo Lopes, onde as unidades do Batólito Florianópolis são reavaliadas e discutidas em termos estratigráficos. Embora a Suíte Cambirela seja abordada neste trabalho, aspectos genéticos ou de interpretação do ambiente de geração das rochas plutônicas, vulcânicas e hipabissais que compõem esta Suíte não foram realizadas. Desta forma, um estudo de maior detalhe que foque na descrição petrográfica e aborde variações locais das unidades presentes na Suíte se faz necessário para a compreensão deste importante evento magmático do Batólito Florianópolis.

1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

Localizado na região litorânea da Grande Florianópolis, em Santa Catarina, o Morro dos Cavalos, no município de Palhoça, encontra-se a 35 km do centro de Florianópolis. A área de estudo apresenta blocos e matacões ao longo do costão e na subida do morro pela drenagem, próximo ao camping Praia Pedras Altas (FIG. 1).

Seu acesso se dá através da rodovia BR-101, acessando a Praia da Enseada de Brito, pela Rua Nossa Senhora do Rosário, e posteriormente, seguindo na Rua Vereador Hermundino da Silveira, para então chegar à Rua da Praia, na qual, ao seu final, encontra-se a Praia de Pedras Altas e o camping homônimo.

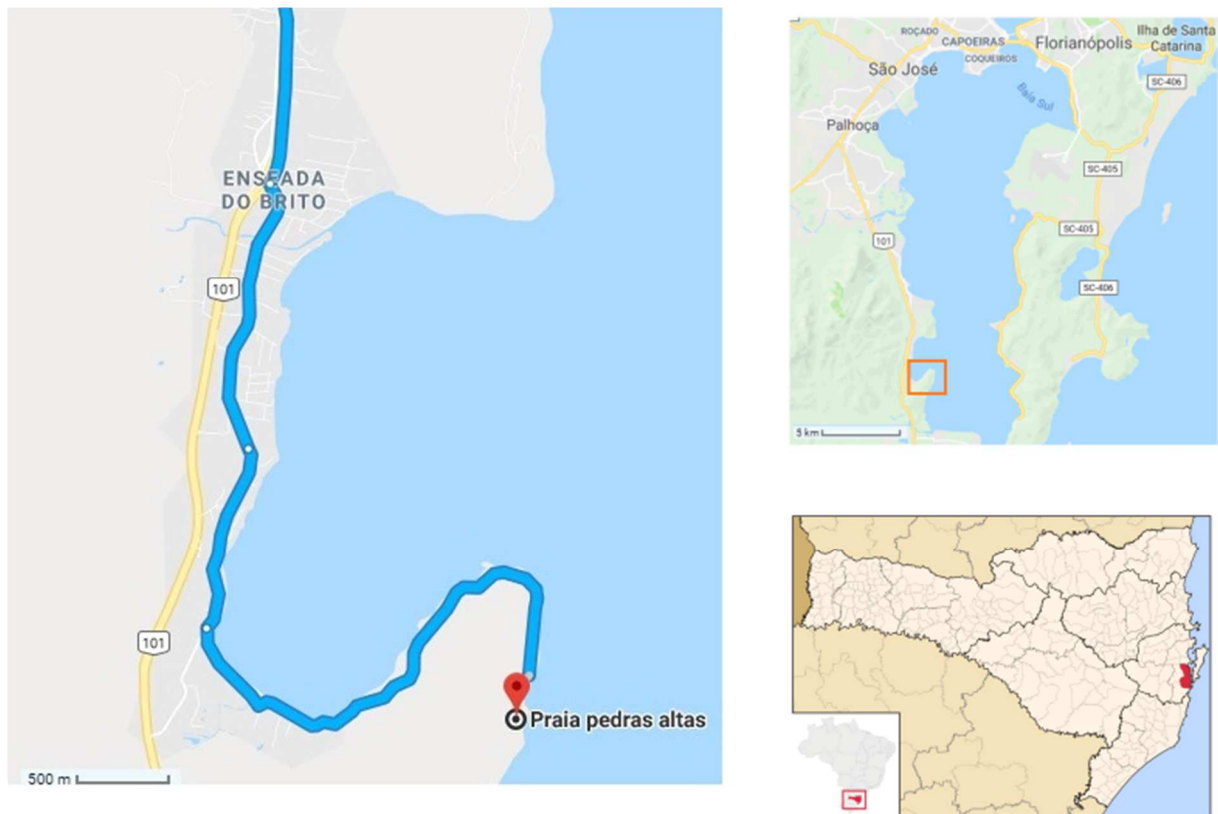


Figura 1: Localização da área de estudo.

2. REVISÃO CONCEITUAL

2.1. SISTEMA PLUTONO-VULCÂNICO RASO

Sistemas plutono-vulcânicos rasos caracterizam-se pela baixa profundidade na crosta do seu reservatório magmático ($\leq 15\text{km}$), sendo este alimentado por uma fonte de magma mais profunda e observados através de métodos geofísicos, estudos de corpos plutônicos exumados e erupções vulcânicas em grandes volumes (BACHMANN; BERGANTZ, 2008). A ocorrência de rochas vulcânicas e plutônicas sincrônicas é típica destes sistemas, bem como a ocorrência de rochas hipabissais, que possuem características texturais intermediárias entre os termos plutônicos e vulcânicos.

A formação de um sistema raso se dá através de pulsos magmáticos recorrentes, onde o acúmulo de magma forma um reservatório em menor profundidade, alimentado por uma câmara mais profunda, sendo assim, os processos mecânicos de sistemas rasos são diferentes dos mais profundos, levando em consideração as diferentes condições de temperatura e pressão e composição do magma (PAPALE *et al.*, 2017). Em reservatórios cuja composição é de um magma riolítico ($>70\%$ SiO_2) dois processos principais ocorrem: a incorporação de SiO_2 e H_2O através da fusão parcial de rochas graníticas da crosta na ascensão do magma menos evoluído, e a cristalização fracionada, onde SiO_2 e H_2O tendem a permanecer no líquido, e assim, cristais mais densos e pobres em sílica, são separados por ação gravitacional (BACHMANN; BERGANTZ, 2008). Entretanto, como líquidos ricos em sílica tem alta viscosidade, pouca diferença de densidade entre líquido e fase sólida e dado que os cristais precocemente formados são normalmente pequenos, estes cristais tendem a ficar em suspensão, formando um *mush* (FIG. 2). Portanto, é muito comum a presença de ignimbritos ricos em cristais (os principais produtos decorrentes de atividade vulcânica em reservatórios magmáticos rasos). Ignimbritos ricos em cristais são diferenciados de riolitos através de feições macro e microscópicas observadas, como a presença de fragmentos líticos, vesículas, *shards* e *fiammes* (McPHIE; DOYLE; ALLEN, 1993).

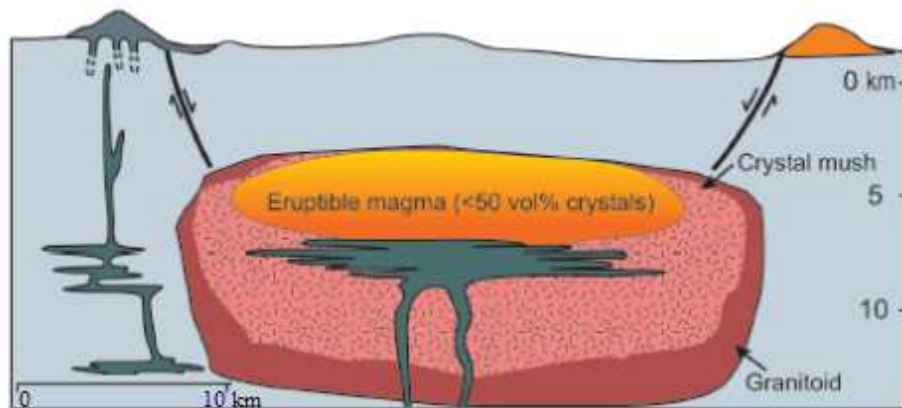


Figura 2: Modelo de sistema plutono-vulcânico raso. (Modificado de Bachmann e Bergantz, 2008).

Processos sin e pós-deposicionais podem levar a alteração de características originais de ignimbritos. A soldagem é um mecanismo de deformação que altera textura, estrutura e propriedades físicas originais, é observada principalmente em depósitos piroclásticos, e tem relação direta com a viscosidade, temperatura e espessura do depósito (BRANNEY; KOKELAAR, 2002). Os ignimbritos com maior grau de soldagem tem seus fragmentos líticos, vítreos e vesiculares intensamente cimentados e sua estrutura advém do processo de reomorfismo, isto é, pela deformação contínua de fluxos viscosos (não particulados). Estes ignimbritos são texturalmente muito similares a derrames, sendo denominados de ignimbritos *lava-like*, apresentam textura eutaxítica, com *fiammes* achatados, dobras, indicadores cinemáticos e *boudins*, quando fortemente soldados (BRANNEY; KOKELAAR, 2002; SOMMER *et al.*, 2011).

2.1.1. Caracterização e classificação dos depósitos de ignimbritos de sistemas rasos

Os ignimbritos riolíticos são classificados em três grupos, conforme a composição do depósito (HILDRETH, 1981). Grupo 1: depósitos de composição gradacional entre riolitos pobres a ricos em cristais; Grupo 2: depósitos sem variação na quantidade de cristais, sendo subdividido em a) riolitos pobres em cristais ou b) dacitos ricos em cristais (até 45%, sendo estes considerados parte do *mush*); e Grupo 3: depósitos com mudança abrupta entre as camadas de riolitos pobres a ricos em cristais. A figura 3 ilustra os três grupos de depósitos piroclásticos. As diferenças entre estes três grupos se deve a fatores como o estágio da atividade magmática e injeção de novo magma proveniente da câmara mais profunda, o que ocasiona variação na

quantidade relativa de cristais vs líquido, a exemplo do modelo da evolução de um *mush* (FIG. 4), de Bachmann e Bergantz (2004; 2008).

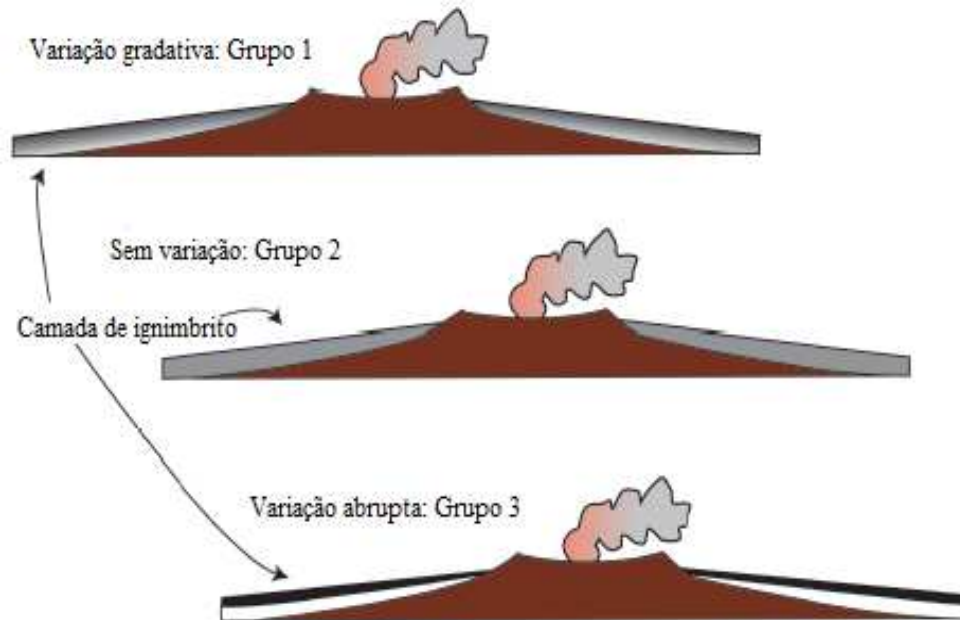


Figura 3: Esquemática dos três tipos mais comuns de depósitos piroclásticos (modificado de Bachmann e Bergantz, 2008).

O modelo de reservatório plutono-vulcânico raso proposto por Bachmann e Bergantz (2008) é dividido em três estágios, o primeiro de baixa cristalinidade (até 45% do volume em cristais), onde correntes de convecção mantêm os cristais em suspensão; o segundo, de média cristalinidade (~45% a 60%), cristais e líquido se separam mais facilmente, devido à alta permeabilidade e falta de corrente de convecção; e, por fim, o terceiro estágio, de alta cristalinidade (>60% cristais), onde a permeabilidade é muito baixa e o líquido viscoso não consegue ser separado totalmente por compactação (FIG. 4).

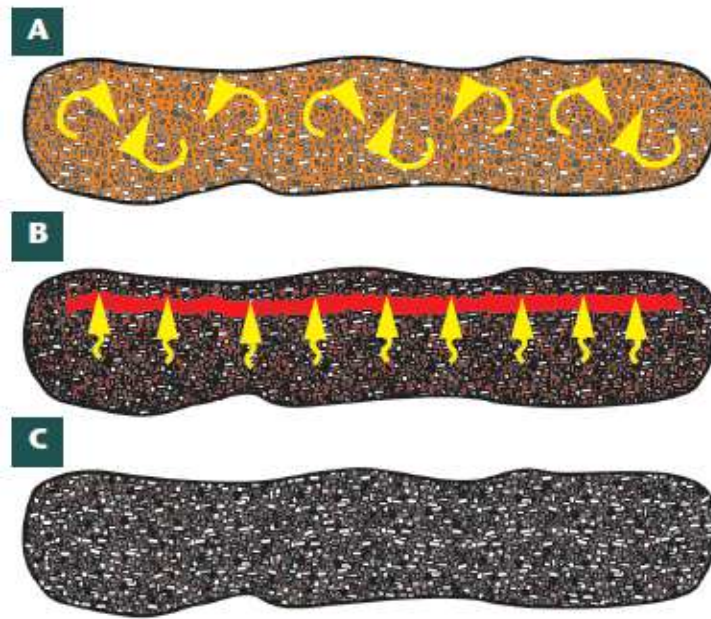


Figura 4: Modelo de evolução de um mush. (A) baixa cristalinidade (<45% vol. de cristais): cristais mantidos em suspensão por correntes de convecção. (B) média cristalinidade (~45-60% vol. de cristais): a separação do líquido começa a acontecer, devido a permeabilidade e falta de corrente de convecção. (C) alta cristalinidade (>60% vol. de cristais): o líquido não consegue mais ser separado devido à baixa permeabilidade. (Extraído de Bachmann e Bergantz, 2008).

Os depósitos de ignimbritos zonados com variação de quantidade de cristais (Grupos 1 e 3) representam o estágio mais avançado do modelo de reservatório, onde uma superfície rica em líquido riolítico forma-se acima do *mush* e, durante esta separação de líquido e *mush*, a temperatura e a quantidade de cristais presentes tendem a variar, gerando heterogeneidades. Portanto, a extração contínua de diferentes quantidades de líquido intersticial do *mush* e/ou o lento movimento da corrente de convecção na superfície rica em líquido produzem gradientes contínuos na quantidade de cristais. No Grupo 3, onde há uma variação abrupta, a parte superior do *mush*, em contato com a camada rica em líquido, é modificada durante uma erupção, gerando assim uma rápida mudança de depósitos pobres a depósitos ricos em cristais.

Por outro lado, a estrutura maciça do Grupo 2 se dá quando a erupção ocorre no estágio inicial ou reativado do modelo de reservatório, onde parte do *mush* é extraído, sem a formação da superfície riolítica, indicando que o movimento (*stirring*) interno do magma foi o suficiente para manter o magma homogêneo ou reassimilar a superfície líquida e o *mush*. No estágio de reativação, um novo pulso magmático em alta temperatura é adicionado ao sistema,

gerando correntes de convecção mais eficientes, que propiciam a homogeneização do conteúdo do reservatório.

2.1.1.1. Classificação genética e litológica de depósitos piroclásticos

Os depósitos piroclásticos, classificados por Sparks & Walker (1973) de acordo com sua gênese, podem ser divididos em três grupos distintos, conforme seu mecanismo de transporte de fragmentos: a) depósitos de queda, que tem como mecanismo a suspensão, onde o material piroclástico ejetado pelo conduto forma uma coluna de erupção em forma de pluma que, com a ação dos gases os piroclastos são depositados por gravidade; b) depósitos tipo *surge*, originados pelo mecanismo de tração, com movimento lateral de piroclastos como um fluxo altamente expandido, turbulento e com poucas partículas; e c) depósitos de fluxo, com fluxo de massa como mecanismo de transporte de fragmentos este grupo também origina-se do movimento lateral de piroclastos, porém como um fluxo quente, rico em partículas, controlado pela gravidade e a topografia. Este fluxo eventualmente apresenta-se parcialmente fluidizado.

A classificação litológica de depósitos piroclásticos, segundo a IUGS, baseia-se na granulometria e a distribuição dos grãos, nos tipos de fragmentos e no grau de soldagem. Pela caracterização granulométrica, os depósitos piroclásticos são divididos em unimodais bem selecionados (TABELA 1) e polimodais pobremente selecionados (FIG. 5), este último com fração granulométrica variada, sendo nomeado através da combinação de termos utilizados em depósitos unimodais.

Tabela 1: Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados (extraído de Sommer *et al.*, 2003).

Tamanho de grão (mm)	Piroclasto	Depósito Piroclástico	
		Tefra (inconsolidado)	Rocha piroclástica
64 2 1/16	Bomba	Aglomerado ou tefra de bombas	Aglomerado
	Bloco	Depósito de blocos ou tefra de blocos	Brecha piroclástica
	Lápili	Depósito de lápili	Lapilito
	Cinza grossa	Depósito de cinzas grosso	Tufo grosso
	Cinza fina	Depósito de cinzas fino	Tufo fino ou tufo a pó

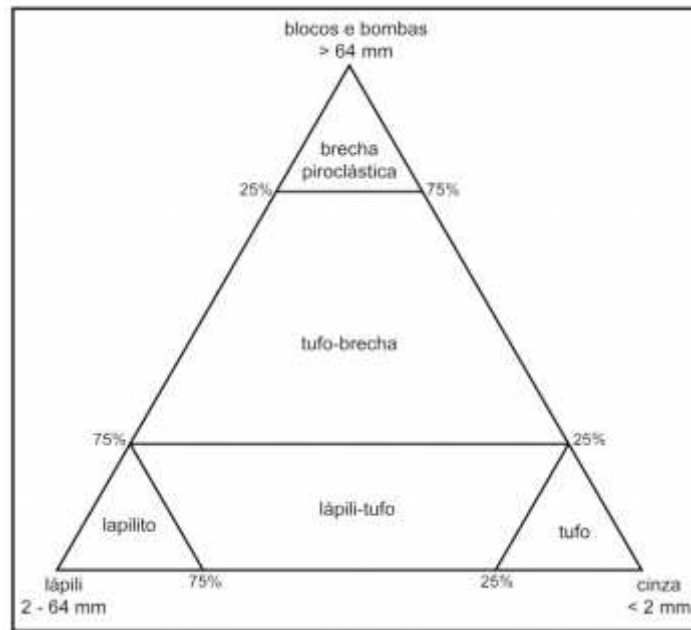


Figura 5: Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (extraído de Sommer *et al.*, 2003).

De acordo com os tipos de fragmentos presentes, os tufo e cinzas são subdivididos em: cinza ou tufo vítrico, cinza ou tufo de cristal ou cinza ou tufo lítico (FIG. 6).

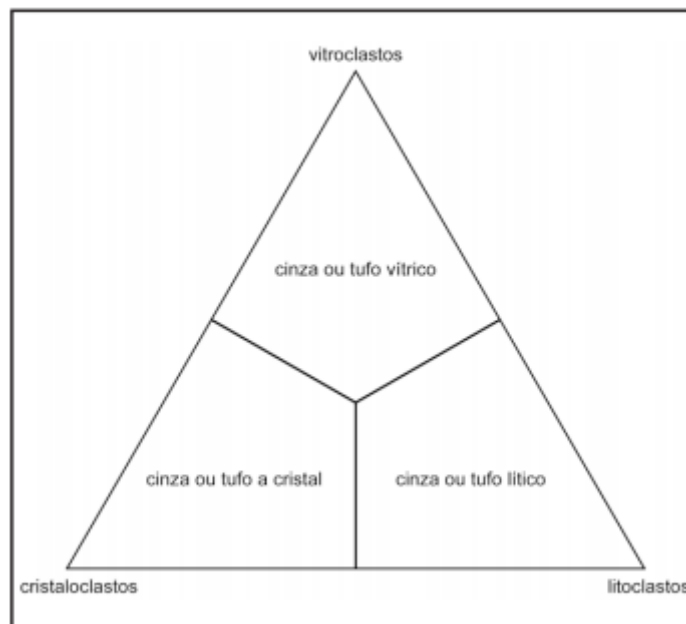


Figura 6: Classificação de cinzas e tufo conforme a composição dos piroclastos (extraído de Sommer *et al.*, 2003).

2.1.2. Processos físicos e texturas em rochas graníticas e hipabissais

Em profundidades mais baixas na crosta, a pressão por carga vertical exercida num corpo magmático é menor. No processo de ascensão do magma que vem de uma câmara em maior profundidade, este sofre uma diminuição da pressão de carga, igualando, eventualmente, à pressão de vapor interna da mistura magmática, favorecendo assim a exsolução de voláteis por decompressão, também conhecida como *first boiling*. Quando parte dos voláteis presentes num magma passam ao estado gasoso, a entropia deste muda, podendo resultar em uma cristalização irreversível. A exsolução de voláteis pode ocorrer por este processo de decompressão, ou por um processo isobárico (*second boiling*), quando minerais anidros são cristalizados e a fração molar de voláteis no magma e, conseqüentemente, a pressão de vapor, aumenta (CANDELA, 1997).

A taxa de ascensão do magma, então saturado em voláteis, diminui devido ao aumento da viscosidade, causada pela cristalização e formação de bolhas. Em suma, depois de um processo de diferenciação em maior profundidade, o magma sofre maior exsolução de voláteis e cristalização, conforme vai ascendendo na crosta.

Candela (1997), em seu estudo sobre granitos rasos associados a mineralizações, relata que as texturas desses granitos podem variar entre porfirítica, aplítica e pegmatítica, cavidades miarolíticas, texturas gráficas e micrográficas, e cristais dendríticos, aciculares e/ou esqueletais, além da textura granular hipidiomórfica, comum dessas rochas. Segundo Swanson (1977, apud CANDELA, 1997), para uma determinada fase e composição, a cinética de cristalização e morfologia dos cristais se dá sob forte influência da magnitude do resfriamento (*undercooling*), que é a diferença entre a temperatura na qual um magma torna-se saturado em determinado mineral e a temperatura em que o mineral é, de fato, cristalizado. Uma baixa taxa de resfriamento apresenta uma granulação mais grossa, enquanto com uma alta, formam-se grãos mais finos. Quando, numa rocha porfirítica, um mesmo mineral é encontrado em fenocristais e na matriz mais fina, presume-se que houve pelo menos dois estágios de resfriamento, com os grãos mais finos sendo originados por um aumento súbito na taxa de resfriamento. Em baixa profundidade na crosta, essa taxa varia, proporcionando então diferentes texturas nas rochas formadas nesse ambiente.

Quando um magma insaturado em voláteis ascende, misturando-se com um já saturado em menor profundidade, forma-se texturas de crescimento em desequilíbrio, como quartzo esqueletal, nos núcleos de quartzo corroídos. Se o magma ascender ainda mais, com o aumento do resfriamento, o quartzo esqueletal pode sofrer um sobrecrescimento de formas mais dendríticas, tanto na matriz, como nas bordas de fenocristais (RATAJESKI, 1995).

2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Mantiqueira é definida por Almeida *et al.* (1981), como um sistema orogênico que se estende por mais de 3000 km na porção sudeste e sul da costa Atlântica brasileira. Em sua porção meridional, encontra-se o Cinturão Dom Feliciano, um importante orógeno Neoproterozóico, originado a partir da aglutinação dos Crátons Rio de La Plata, à oeste, e Kalahari e Congo, à leste (Philipp; Pimentel; Chemale Jr., 2016), composto predominantemente por associações de rochas graníticas, dispostas em direção NE, além de rochas metavulcanossedimentares. A extensa área de rochas graníticas se estende pelo sul do Brasil até o Uruguai, abrangendo três grandes batólitos: Batólito Florianópolis, em Santa Catarina, Batólito Pelotas, no Rio Grande do Sul e Batólito Aiguá, no Uruguai (FIG. 7A).

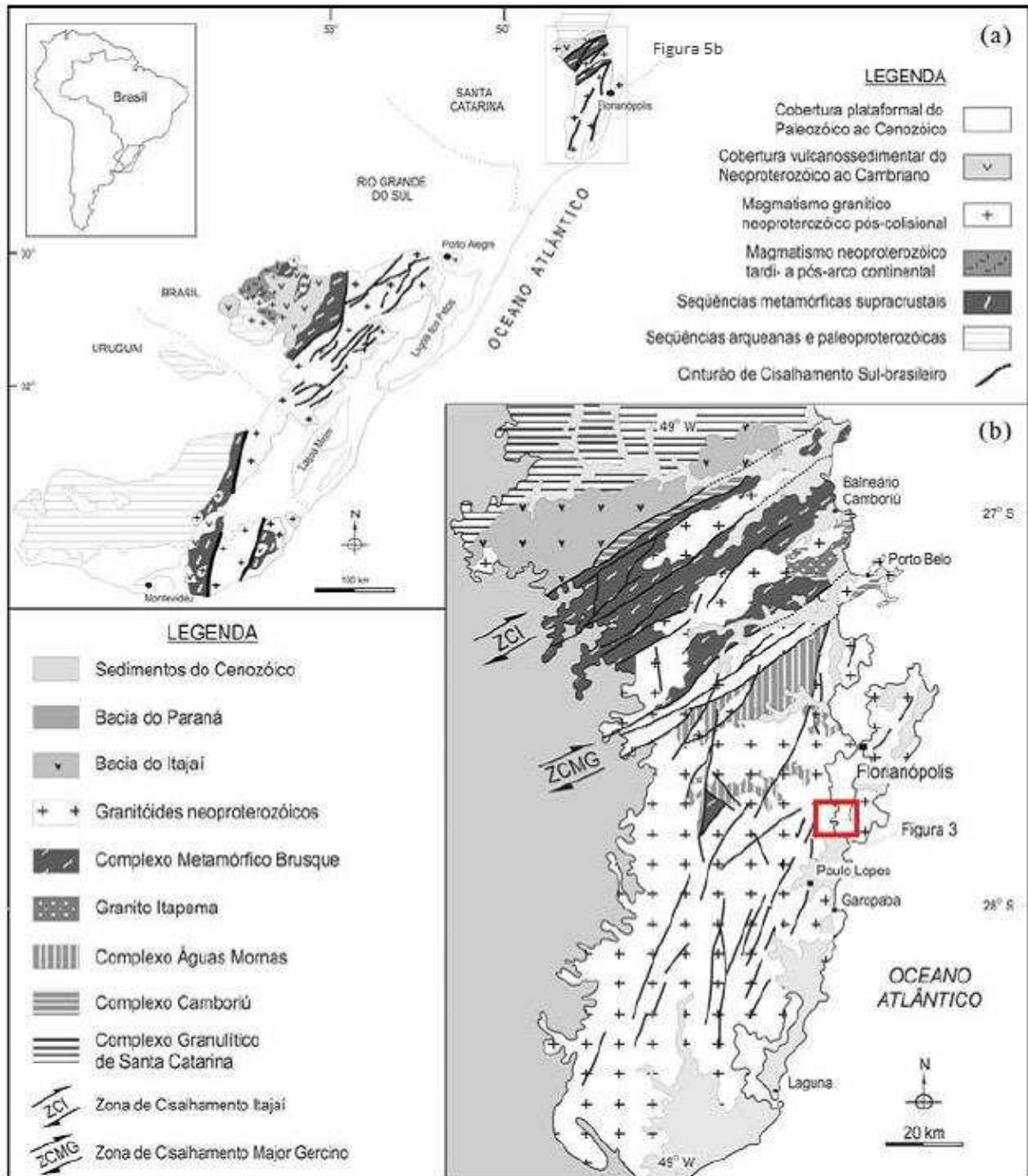


Figura 7: Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai (a) Batólito Florianópolis (SC), Pelotas (RS) e Aiguá (Uruguai); (b) principais unidades geológicas e traços tectônicos do Escudo Catarinense, com indicação da área estudada (modificado de Bitencourt *et al.*, 2008).

Neste contexto, o Batólito Florianópolis (BF), situado a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), compreende rochas ígneas plutônicas, hipabissais e vulcânicas relacionadas ao magmatismo Neoproterozóico, apresentando também, xenólitos do embasamento metamórfico Paleoproterozóico do Complexo Águas Mornas (ZANINI *et al.*, 1997). Segundo Janasi *et al.* (2015), as idades U-Pb em zircão indicam que o magmatismo

granítico do batólito ocorreu entre 650-580 Ma.

O contexto tectônico que deu origem ao BF ainda é alvo de discussão, sendo apresentadas diferentes interpretações. Basei (1985) considera o BF como parte de um cinturão orogênico ensiálico, Basei *et al.* (2000), como raiz de arco magmático, e Silva *et al.* (2005), como parte de um arco magmático continental. Já em outros trabalhos, como os de Bitencourt e Nardi (1993, 2000), Bitencourt *et al.* (2008), Oyhantçabal *et al.* (2007), Sommer *et al.* (2006) e Florisbal *et al.* (2009, 2011), a gênese do batólito é associada à tectônica transpressiva em ambiente pós-colisional ao final do Ciclo Brasileiro.

De acordo com Bitencourt e Nardi (2000), o magmatismo plutônico da região foi controlado pelas atividades do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb), cuja cinemática foi predominantemente transcorrente, com deslocamento dextral ou sinistral, sendo a maioria destas zonas de cisalhamento de direções entre NS e N60E. Bitencourt *et al.* (2008) ressalta que na região a sul da ZCMG, há uma predominância de *trends* estruturais NNE.

Em termos geológicos e geoquímicos, de acordo com Bitencourt & Nardi (2000) e Bitencourt (2008), o magmatismo do BF abrange um primeiro estágio (650-630 Ma) predominantemente calcialcalino alto-K ou toleítico, com associações graníticas metaluminosas a levemente peraluminosas, dominados por biotita granitos e granodioritos, com enclaves máficos quartzo-dioríticos a dioríticos. Posteriormente, ocorrem associações shoshoníticas e alcalinas (600-580 Ma), com rochas graníticas predominantemente metaluminosas, próximas às ZC, e associações vulcânicas básicas a ácidas e intrusões graníticas com características peralcalinas mais distantes das áreas de maior deformação.

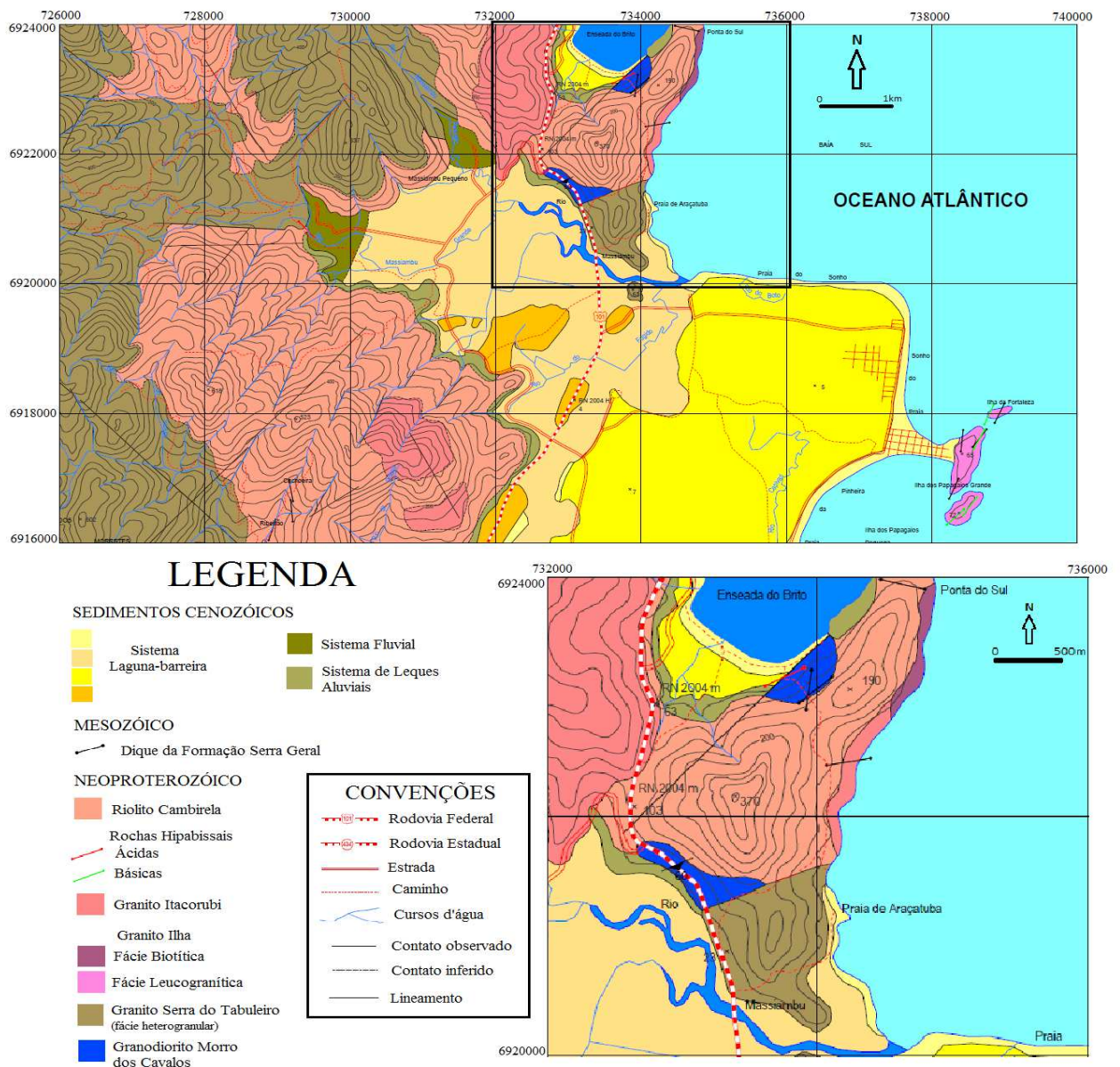
Diferentes compartimentações do BF são propostas na literatura (BASEI, 1985; ZANINI *et al.*, 1997; UFRGS, 1999; BITTENCOURT *et al.*, 2008). Independente da compartimentação adotada, é de consenso entre os autores que os pulsos finais que compõem o Batólito abrangem granitos e rochas vulcânicas, predominantemente de afinidade alcalina e fora das zonas de maior deformação. Neste cenário, ocorrem as rochas da Suíte Cambirela, objeto de estudo do presente trabalho.

2.2.1. Suíte Cambirela

A Suíte Plutono-vulcânica Cambirela foi definida por Zanini *et al.* (1997), sendo composta pelas unidades Riolitos Cambirela e Granito Itacorumbi, interpretada como pertencente ao estágio final do magmatismo alcalino do Batólito Florianópolis. O Riolito Cambirela, representado por derrames e diques riolíticos a riodacíticos e rochas piroclásticas, foi datado em 552 ± 17 Ma, pelo método Rb/Sr (BASEI, 1985) e precede o Granito Itacorumbi,

como evidenciado por relações de campo.

No trabalho de mapeamento de UFRGS (1999) nas Folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), foi sugerida a ampliação da suíte, abrangendo também os corpos hipabissais ácidos e básicos. Com base neste trabalho, Bitencourt *et al.* (2008) redenomina a unidade como Suíte Cambirela (FIG. 8), e a interpreta como um conjunto de pulsos magmáticos ácidos e básicos de posicionamento raso, de acordo com as relações de campo observadas entre o Granito Itacorumbi e Riolito Cambirela. O magmatismo básico aparece na forma de enclaves microgranulares máficos no Granito Itacorumbi. Outra importante mudança sugerida neste trabalho, foi a adição do Granito Ilha à suíte, baseada em relações de contato com o Riolito Cambirela observadas em campo, sugerindo contemporaneidade entre as duas unidades. Esta relação de contemporaneidade averiguada em campo é também atestada por dados geocronológicos. Janasi *et al.* (2015), apresenta idades U-Pb obtidas em zircão via LA-MC-ICP-MS de 587 ± 6 Ma para o Granito Ilha e 586.3 ± 2.5 Ma para o Riolito Cambirela. Corrêa (2016), em sua pesquisa na Ilha de Santa Catarina, obteve dados geocronológicos de três amostras do Granito Ilha, concluindo que sua formação ocorreu através de pulsos magmáticos recorrentes entre 600-585 Ma.



2.2.1.1. Granito Ilha (gI)

O Granito Ilha foi primeiramente denominado como Granito Grosseiro Ilha, cartografado por Scheibe & Teixeira (1970), como os granitóides predominantes na Ilha de Santa Catarina, em ilhas oceânicas próximas e em porções isoladas do continente. Posteriormente teve sua denominação como Granito Ilha no trabalho de Zanini *et al.* (1997), relacionado à Suíte Intrusiva Pedras Grandes, em função de sua localização, características petrográficas e texturais e relações de contato observadas em campo. Zanini *et al.* (1997) descrevem a unidade com duas variedades principais, de biotita monzogranitos e

leucossienogranitos. Esta variação entre termos mais máficos a hololeucocráticos se dá pela diminuição dos teores de plágioclásio e dos minerais máficos, com desaparecimento de anfibólio e biotita, e pelo aumento dos teores e dimensões de feldspato alcalino e quartzo. UFRGS (1999), através de dados de campo e laboratório, subdivide o Granito Ilha nas fácies biotítica e leucogranítica, baseado nas variações texturais e composicionais e de granulação.

Bitencourt *et al.* (2008) descrevem o Granito Ilha, de um modo geral, como monzo a sienogranitos, de textura alotriomórfica equigranular média a grossa, com teor variável de minerais máficos, na forma de agregados intersticiais. Biotita leucogranitos são dominantes, porém na região do Morro do Cavalos, área de estudo do presente trabalho, observam-se os termos mais ricos em máficos da fácies biotítica.

Os leucogranitos são caracterizados pela sua textura alotriomórfica média a grossa, com cristais equigranulares de K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita, possuem coloração rosada a acinzentada e elevados teores de quartzo; são normalmente isotropos, porém observa-se localmente foliação magmática incipiente, marcada pela orientação preferencial de agregados de biotita. Também são observados de modo local, enclaves microgranulares máficos, veios pegmatíticos, xenólitos das rochas encaixantes e fragmentos de margem resfriada nestes granitos.

A fácies biotítica é composta por hornblenda-biotita monzogranitos de textura hipidiomórfica heterogranular média a grossa, subordinadamente equigranular média, com concentrações de minerais máficos precoces, quartzo globular e feldspato alcalino subédrico. De modo localizado, observa-se estratificação modal, com intercalação entre bandas ricas em biotita e bandas com predominância de quartzo e K-feldspato. *Schlieren* com fragmentos de margem resfriada incorporados é encontrada mais raramente, onde a estrutura cumulática foi fragmentada pelo fluxo.

2.2.1.2. Riolito Cambirela (rCb)

O Riolito Cambirela foi designado por Zanini *et al.* (1997) como derrames e tufos riolíticos e diques de composição riolítica a dacítica, encontrado na Ilha de Santa Catarina e nos flancos da Serra do Tabuleiros, relacionado genética e temporalmente com o Granito Itacorumbi.

Os principais componentes da unidade são os riolitos, riodacitos e dacitos provenientes de derrames e intrusões, de coloração cinza escuro, textura porfirítica, com fenocristais de quartzo incolores, K-feldspato brancos a rosados e plagioclásio, em uma matriz

quartzo-feldspática de granulação fina ou afanítica, com presença de biotita em lamelas disseminadas ou como principal componente de enclaves máficos. Os enclaves são arredondados a angulosos, e seus contatos com a matriz, difusos a nítidos, onde, neste último caso, comumente apresenta margens félsicas em torno do enclave, sugerindo bordas de reação com a matriz. Xenólitos angulosos de microgranito e arredondados dos granitos Paulo Lopes, Serra do Tabuleiro e Ilha também são observados.

Segundo Zanini *et al.* (1997), os derrames e diques são maciços ou podem apresentar estrutura de fluxo incipientes a bem desenvolvidas. UFRGS (1999) ainda destaca que, localmente, encontra-se dois tipos de bandamentos primários: o primeiro de variação granulométrica da matriz, provavelmente refletindo uma relação inversa entre a velocidade do fluxo e a taxa de crescimento dos cristais, ocorrendo na forma de dobras abertas, fechadas e apertadas, que indicam heterogeneidade na intensidade e direção do fluxo ou do comportamento reológico da lava; e um segundo bandamento de diferença na proporção fenocristais:matriz, que pode ser relacionado à tendência dos fenocristais a se concentrar em zonas de menor velocidade de fluxo.

Embora os tufos sejam mais raros, segundo Zanini *et al.* (1997), estes são encontrados nas proximidades da BR 101, na região da Enseada do Brito, local do presente trabalho, e possuem coloração cinza e estrutura de fluxo bem evidenciada. UFRGS (1999) descreve estas rochas piroclásticas com coloração acizentada e textura fanerítica, onde os cristaloclastos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio representam cerca de um terço de sua composição e estão inseridos em uma matriz quartzo feldspática fina a afanítica. Estratificações tabulares de médio ângulo e diferentes direções também podem ser observadas, podendo ser incipientes a bem desenvolvidas, caracterizadas pela concentração de cristaloclastos de quartzo e K-feldspato, mudanças na granulação e cristalinidade da matriz e porções alongadas de matriz desvitrificada.

2.2.1.3. Granito Itacorumbi (gIt)

Primeiramente denominado como Granito Cinza Médio por Scheibe & Teixeira (1970), no trabalho de mapeamento da Ilha de Santa Catarina, o Granito Itacorumbi (gIt) foi redefinido por Zanini *et al.* (1997), onde sua descrição e área de ocorrência é ampliada, associando-o com as rochas extrusivas da unidade Riolito Cambirela. Zanini *et al.* (1997) observam que os contatos do gIt com outras unidades graníticas na Ilha se dá através de falhas preenchidas por intrusões riolíticas e, nessas regiões, xenólitos do riolito são encontrados

imersos no granito Itacorumbi, indicando contemporaneidade entre os pulsos magmáticos do riolito e a colocação do granito. UFRGS (1999) também observa relações de intrusão do Granito Itacorumbi no Granito Ilha, fácies biotítica, na região do Morro dos Cavalos.

O Granito Itacorumbi é representado por monzo a sienogranitos de coloração acizentada, e textura variando de equigranular a porfirítica, com megacristais principalmente de K-feldspato e plagioclásio ovóides e, subordinadamente, de quartzo. A matriz possui granulação fina a média e é composta por biotita, hornblenda e material quartzo-feldspático, variando principalmente nos teores de quartzo, biotita e hornblenda presentes. Bitencourt *et al.* (2008) ainda destaca a massiva presença de enclaves microgranulares máficos no Granito Itacorumbi, de tamanho centimétrico a decimétrico, formas arredondadas ou irregulares e contatos lobados a nítidos, neste último, comumente apresentando bordas de reação. Subordinadamente, também ocorrem enclaves de granulação média, com formas angulosas, alongadas ou sinuosas. Nos enclaves, é possível observar a presença de xenocristais de K-feldspato do gIt, o que indica baixo contraste de temperatura entre os dois magmas.

UFRGS (1999) e Bitencourt *et al.* (2008) também relatam que, localmente, o Granito Itacorumbi apresenta estrutura brechada, resultante do acúmulo de voláteis, típica de topo de corpos subvulcânicos. Esta brecha possui matriz de granulação média e quantidade expressiva de enclaves arredondados de rochas básicas, com granulação média a afanítica e contatos sinuosos. Os fragmentos líticos presentes, chegam a até 40cm de diâmetro, e variam em composição entre: (i) autólitos do gIt, (ii) xenólitos arredondados do rC, com contatos sinuosos e estrutura de fluxo, (iii) xenólitos angulosos de rochas básicas com granulação média a afanítica, e (iv) xenólitos de rocha leucocrática equigranular de granulação fina, com acumulações máficas no contato com a matriz, interpretada como a margem resfriada do Granito Ilha.

2.2.1.4. Rochas Hipabissais

As rochas hipabissais da Suíte Cambirela são representadas por diques ácidos, básicos e compostos, descritos por UFRGS (1999), conforme descrito abaixo.

Os diques ácidos, de composição riolítica a dacítica, ocorrem principalmente na região da Serra do Tabuleiro, intrudindo no granito homônimo. Tem espessura entre 2 e 15m, orientações variadas e, por vezes, ocorrem em enxames.

Os diques básicos são constituídos principalmente por diabásios de textura fanerítica fina a afanítica, podem chegar a 60m de espessura e tem orientação preferencial N-S

e NE-SW, ocorrendo principalmente como intrusivas no Granito Ilha e Serra do Tabuleiro, e também na região costeira.

Os diques compostos são caracterizados pela coexistência de líquidos ácidos e básicos, sendo observado na região, diques com um centro ácido, representado por riolitos ou dacitos, e bordas básicas, com um material máfico de granulação média, que afina em direção ao contato com a encaixante. O contato entre os dois líquidos é difuso e, localizadamente, a o líquido ácido corta transversalmente a rocha básica. Estes diques ocorrem na direção preferencial N-S e NNE-SSW e possuem espessura entre 15 e 100m.

Bitencourt *et al.* (2008) descreve também a relação desses corpos tabulares com o granito encaixante. Por apresentar bordas de resfriamento contra o Granito Ilha encaixante, sugere-se que os diques sejam mais jovens, porém apófises do granito são encontradas nos diques, indicando que a encaixante não estava totalmente cristalizada quando da intrusão do dique.

Trabalhos mais recentes sobre a petrologia e geocronologia dos diques básicos e compostos ocorrentes na região costeira de Garopaba, Pinheira e Ilha de Santa Catarina, como os de Florisbal *et al.* (2014, 2018), demonstram a vinculação dos diques básicos e compostos com o magmatismo Eo-cretáceo da Bacia do Paraná (134 Ma), desvinculando os mesmos da Suíte Cambirela. Trabalhos de geologia e petrografia de detalhe como os de Bernardes (2017) e Pereira (2017), realizados na região das praias da Pinheira e Garopaba, demonstram que as relações de contato interpretadas como relações de mútua intrusão em Bitencourt *et al.* (2008) e utilizadas para vincular temporalmente diques básicos e compostos com os granitoides encaixantes, são efeitos da fusão causada pela entrada dos diques em 134 Ma.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica foi realizada afim de se obter uma base sobre a geologia e a petrografia da área estudada. Este levantamento levou em consideração dados petrográficos e texturais das rochas da Suíte Cambirela, assim como as interpretações prévias sobre sua gênese.

Também foram pesquisados artigos e livros textos que permitiram o aprofundamento nos temas relacionados à pesquisa, como gênese e evolução de sistemas plutono-vulcânicos rasos, caracterização de rochas ácidas, dentre outros.

3.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO

As atividades de campo foram realizadas em duas etapas, para melhor compreensão da disposição espacial e variação textural dos litotipos presentes na área de estudo.

A primeira etapa foi realizada em março de 2017 e teve como objetivos a coleta de dados geológicos da região. Nesta etapa, foi realizada uma identificação preliminar das diferentes rochas da Suíte Cambirela, assim como suas variações texturais e estruturais presentes ao longo do costão do morro. Amostras representativas foram coletadas ao longo de seis pontos de afloramentos para a obtenção de dados petrográficos. A segunda etapa de campo, ocorreu em outubro de 2017, e teve dados levantados em perfil ao longo do morro, com amostras coletadas em outros cinco pontos.

3.3. PETROGRAFIA

Para o estudo petrográfico foram selecionadas amostras representativas coletadas em campo das unidades vulcânicas e plutônicas da Suíte Cambirela e escolhidos os planos de corte de cada amostra, levando em consideração estruturas e texturas presentes.

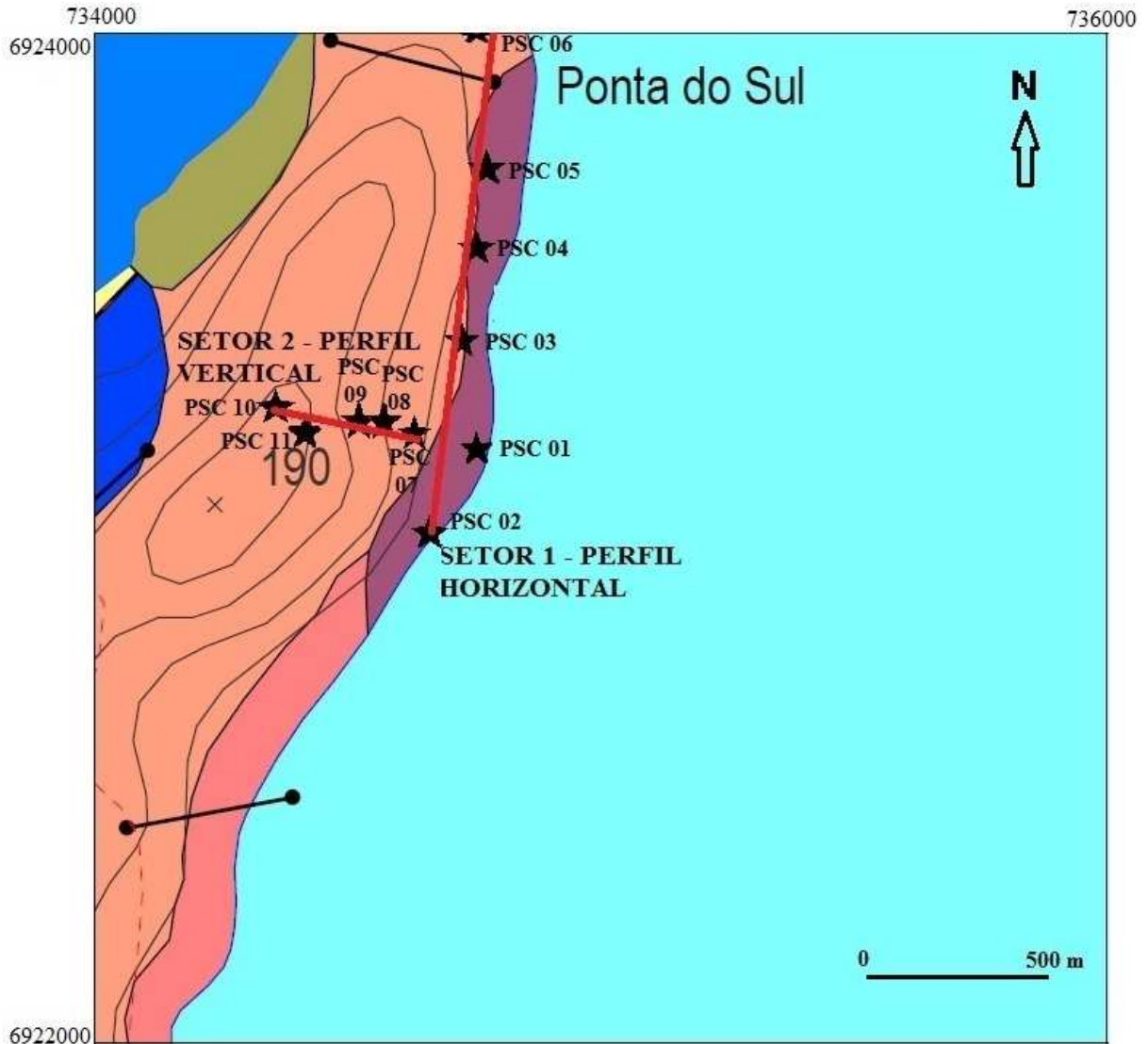
Após a serragem das amostras, foram confeccionadas 11 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação (LABLAM), no Departamento de Geociências da UFSC. Estas lâminas foram então analisadas em microscópio petrográfico Olympus BX41, com o intuito de identificar e caracterizar a mineralogia, textura e estrutura das rochas, assim como realizar uma estimativa quantitativa de seus componentes.

4. RESULTADOS

4.1. GEOLOGIA DO MORRO DOS CAVALOS

Nas atividades de campo realizadas no Morro dos Cavalos, foram feitas observações ao longo de dois perfis: um perfil ao longo do costão (Setor 1) e um perfil subindo o Morro dos Cavalos (Setor 2), como mostrado na Figura 9.

Bitencourt *et al.* (2006) em seu mapa da região, numa escala 1:50000, apresentam a variação litológica da Suíte Cambirela no Morro dos Cavalos com os Granitos Ilha (fácies biotítica), Granito Itacorumbi e o Riolito Cambirela, este último descrito como rochas efusivas e, subordinadamente, depósitos piroclásticos.



LEGENDA

MESOZÓICO

— Dique da Formação Serra Geral

NEOPROTEROZÓICO

Ignimbrito Cambirela

Granito Itacorubi

Granito Ilha

Fácies Biotítica

Granito Serra do Tabuleiro
(fácies heterogranular)

Granodiorito Morro
dos Cavalos

CONVENÇÕES

★ Pontos marcados

— Perfis estudados

Figura 9: Perfis e pontos de campo estudados na região do Morro dos Cavalos (modificado de Bitencourt et al., 2006).

4.1.1. Setor 1

No costão da Praia Pedras Grandes (PSC 01, figura 6), ocorrem afloramentos na forma de blocos e lajeados de um granito com coloração rosada, maciço, de textura heterogranular com cristais subédricos a euédricos de tamanho médio a grosso (FIG. 10A). Este granito é composto por K-feldspato rosado a esbranquiçado; quartzo acinzentado, facetado, ocorrendo na forma de agregados; plagioclásio, de cor branca, e biotita. A biotita é o único mineral máfico encontrado e perfaz cerca de 10% da composição da rocha, com forma subédrica, de cor preta a verde escura (quando parcialmente alterada para clorita), ocorrendo também em agregados com anéis de oxidação (FIG. 10B). A presença de biotita com teores entre 10-12% permite correlacionar esta rocha como Granito Ilha fácies biotítica, de UFRGS (1999).



Figura 10: Afloramento de Granito Ilha fácies biotítica na Praia de Pedras Grandes (PSC 01): a) afloramento do Granito Ilha em blocos e lajeados na Praia de Pedras Grandes, b) granito com granulação grossa e textura hipidiomórfica, com clots de biotita em coloração mais escura, comum do Granito Ilha fácies biotítica.

Ainda na mesma praia, observa-se também a presença do Granito Itacorumbi em blocos rolados isolados, distinguindo-se do Granito Ilha pela coloração mais acinzentada, granulação média e presença de enxame de enclaves microgranulares máficos. Seguindo a Sul pelo costão (PSC 02, figura 9), observa-se localmente um bloco maciço de uma rocha vulcânica de coloração cinza, textura porfirítica, com megacristais agregados de quartzo de até 0,4 cm e K-feldspato de até 0,2 cm, imersos em matriz afanítica com fragmentos líticos de Granito Ilha, de até 5 cm (FIG. 11). Estes fragmentos possuem contato difuso com a matriz e forma arredondada. Além dos fragmentos graníticos, ocorrem pequenos fragmentos de rocha básica, com média de 0,2 cm.



Figura 11: Rocha vulcânica porfirítica, com fragmento arredondado de Granito Ilha com contato difuso com a encaixante.

Seguindo na direção Sul, afloram blocos do Granito Itacorumbi, mostrando uma coloração cinza esbranquiçada, textura heterogranular, fina à média, localmente porfirítica, ora apresentando megacristais de K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz fina (FIG. 12A). Sua composição mineralógica constitui-se de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo. Os enclaves máficos são muito frequentes, com formas angulosas a facetadas, com contato ora abruptos, ora difusos, podendo apresentar bordas de reação, e tamanhos bem variados, chegando até 8 cm. Fragmentos de feldspato do granito encaixante são encontrados dentro dos enclaves microgranulares máficos (FIG. 12B).

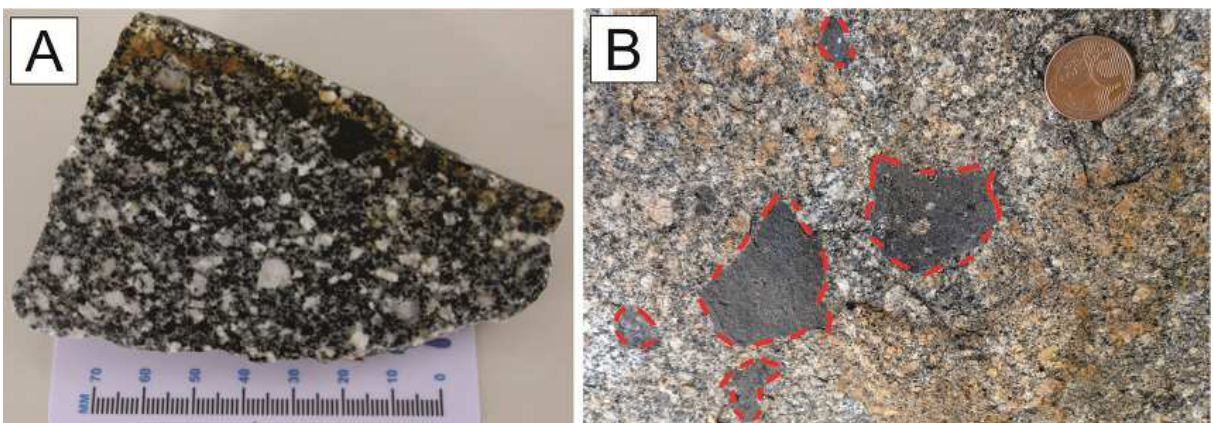


Figura 12: Aspectos texturais do Granito Itacorumbi a) amostra de textura porfirítica com megacristais de plagioclásio. Sua coloração escura se deve a grande quantidade de pequenos enclaves microgranulares máficos, b) presença de xenocristais de feldspato do granito dentro dos enclaves máficos (evidenciado em vermelho).

O contato entre os granitos Ilha e Itacorumbi no local não é visível e seu local inferido por UFRGS (1999) está encoberto por uma extensa faixa de areia e por matacões de brechas vulcânicas. Essas brechas possuem coloração acinzentada, com matriz afanítica, e contém fragmentos líticos variados (FIGS. 13, 14). Os fragmentos líticos graníticos variam a granulação de grossa à fina (FIG. 13A-D, 14C-D). Os fragmentos de textura mais grossa são arredondados ou angulosos, com contato abrupto ou difuso. Localmente é possível observar que o granito parece se misturar ao líquido que sela essas brechas, variando da granulação grossa à fina gradualmente, até ser parcialmente assimilado pelo líquido (FIG 13C, 14A-B). Mais raramente são encontrados fragmentos de rochas vulcânicas básicas, com morfologias angulosas e de contato abrupto, subordinadamente difuso, com tamanhos variados, chegando a 12 cm (FIG. 13C-D).

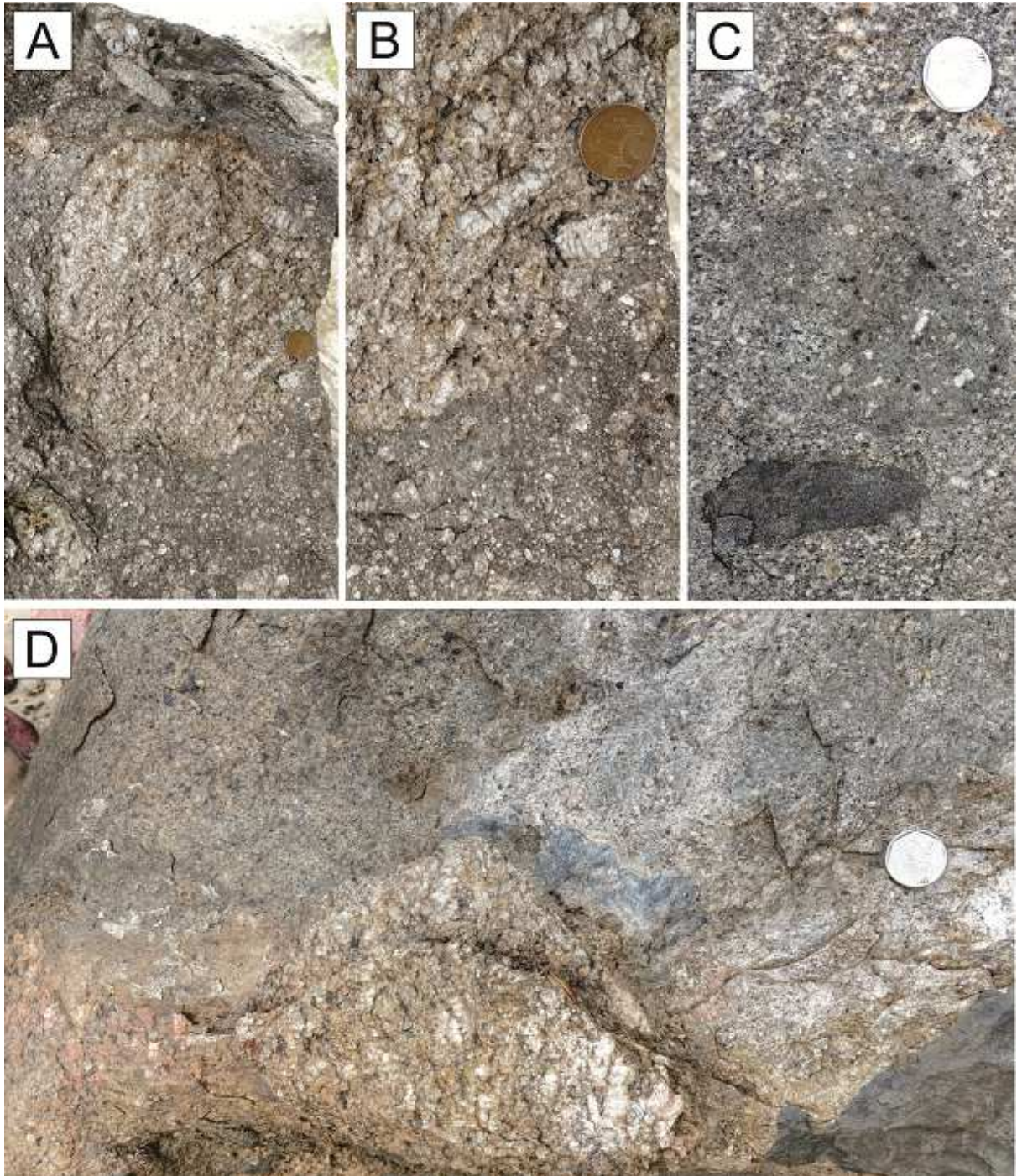


Figura 13: Aspectos mesoscópicos das brechas vulcânicas: a) Fragmentos de rocha porfirítica leucocrática de tamanhos variados selados por material similar a uma rocha vulcânica ácida, b) detalhe da foto anterior ilustrando o contato definido entre o fragmento lítico e a matriz, c) fragmento de rocha granítica similar ao Granito Itacorumbi de contatos difusos mostrando assimilação parcial, d) fragmento do Granito Ilha leucocrático de textura grossa e contato nítido, e fragmentos líticos básicos.

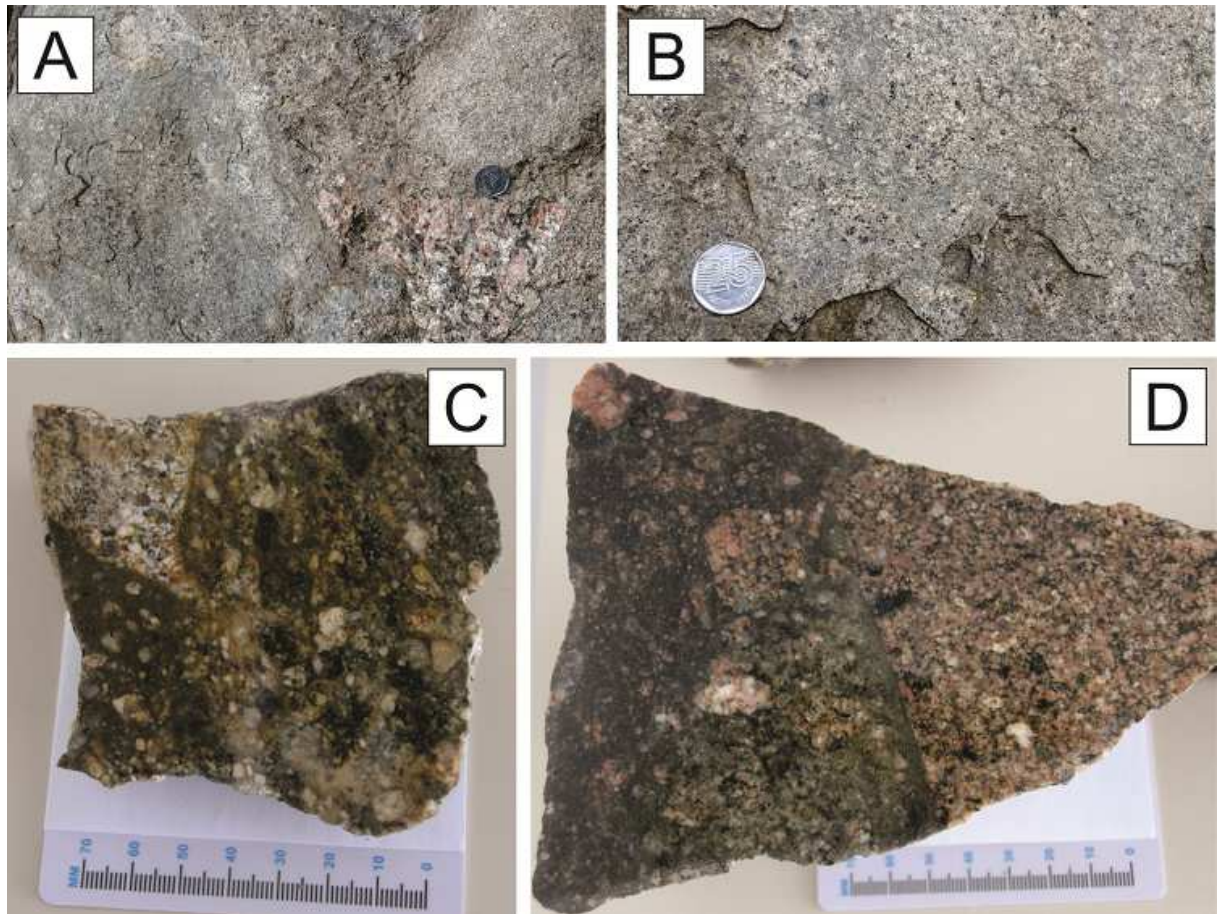


Figura 14: Aspectos mesoscópicos das brechas vulcânicas e detalhes dos fragmentos líticos: a) fragmento lítico do Granito Ilha fácies biotítica de contatos nítidos, b) assimilação de fragmentos do Granito Ilha pelo material que constitui a matriz da brecha, c) corte das amostras de brecha ilustrando a diversidade de tamanhos e formas dos fragmentos líticos, d) contato de fragmento maior do Granito Ilha com matriz da brecha e pequenos fragmentos esparsos na matriz.

Os pontos mais a norte da área estudada estão situados em uma estrada vicinal que liga a Praia Pedras Grandes ao centro da Enseada do Brito, constituindo afloramentos de cortes de estrada ou pequenas ocorrências no costão onde se observam rochas vulcânicas ricas em cristais muito homogêneas com ocorrência local de fragmentos líticos.

A rocha possui textura porfírica, de matriz fina a afanítica com megacristais de K-feldspato, quartzo e plagioclásio (FIG. 15). Os cristais de quartzo são arredondados a facetados, chegando a 0,3 cm e por vezes se concentrando, constituindo a textura glomeroporfírica. Apresenta localmente xenólitos de rocha vulcânica básica e do Granito Ilha, com granulação grossa (FIG. 15A-C). Estes fragmentos são centimétricos, de formas angulosas e contatos retos (FIG. 15B-C) e localmente há ocorrência de fragmentos pequenos e parcialmente assimilados de um material granítico e um afanítico (FIG. 15A). Em campo, é difícil classificar esta rocha como um riolito ou um ignimbrito rico em cristais, mas a esparsa ocorrência de *fiammes*

permitiu a interpretação destas rochas como ignimbritos fortemente soldados (FIG 15D). Veios de epidoto ocorrem como produto de alteração.

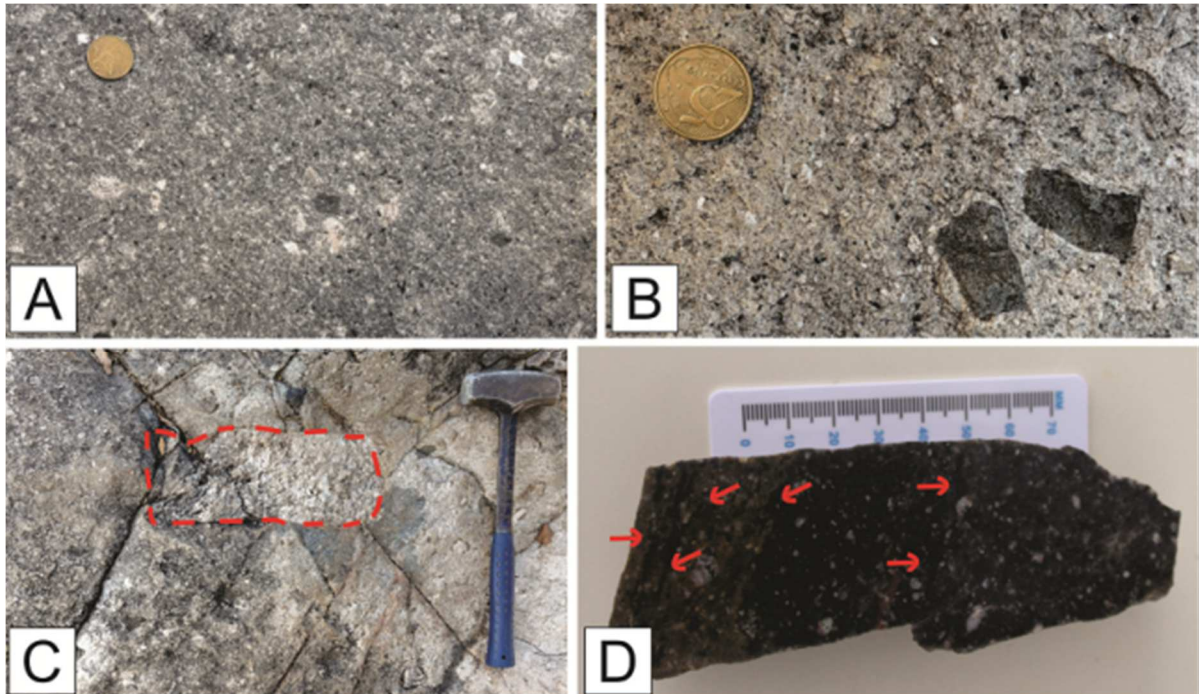


Figura 15: Feições mesoscópicas dos ignimbritos: a) Ignimbrito fortemente soldado com fragmentos líticos de contatos difusos com o material da matriz, b) fragmentos angulosos de rocha básica com contato abrupto com o ignimbrito, c) fragmento anguloso de granito de granulação grossa (indicado) com contato abrupto com o ignimbrito, d) amostra serrada de ignimbrito fortemente soldado mostrando a presença de fiammes (faixas escuras indicadas nas setas vermelhas).

4.1.2. Setor 2

O estudo de perfil vertical do Morro dos Cavalos foi realizado com início no camping ao final da estrada de acesso à Praia de Pedras Grandes até o topo do morro, conforme mostrado na figura 9.

Na base do morro são encontrados blocos de uma rocha vulcânica de matriz muito fina a afanítica, que engloba litoclastos do Granito Ilha, com megacristais de K-feldspato, de tamanhos centimétricos, formas arredondadas e contatos bem definidos com a matriz (FIG. 16A). Ocorrem também em meio a matriz pequenos enclaves microgranulares máficos (FIG. 16A), que chegam a 1 cm de tamanho, possuem formas angulosas a arredondadas e contatos nítidos com a matriz. A erosão diferencial nesta rocha evidencia um bandamento irregular milimétrico (FIG. 16B).



Figura 16: Feições texturais e estruturais dos ignimbritos do Morro dos Cavalos, Setor 2: a) fragmento de granito e enclave máfico da rocha vulcânica bandada, b) erosão diferencial evidenciando o bandamento da rocha.

Subindo pela drenagem, há um predomínio destas rochas vulcânicas de granulação fina com cerca de 30-35% de cristais (FIG. 17B), com enclaves máficos e fragmentos do Granito Ilha. Em alguns blocos, observa-se o Granito Ilha sendo assimilado pelo material vulcânico. No afloramento mais provável de ser *in situ* (PSC 08), encontra-se uma rocha vulcânica bandada com grande carga de cristais, e logo acima (PSC 09), a rocha apresenta bandamento onde foram identificados *fiammes* (FIG.17C). A quantidade de cristais dos ignimbritos varia na subida do morro, sendo ora mais pobre, ora mais rica em cristais, que perfazem entre 10% e 70% da rocha (FIG. 17).

Em meio aos ignimbritos, há um afloramento de um microgranito, predominantemente em forma de blocos bem arredondados, com tamanho de até 3 m de diâmetro (FIG. 17F). Esta rocha apresenta granulação bem fina e textura sacaroidal, similar a um aplito, porém ainda com presença expressiva de biotita.

Este granito é novamente sobreposto pelo ignimbrito, com predominância de blocos com bandamento bem desenvolvido, com fragmentos líticos de rocha vulcânica, de uma rocha básica e de um granito de granulação fina, que tem suas bordas corroídas. No topo do morro, também são encontrados fragmentos de aplito em meio ao ignimbrito.

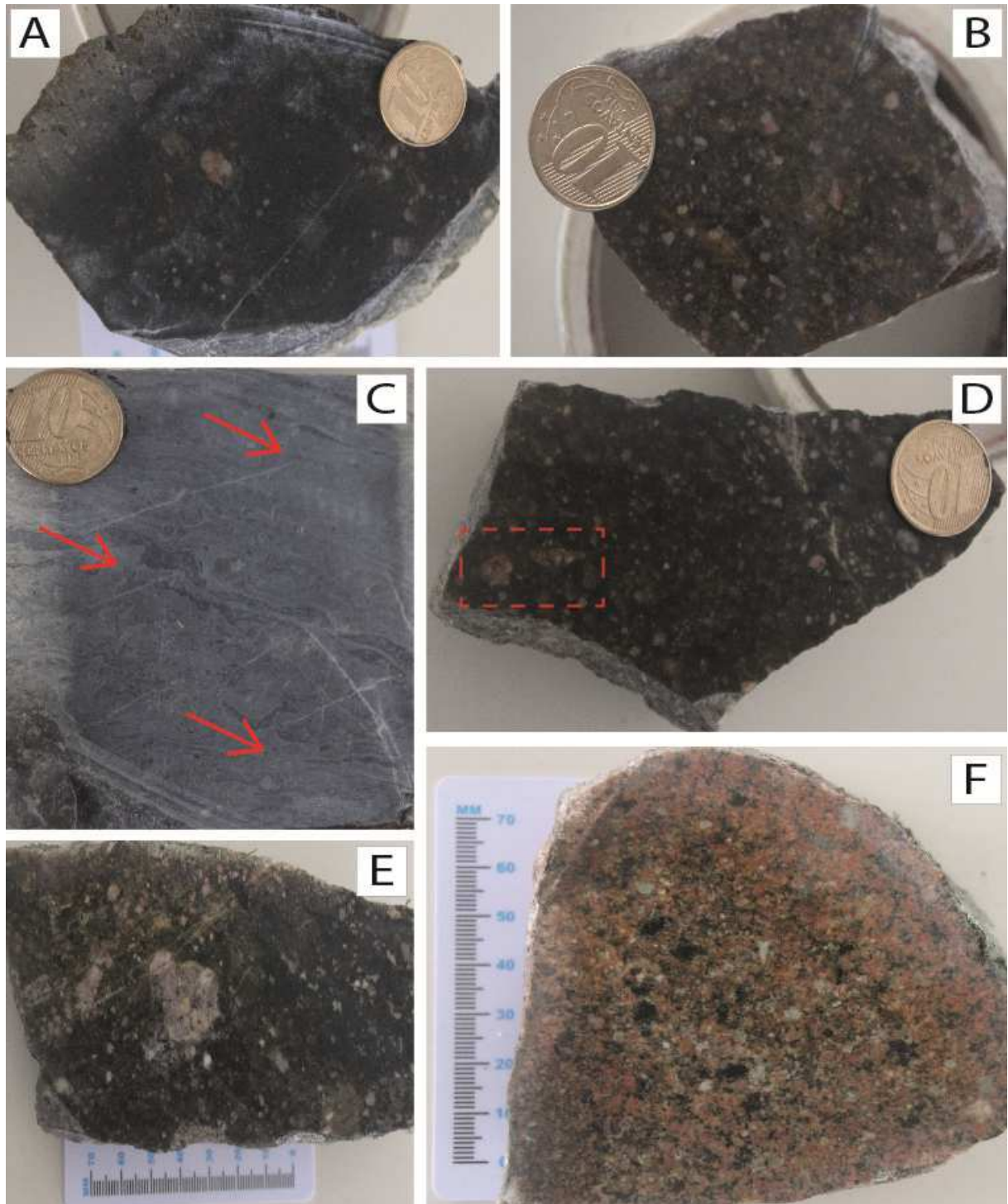


Figura 17: Variações texturais e feições estruturais dos ignimbritos do Morro dos Cavalos, Setor 2: a) ignimbrito com baixa carga de cristais, b) ignimbrito com carga mais alta de cristais, c) fiammes definindo um bandamento, d) fragmentos de aplito no ignimbrito, e) fragmentos de granito com contato difuso no ignimbrito, f) microgranito intrusivo na ilha de ignimbritos.

4.2. PETROGRAFIA

Para o estudo petrográfico, foram analisadas 14 lâminas delgadas: 02 de granito, 05 de brecha vulcânica e 07 de vulcânicas ácidas. A localização de cada lâmina é apresentada na tabela abaixo:

Tabela 2: Amostragem de lâminas petrográficas analisadas, por litotipo e pontos de coleta.

Litotipo	Lâminas
Granito Ilha	PSC 01
Granito Itacorumbi	PSC 02 A
Brechas vulcânicas	PSC 02-B1, PSC 02-B2, PSC 02-B3, PSC 02-C2, PSC 02-C3
Vulcânicas ácidas	PSC 02-D, PSC 03, PSC 05-A, PSC 06-A, PSC 06-B, PSC 08-A, PSC 10-A

4.2.1. Granito Ilha

O Granito Ilha identificado na região de estudo é um monzogranito leucocrático de textura alotriomórfica, equigranular médio a grosso (FIG. 18A-B), com raros agregados (*clots*) de biotita de distribuição esparsa. O contato entre os cristais de quartzo e feldspatos varia de retos a interpenetrados. Há uma grande quantidade de fraturas intercrystalinas, que são normalmente preenchidas por pequenos veios de quartzo policristalino, e menos comumente, por muscovita, o que sugere a presença de zonas cataclásticas com circulação de fluídos. Os minerais acessórios identificados são zircão, apatita e minerais opacos.

O K-feldspato tem tamanho entre 2,5 mm e 7,5 mm, com a maioria dos cristais em torno de 3,5 mm, apresenta forma anédrica a subédrica, e encontra-se predominantemente argilizado. Eventualmente apresenta pertitas em forma de vênulas que perfazem cerca de 20-30% dos grãos.

O quartzo varia em tamanho entre 2,5 mm e 7,5 mm, sendo a maioria dos grãos com cerca de 3 mm. É anédrico a subédrico, normalmente globular, muitas vezes facetado. O caráter precoce do quartzo é indicado pelo desenvolvimento de faces nos cristais maiores, bem como pelo fato de ocorrerem frequentemente como inclusão em cristais de feldspatos. Extinção ondulante é observada na maioria dos cristais, assim como contato interpenetrado com os demais minerais (FIG. 18E). Uma segunda geração de quartzo, na forma de agregados policristalinos, ocorre preenchendo fraturas.

O plagioclásio apresenta tamanhos menores em relação ao quartzo e a aos feldspatos alcalinos, variando entre 0,8 mm e 3,5 mm, normalmente em torno de 2 mm. Apresenta formas anédricas a subédricas e hábito tabular, com contatos interpenetrados com as demais fases minerais. Encontram-se frequentemente sericitizados e alterados para epidoto e são reconhecidos pela preservação de suas maclas polissintéticas (FIG. 18C-D).

A biotita ocorre em forma de agregados intersticiais com cerca de 2,5 mm, e está predominantemente alterada para clorita e óxido de ferro (FIG. 18F). Embora em amostra macroscópica acredita-se tratar da fácies biotítica do Granito Ilha, a lâmina em questão teve sua delimitação em uma área com pouco teor do mineral, chegando a cerca de apenas 3%.

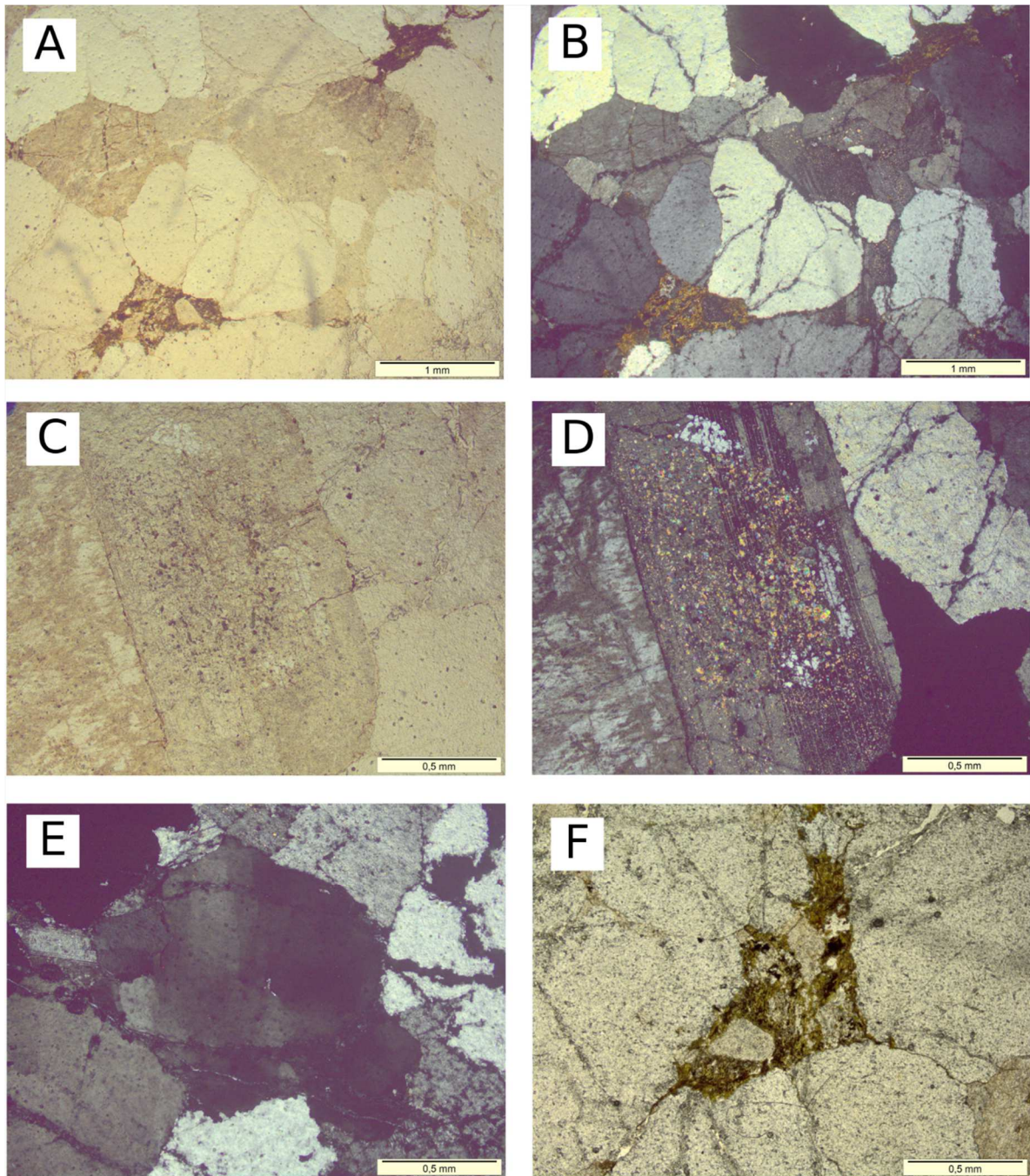


Figura 18: Aspectos petrográficos do Granito Ilha. a) e b) textura alotriomórfica de granulação média, com contatos interpenetrados entre os grãos (à esquerda, luz natural, à direita, nicóis cruzados), c) e d) cristal de plagioclásio alterado para epidoto (à esquerda, luz natural, à direita, nicóis cruzados), e) cristal de quartzo com extinção ondulante, f) *clot* de biotita interesticial, com alteração para clorita, em luz natural.

4.2.2. Granito Itacorumbi

O Granito Itacorumbi, encontrado apenas no costão da região de estudo, foi identificado como um hornblenda monzogranito, de textura porfirítica alotriomórfica, com matriz de granulometria média, em torno de 0,4 mm, englobando megacristais de K-feldspato

e plagioclásio, que chegam a 6 mm (FIG. 19A-B). A matriz da rocha é composta por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, e também apresenta expressiva quantidade de enclaves microgranulares máficos, compostos por hornblenda, biotita, clorita e epidoto (FIG. 19C). Apatita aparece como mineral acessório (FIG 19D).

O quartzo apresenta-se em formas anédricas a subédricas e tem tamanhos menores em relação aos feldspatos, com média de 0,4 mm. Ocorrem em meio a matriz e como inclusão em megacristais, assim como, de forma secundária, preenchendo fraturas. Extinção ondulante é observada na maioria de seus cristais.

O K-feldspato varia em tamanhos de 0,1 mm na matriz, chegando até 6 mm nos megacristais, com a maioria de seus cristais medindo em torno de 1 mm. Nos megacristais observa-se a formação de uma borda de alteração assim como fraturas e inclusões de outros minerais como quartzo e apatita. Encontram-se localmente sericitizados e, nos grãos menos alterados, pertitas em forma de vênulas perfazem cerca de 20% dos grãos.

O plagioclásio ocorre em tamanhos que variam de 0,2 mm a 4 mm, com média de 1,3 mm, são normalmente maiores que os demais cristais da rocha. A maioria dos cristais são subédricos, eventualmente anédricos, e encontram-se intensamente alterados, por processos de sericitização e saussuritização (FIG. 19E). Fraturas preenchidas por quartzo e inclusões de quartzo também são comuns nesses cristais (FIG. 19F). Apesar de alterado, maclas polissintéticas são parcialmente visíveis, possibilitando sua caracterização.

Os minerais máficos perfazem cerca de 7% desta rocha, sendo em sua maior parte constituídos por hornblenda primária, subédrica a anédrica, localmente fraturada, com tamanhos entre 0,03 mm e 1 mm, e tamanho médio de 0,2 mm, ocorrendo em agregados. Clorita e epidoto ocorrem de forma secundária, como produtos de alteração.

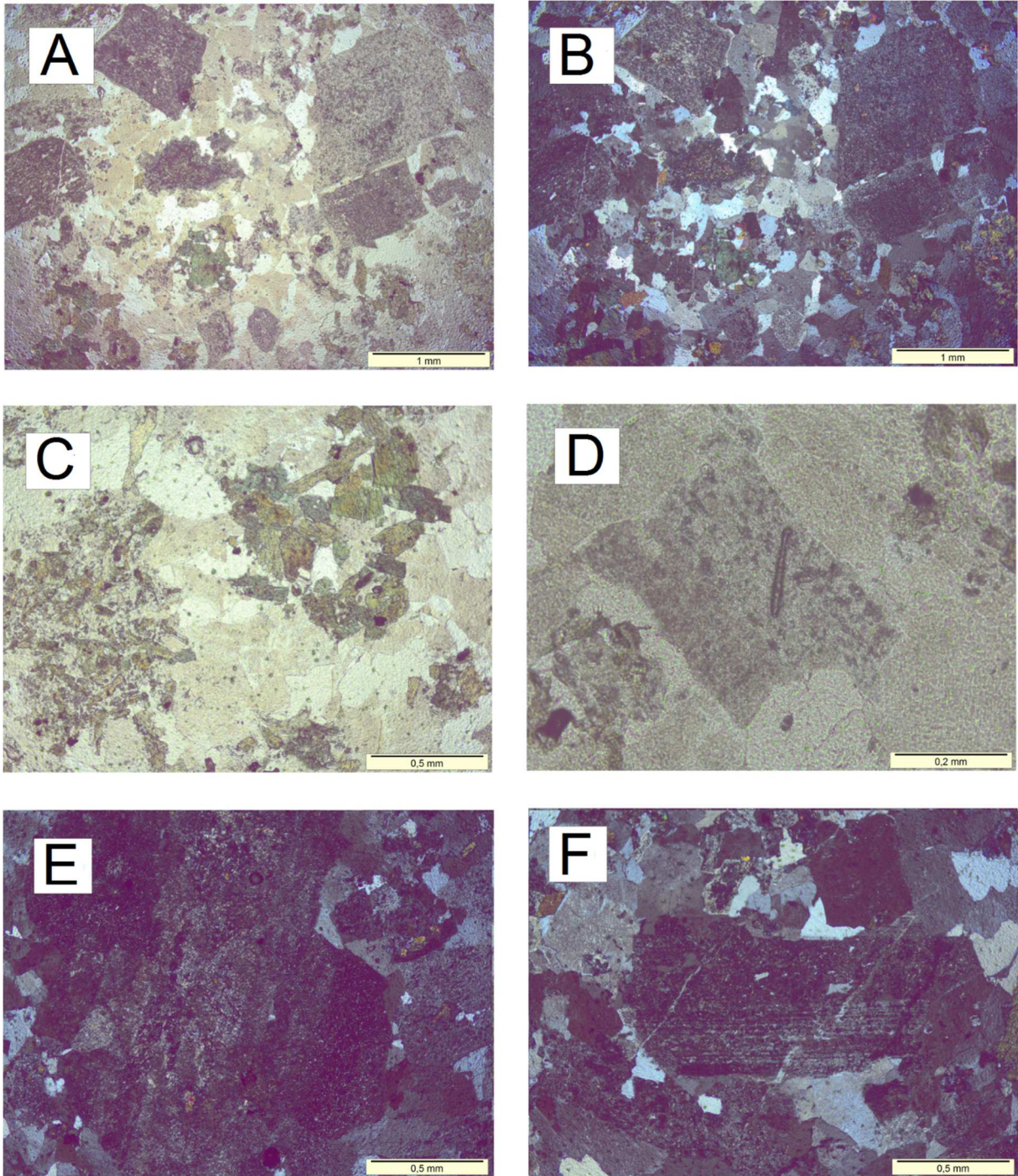


Figura 19: Aspectos petrográficos do Granito Itacorumbi; a) e b) textura alotriomórfica porfirítica com matriz de granulação média e megacristais de plagioclásio e K-feldspato (à direita, luz natural, à esquerda, nicóis cruzados); c) enclaves microgranulares máficos compostos por hornblenda, clorita e epidoto; d) ocorrência de apatita como mineral acessório; e) megacristal de plagioclásio intensamente alterado por sericitização e saussuritização; f) inclusões de cristais de quartzo e fraturas preenchidas por quartzo, em megacristal de plagioclásio.

4.2.3. Brechas Vulcânicas

As brechas vulcânicas ocorrem de forma bem heterogênea, tendo lâminas analisadas das porções ricas em matriz, e outras apresentando maior quantidade de fragmentos

líticos diversos. Estas brechas apresentam, de uma forma geral, matriz muito fina a afanítica, de material quartzo-feldspático, sericitizado (FIG. 20A-C), que engloba uma série de fragmentos líticos e cristais dispersos, como quartzo e feldspatos. Os fragmentos de composição básica observados em amostra de mão não foram laminados para análise microscópica, sendo analisados então, somente os fragmentos de rochas félsicas.

Os minerais em meio a matriz variam de tamanho e forma, apresentando grande quantidade de fraturas. Os cristais de quartzo imersos na matriz são anédricos a subédricos e de contato bem marcado, enquanto os feldspatos apresentam-se normalmente bem sericitizados e de contato difuso (FIG. 20D). A distinção entre K-feldspato e plagioclásio torna-se difícil ocasionalmente, quando o cristal está muito sericitizado e propriedades diagnósticas são pouco visíveis.

A maior parte dos fragmentos líticos tem como principais componentes quartzo, K-feldspato e plagioclásio e, em algumas lâminas, expressiva presença de biotita, ocorrendo em agregados, de tamanho fino a médio, ora alterada para clorita (FIG. 20E). A presença de muscovita e minerais opacos também ocorre, em menor escala. Estes fragmentos variam de tamanho e granulação eventualmente partidos e englobados à matriz. Quando em cristais mais grossos, os fragmentos são menos alterados, apresentando composição e textura semelhantes ao Granito Ilha. Os cristais são normalmente anédricos e bem fraturados, podendo apresentar contato abrupto com a matriz selante ou difuso, com os cristais partidos diminuindo gradualmente a granulação até se misturar completamente à matriz, assemelhando-se a uma desfragmentação e assimilação de um granito (FIG. 20F).

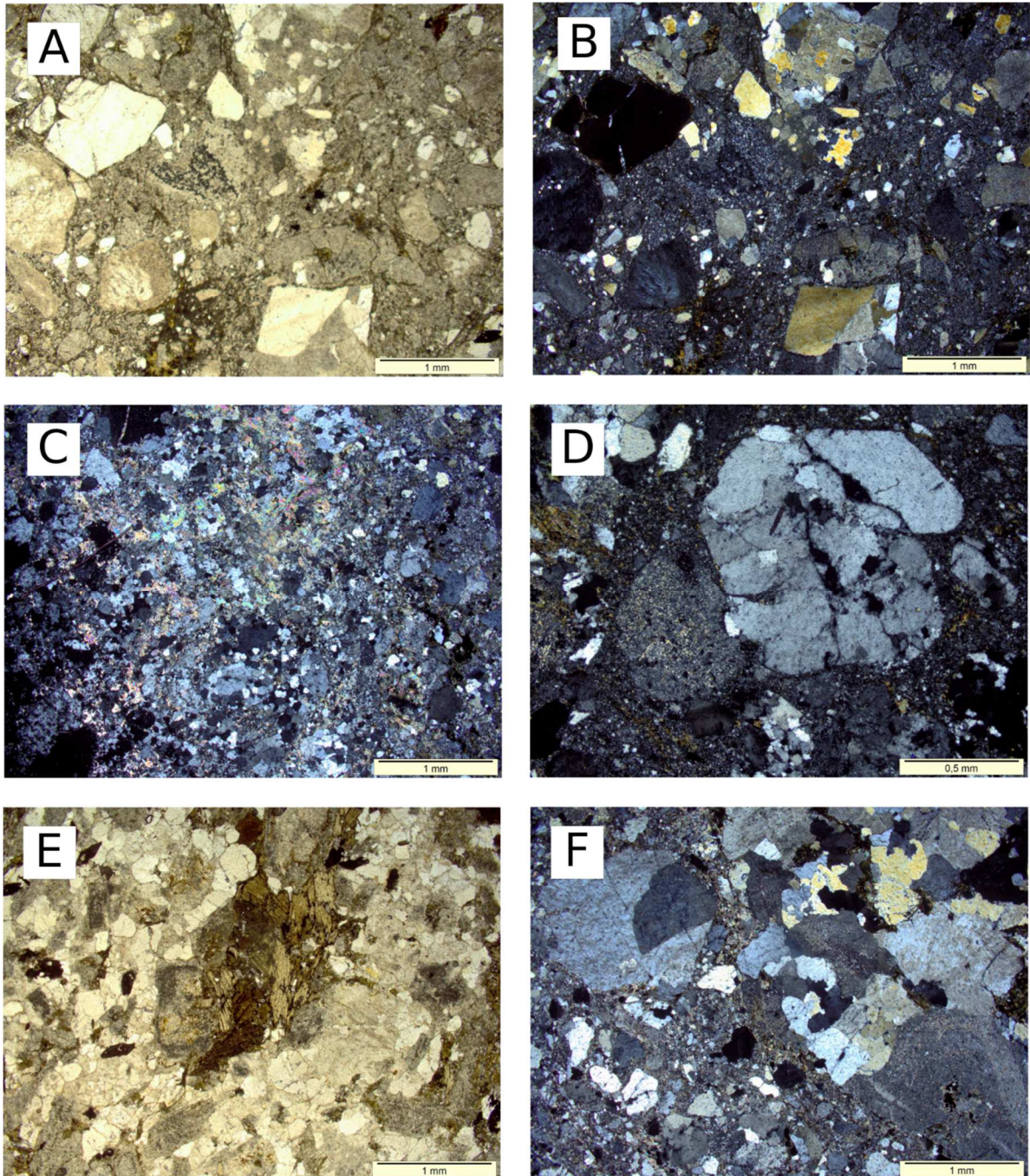


Figura 20: Aspectos petrográficos das brechas vulcânicas. a) e b) brecha com matriz afanítica, partindo e englobando os fragmentos líticos (à esquerda, luz polarizada, à direita, nicóis cruzados), c) brecha rica em cristais finos, d) quartzo subédrico fraturado com contato nítido e feldspato bem sericitizado com contato difuso, e) agregados (*clots*) de biotita de tamanho médio em fragmento lítico, f) matriz afanítica da brecha desfragmentando rocha granítica.

4.2.4. Ignimbrito Cambirela

O Ignimbrito Cambirela comporta rochas piroclásticas de textura porfirítica, com megacristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, em matriz tufácea fina a muito fina de material quartzo-feldspático, eventualmente alterado para sericita. Minerais de alteração

hidrotermal também são comuns em meio a matriz, como biotita, clorita e epidoto. Apresenta textura eutaxítica, típica de ignimbritos soldados, com *fiammes* estirados e recristalizados na forma de agregados de quartzo e K-feldspato policristalinos. Seu bandamento, quando observado, se dá pela orientação destes *fiammes*, que contornam e eventualmente rotacionam os megacristais. Com base na análise modal de matriz, cristais e litoclastos, o Ignimbrito Cambirela foi classificado em três fácies distintas: Lápili-tufo pobre em cristais e fragmentos líticos (LTpcl), Lápili-tufo pobre em cristais e rico em fragmentos líticos (LTpclr) e Lápili-tufo rico em cristais e fragmentos líticos (LTrcl).

4.2.4.1. Lápili-tufo pobre em cristais e fragmentos líticos (LTpcl)

A fácies Lapili-tufo pobre em cristais e fragmentos líticos (LTpcl) é representada por rochas piroclásticas com cerca de 8% de cristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz tufácea fina, com composição quartzo-feldspática (FIG. 21A) e textura eutaxítica incipiente, com poucos *fiammes* (FIG. 21B). Localmente, veios de epidoto ocorrem em meio a matriz, como produto de alteração. Os cristais variam entre 0,3 mm e 3 mm, com tamanho médio de 2 mm, e são de quartzo facetado, localmente fraturado, com extinção ondulante, e K-feldspato e plagioclásio, subédricos a anédricos, apresentando, de forma isolada, alteração por sericitização (FIG 21C).

O fragmento lítico encontrado nessa rocha trata-se de uma rocha granítica com granulação fina a média, textura alotriomórfica porfirítica, com cristais de quartzo e K-feldspato, chegando a 1,2mm e plagioclásios menores, com cerca de 0,3mm (FIG 21D). Clorita, epidoto e óxido de ferro, como produtos de alteração também estão presentes no fragmento.

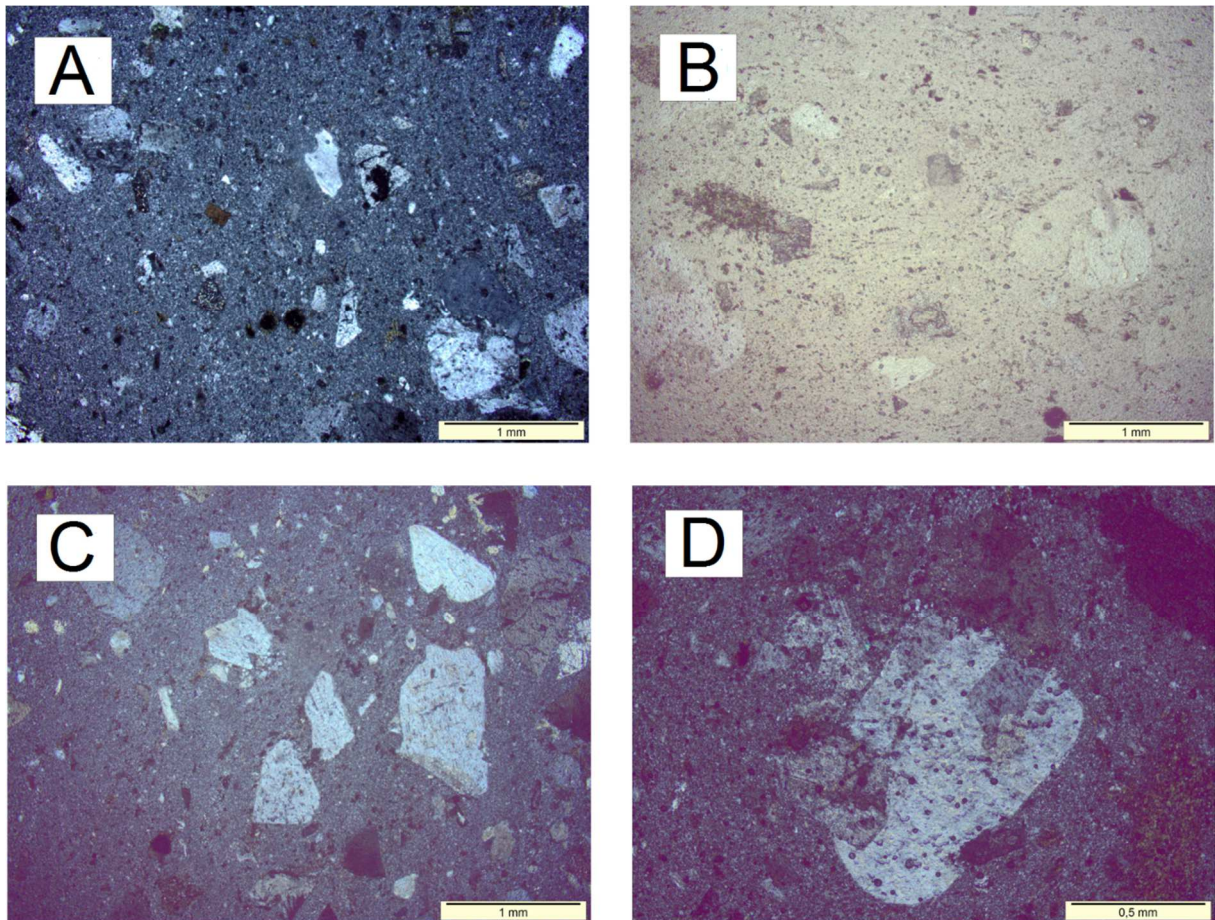


Figura 21: Aspectos petrográficos do Ignimbrito Cambirela, fácies Lápili-tufo pobre em cristais e fragmentos líticos (LTpcl): a) cerca de 8% de cristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz tufácea fina com composição quartzo-feldspática; b) textura eutaxítica incipiente; c) cristais de quartzo facetado com extinção ondulante e K-feldspato e plagioclásio, subédricos a anédricos; d) fragmento lítico de rocha de granulação fina a média, textura alotriomórfica porfirítica e composta por quartzo, K-feldspato e plagioclásio.

4.2.4.2. Lápili-tufo pobre em cristais e rico em fragmentos líticos (LTpclr)

O Lápili-tufo pobre em cristais e rico em fragmentos líticos (LTpclr) apresenta cerca de 15% de cristaloclastos imersos em matriz tufácea fina a muito fina com textura eutaxítica incipiente a bem marcada (FIG. 22A-C). Os *flammas* encontram-se recristalizados com quartzo microcristalino (FIG 22B). Os minerais em meio a matriz são quartzo, K-feldspato e plagioclásio normalmente subédricos a anédricos com média de 0.3 mm, localmente chegando a até 5 mm. Os cristais maiores de K-feldspato comumente apresentam pertitas em forma de vênulas que perfazem cerca de 20% dos grãos. Os cristais menores de K-feldspato e plagioclásio encontram-se localmente sericitizados. Agregados de biotita, alterados para clorita, epidoto e óxido de ferro, perfazem cerca de 3% da rocha (FIG. 22C).

Dentre os fragmentos líticos presentes nestas rochas, encontra-se os de uma rocha granítica com textura hipidiomórfica, composta por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita, com cristais que chegam a 1,2 mm (FIG. 22D). Alterações por sericitização e cloritização ocorrem nos feldspatos e na biotita, respectivamente.

Outro fragmento presente é de uma rocha de granulação fina a média com bordas corroídas e oxidadas. Estes fragmentos estão intensamente alterados, mantendo uma expressiva presença de quartzo anédrico (FIG 22E). Plagioclásio e biotita também são encontrados, assim como micas e epidoto, que ocorrem como produtos de alteração por todo os fragmentos. Allanita ocorre como fase acessória (FIG 22F).

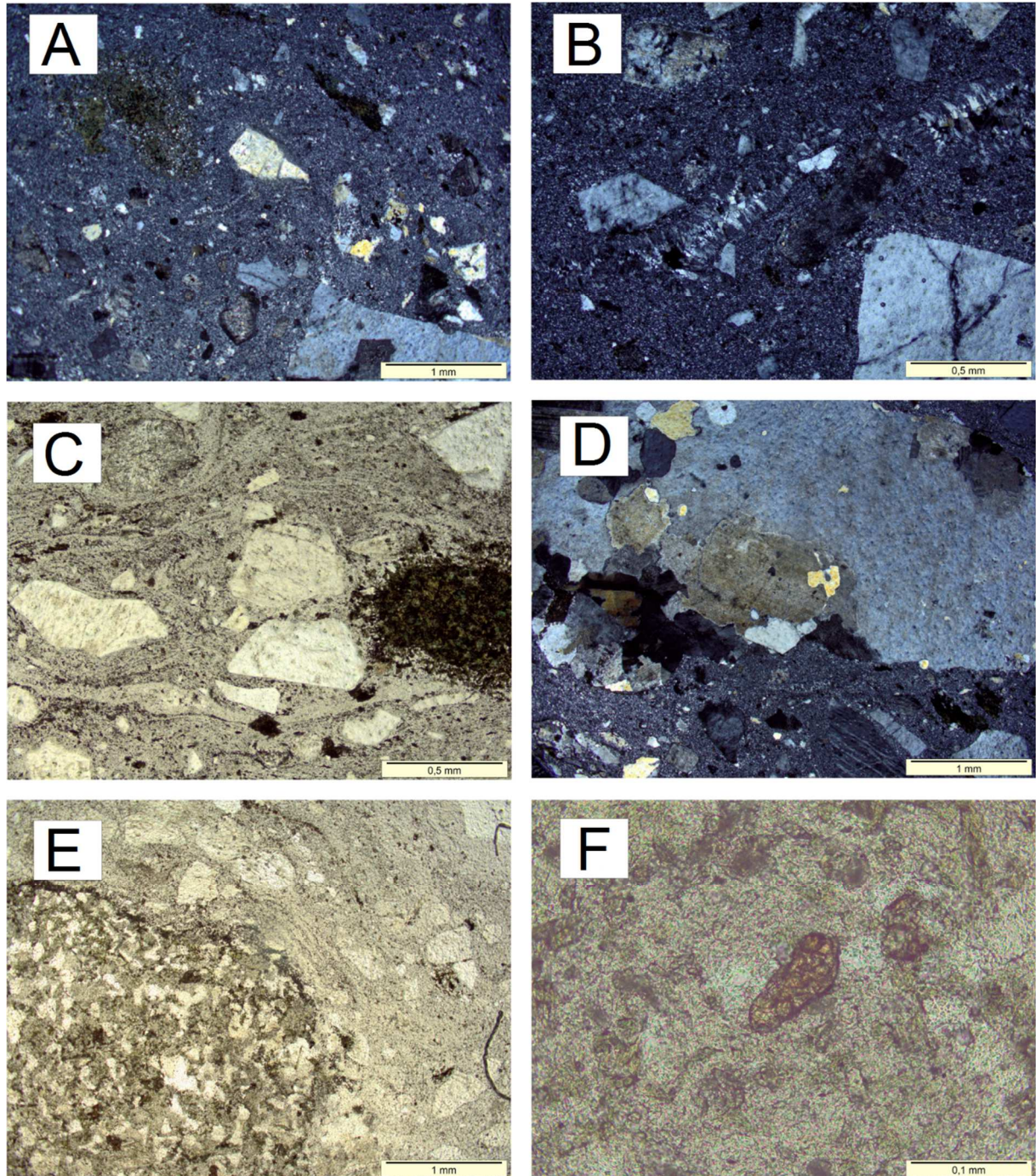


Figura 22: Aspectos petrográficos do Ignimbrito Cambirela, fácies Lápili-tufo pobre em cristais e rico em fragmentos líticos (LTpcri): a) lápili-tufo com cerca de 15% de cristaloclastos imersos em matriz tufácea fina a muito fina e textura eutaxítica incipiente; b) fiamme recrystalizado com quartzo microcristalino; c) textura eutaxítica e agregado de minerais máficos alterados; d) fragmento de rocha granítica porfirítica alotriomórfica com granulação média a grossa composta por cristais de quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita; e) fragmento de granulação fina, intensamente alterado, apresentando bordas de alteração, rico em quartzo anédrico; f) ocorrência de allanita como mineral acessório no fragmento alterado.

4.2.4.3. Lápili-tufo rico em cristais e fragmentos líticos (LTrel)

A fácie Lápili-tufo rico em cristais e fragmentos líticos (LTrel) é representada por rochas piroclásticas com cerca de 25% de cristais imersos em matriz tufácea, apresenta textura eutaxítica bem marcada, com os *fiammes* achatados e recristalizados com quartzo e K-feldspato policristalinos, e, localmente, minerais opacos (FIG 23A-B). Os cristais imersos na matriz encontram-se comumente rotacionados conforme o lineamento dos *fiammes*. Estes cristais são de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, em forma de glómeros e normalmente alterada para epidoto e clorita, e allanita, parcialmente alterada, que ocorre como mineral acessório.

A maior parte dos cristais são de quartzo anédrico a subédrico, que varia de tamanhos microcristalinos chegando a 2,2 mm. O quartzo encontra-se comumente fraturado e essas fraturas são localmente preenchidas por quartzo e micas. Os feldspatos, de um modo geral, apresentam-se localmente argilizados e sericitizados. Os K-feldspatos apresentam pertitas que chegam a perfazer até 40% dos grãos, e esses cristais tem média de 0,6 mm, enquanto os plagioclásios, são encontrados em menores quantidades e tamanhos, que chegam a 1 mm, porém a maior parte em torno de 0,3 mm.

Dentre os fragmentos líticos presentes nesta fácie, encontram-se dois fragmentos de rochas graníticas distintas. Um dos fragmentos possui textura hipidiomórfica, com granulação média, com quartzo e K-feldspato em maior escala, e plagioclásio, ocorrendo em menores quantidades (FIG. 23C). Outra rocha granítica apresenta textura hipidiomórfica equigranular, com maior teor de plagioclásio, também em tamanhos maiores, chegando a 0,8 mm, e teores menores de quartzo e K-feldspato (FIG. 23D).

Ocorrem também fragmentos com predominância de quartzo anédrico e equigranular, de granulometria fina em textura aplítica. Nestes fragmentos, também se encontram K-feldspato e plagioclásio, e, em menor teor e possivelmente como produto de alteração, clorita (FIG. 23E).

Um outro tipo de fragmento comum é de uma rocha intensamente alterada, de contato difuso com a matriz do ignimbrito, com granulometria fina composta por quartzo anédrico, K-feldspato e biotita, ora alterada para epidoto, clorita e óxidos de ferro, e minerais opacos (FIG. 23 F).

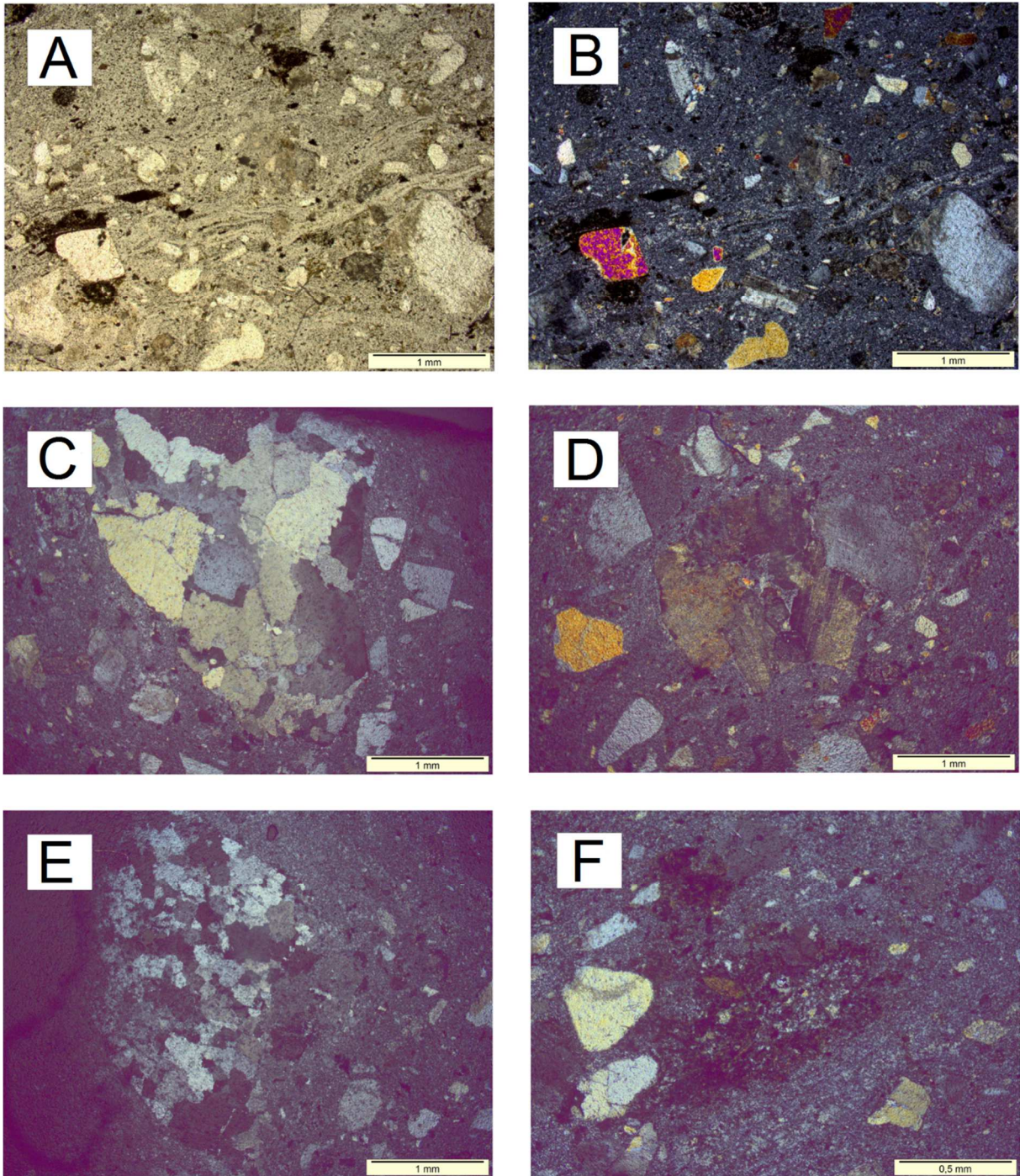


Figura 23: Aspectos petrográficos do Ignimbrito Cambirela, fácies Lápili-tufo rico em cristais e fragmentos líticos (LTrel): cerca de 25% de cristaloclastos compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita parcialmente alterada em meio a matriz tufácea fina com textura eutaxítica com fiammes recrystalizados por quartzo e K-feldspato policristalinos (à esquerda, luz natural, à direita, nicóis cruzados); c) fragmento lítico de rocha granítica com textura hipidiomórfica e granulação média, composta por quartzo, K-feldspato e, em menor escala, plagioclásio; d) fragmento de rocha granítica hipidiomórfica equigranular, com maior teor de plagioclásio e K-feldspato e menores teores de quartzo; e) fragmento com textura aplítica, composta majoritariamente por quartzo anédrico, com menores ocorrências de K-feldspato, plagioclásio e clorita; f) fragmento de rocha vulcânica de granulação fina a muito fina, de contato difuso com a matriz, composto por quartzo, K-feldspato e biotita.

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na região costeira do Morro dos Cavalos são encontradas rochas de todas as unidades litológicas da Suíte Cambirela. Dentre estas, o Riolito Cambirela, descrito na literatura como rochas efusivas e piroclásticas (UFRGS, 1999; BITENCOURT *et al.*, 2008, TOMAZZOLI E PELLERIN, 2015), é encontrado apenas na forma de ignimbritos ou brechas vulcânicas. O Granito Itacorumbi encontra-se apenas em uma pequena porção de blocos rolados no costão e como forma de fragmento lítico em rochas piroclásticas. O Granito Ilha, por sua vez, aparece de forma mais expressiva e com granulação variada, em afloramentos em blocos ao longo do costão assim como no morro e, principalmente como fragmento lítico nas rochas piroclásticas e nas brechas.

A amostra do Granito Itacorumbi analisada em escala microscópica apresenta textura porfírica com megacrists de plagioclásio e K-feldspato e matriz de granulometria fina a média, composta por plagioclásio, K-feldspato e quartzo. Enclaves máficos compostos por hornblenda, biotita, clorita e epidoto perfazem cerca de 7% desta rocha, classificando-a assim como uma hornblenda-monzogranito, tendo apatita como mineral acessório.

Ao longo do costão o afloramento do Granito Ilha é mais homogêneo, de textura alotriomórfica equigranular de grãos médios a grossos, e expressiva quantidade de agregados (*clots*) de biotita, perfazendo cerca de 5-7% da rocha, o que a classifica, segundo UFRGS (1999), na fácies biotítica do Granito Ilha. Em análise petrográfica, a porção da amostra da qual foi feita a lâmina delgada continha um teor inferior de biotita, cerca de 3%, e esta encontra-se intensamente alterada para clorita e óxidos de ferro. A lâmina petrográfica indicou se tratar de um monzogranito, com zircão e apatita na fase acessória.

Na subida do morro, o mesmo granito é encontrado novamente, porém com granulação fina, o que indica um resfriamento em menor profundidade. No topo do morro, fragmentos líticos do Granito Ilha com textura aplítica ocorrem nos ignimbritos.

Inicialmente, através de análise macroscópica de amostras em campo, acreditava-se que as rochas vulcânicas na porção Norte do costão tratavam-se de riolitos, porém, em análise petrográfica, pôde-se observar uma matriz fina a afanítica de material quartzo-feldspático com bandamento por *fiammes* achatados recristalizados com quartzo e K-feldspato policristalino em textura eutaxítica, típica de ignimbritos soldados. Localmente, estes ignimbritos fortemente soldados apresentam-se macroscopicamente indistinguíveis de um riolito, o que os classifica como ignimbritos do tipo *lava-like* (BRANNEY; KOKELAAR, 2002). No trabalho de

mapeamento de UFRGS (1999), a unidade local é descrita como riolitos, fazendo-se então necessária uma atualização cartográfica. Lange (2016), em seu trabalho no Sul da Ilha de Santa Catarina, já sugere uma nomeação da unidade como Ignimbrito Cambirela, proposta essa seguida neste trabalho, como observado na figura 9.

Como o ignimbrito ocorre com características variadas, este foi subdividido em três fácies distintas: lúpili-tufo pobre em cristais e fragmentos líticos (LTpcl), lúpili-tufo pobre em cristais e rico em fragmentos líticos (LTpclr) e lúpili-tufo rico em cristais e fragmentos líticos (LTrcl). Para além da quantidade de cristais e fragmentos líticos presentes nestas rochas, características como o grau de soldagem e a forma dos minerais são marcantes. Os LTrcl são os que apresentam maior quantidades de *fiammes*, o que sugere que a própria quantidade elevada de cristais, pode ser, em parte, devida ao maior grau de soldagem desta porção do depósito. A fácies LTpcl apresenta cristais subédricos a euédricos, indicando que estes tenham sofrido menos abrasão.

A variação entre 10% e 70% na quantidade de cristais imersos na matriz dos ignimbritos pode estar sujeita ao modelo de depósitos piroclásticos proposto por Bachmann & Bergantz (2004), indicando que houve sequentes reativações do *mush* na câmara rasa, através de novas injeções magmáticas. O tipo deste depósito, por variação gradual ou abrupta na quantidade de cristais, como indicados na figura 3, entretanto, não pode ser avaliado, uma vez que as amostras da região são de blocos rolados, não estando *in-situ*.

Os ignimbritos, de modo geral, apresentam fragmentos líticos diversos, com formas angulosas a arredondadas e contatos abruptos a difusos. Estes fragmentos são de rochas vulcânicas básicas e ácidas, do Granito Itacorumbi, em menor quantidade, e do Granito Ilha, com presença mais expressiva, com granulometria grossa à microgranítica, que localmente apresenta-se intensamente alterado, rico em micas e epidotos como produtos de alteração, e com um anel de oxidação no contato com a matriz ignimbrítica. O reconhecimento deste fragmento como Granito Ilha deu-se através da presença de allanita como mineral acessório, já descrito na literatura por Bitencourt *et al.* (2008). Alguns fragmentos deste granito também apresentam bordas corroídas, o que sugere que o ignimbrito tenha explodido em alta temperatura.

As brechas vulcânicas foram encontradas apenas no costão, em afloramentos com blocos rolados, sem um contato definido com as outras unidades da Suíte. Estas brechas são polimíticas ou polilitológicas, sendo sustentadas por fragmentos líticos de diferentes composições mineralógicas, como granitos, ignimbritos e, menos comumente, rocha vulcânica

básica. A presença de fragmentos distintos pode evidenciar uma origem poligênica das brechas, com sequentes pulsos magmáticos, ou a origem através de uma explosão de grande magnitude.

A matriz dessas brechas, que perfaz até 20% da composição das rochas, é caracterizada por um material quartzo-feldspático fino a afanítico, localmente rico em micas secundárias. Embora UFRGS (1999) e Bitencourt *et al.* (2008) interpretam tais brechas como Granito Itacorumbi com estrutura brechada, a análise petrográfica revela uma matriz riolítica, envolvendo tanto o Granito Itacorumbi, como o Granito Ilha. Localmente, observa-se um contato difuso dos fragmentos do Granito Ilha com a matriz da brecha, com diminuição gradual da granulação do granito, indicando quebra e possível assimilação do material granítico, o que sustenta a ideia de que o granito não estava totalmente consolidado quando ocorreu essa injeção do magma da brecha que resultou no evento explosivo.

Diante das características locais de variações de cada tipo litológico da região, é possível então interpretar a origem da Suíte Cambirela como um sistema magmático raso, com uma câmara subvulcânica alimentada por sequentes pulsos.

6. CONCLUSÕES

Afim de estabelecer uma melhor compreensão acerca de sistemas plutono-vulcânicos rasos e da origem da Suíte Cambirela, foi realizado este trabalho em escala de detalhe, na região de afloramentos no Morro dos Cavalos, em Santa Catarina, onde os diferentes tipos litológicos da Suíte são encontrados em uma área relativamente pequena. Através das análises de campo e petrográficas, foi possível alcançar as seguintes conclusões:

- O Granito Ilha, na região de estudo, ocorre na fácies biotítica, descrita por Bitencourt *et al.* (2008), com granulometria variada de grossa a fina, assim como na fácies leucocrática, na forma de fragmentos líticos presentes no ignimbrito.

- A granulometria microgranítica do Granito Ilha encontrada em afloramento em bloco no perfil 2 indica que este granito tenha se cristalizado também em profundidades mais rasas, subvulcânicas.

- Os fragmentos de Granito Ilha ora apresentam contatos difusos e corroídos com a matriz tufácea das rochas piroclásticas, assim como aparentam misturar-se localmente, indicando uma explosão em alta temperatura e que o granito não estava totalmente cristalizado quando deste evento explosivo.

- O Granito Itacorumbi ocorre em menor escala e, pela análise microscópica, foi identificado como um hornblenda-monzogranito. Sua granulometria fina a média indica uma profundidade subvulcânica de sua gênese.

- O ignimbrito ocorre em larga escala pela região, sem a ocorrência aparente de riolitos.

- Estes ignimbritos apresentam-se soldados a fortemente soldados, assemelhando-se macroscopicamente a riolitos. A classificação se dá através de análise microscópica, a qual os subdividiu em três fácies, de acordo com a quantidade de cristais e fragmentos líticos: lápili-tufo pobre em cristais e fragmentos líticos (LTpcl), lápili-tufo pobre em cristais e rico em fragmentos líticos (LTpcri) e lápili-tufo rico em cristais e fragmentos líticos (LTrcr).

- Ignimbritos mais ricos em cristais e fragmentos líticos apresentam maior grau de soldagem, enquanto os mais pobres, apresentam menos *fiammes* e alterações.

- A ocorrência de brechas vulcânicas sugere que houve um evento explosivo de grande magnitude, devido à variedade de fragmentos polilíticos.

- Dentre os fragmentos presentes na brecha, destaca-se o Granito Ilha, que, localmente, se funde e mistura a matriz da brecha, indicando que o granito não estava totalmente cristalizado quando da injeção do magma riolítico.

- Não foi possível determinar a geometria e os contatos das unidades na área de estudo, entretanto as características petrográficas das unidades litológicas sugerem um sistema plutono-vulcânico de profundidade rasa.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- BACHMANN, O.; BERGANTZ, G. W. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. **Journal of Petrology**, v. 45, n. 8, p. 1565-1582, 2004.
- BACHMANN, O.; BERGANTZ, G. The magma reservoirs that feed supereruptions. **Elements**, v. 4, p. 17-21, fev., 2008.
- BASEI, M.A.S. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 1985. 218 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BASEI, M. A. S., et al. **The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain, the Rio de La Plata Craton, framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa**. In: SBG: Rio de Janeiro, ed. 1, p. 311-334. 2000.
- BERNARDES, E. G. **Estudo das auréolas termais e processos de fusão gerados na interface diques básicos cretáceos do Enxame de diques Florianópolis e encaixantes graníticas Neoproterozóicas do Batólito Florianópolis, Praia da Pinheira, SC**. 2017. Trabalho de Conclusão de Curso; (Graduação em Geologia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2017.
- BITENCOURT, M. F., NARDI, L. V. S. Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in southernmost Brazil. 1993. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 65, 3–16.
- BITENCOURT, M. F., NARDI, L.V.S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, [s.l.], v.30, n.1, p.186-189, 2000.
- BITENCOURT, M. F., et al. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. **Revista Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, n.35, p. 109–136, out. 2008.
- BRANNEY, M. J. & KOKELAAR, P. **Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites**. Memoirs n. 27, Geological Society of London, 2002.
- CANDELA, P. A. A Review of Shallow, Ore-related Granites: Textures, Volatiles, and Ore Metals. **Journal of Petrology**, v. 38, n. 12, p. 1619–1633, 1997.
- CORRÊA, V. X. **Geoquímica, Isotopia e geocronologia das rochas graníticas do Batólito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil**. 2016. 219 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FLORISBAL, L. M, et al. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. **Precambrian Research**, n.175, p. 135-148, set. 2009.
- 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**. 2011. 300 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FLORISBAL, L. M., et al. Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná-Etendeka Magmatic Province: A reappraisal based on precise U-Pb dating. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 289, p. 140-150, nov. 2014.

FLORISBAL, L. M., et al. Geological, geochemical and isotope diversity of ~134 Ma dykes from the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná Magmatic Province: Geodynamic controls on petrogenesis. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 181-203, abr. 2018.

HILDRETH, W. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 10153-10192, 1981.

JANASI, V. A., et al. (2015). Low- d_{18O} shallow-level neoproterozoic a-type granites from the Florianópolis Batholith, south Brazil. In: 8TH HUTTON SYMPOSIUM ON GRANITES AND RELATED ROCKS. Florianópolis, Brazil, 2015.

LANGE, M. B. S. **Caracterização geológica, petrográfica e litoquímica da Suíte Cambirela no Sul da Ilha de Santa Catarina**. 2016. Trabalho de Conclusão de Curso; (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2016.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. Australia: University of Tasmania, 1993.

Oyhantçabal, P., et al. Post-collisional transition from calcalkaline to alkaline magmatism during transcurent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay). **Lithos**, v. 98, p. 141- 159, 2007.

PAPALE, P.; MONTAGNA, C. P.; LONGO, A. Pressure evolution in shallow magma chambers upon buoyancy-driven replenishment. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 18, 2017.

PEREIRA, L. M. C. **Estudo das auréolas termais e processos de fusão gerados na interface diques básicos cretáceos do Enxame de diques Florianópolis e encaixantes graníticas Neoproterozóicas do Batólito Florianópolis**. 2017. Trabalho de Conclusão de Curso; (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2017.

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

RATAJESKI, K. **Estimation of initial and saturation water concentrations for three granitic plutons in the North–Central Great Basin, Nevada**, 1995. M. Sc. Thesis - College Park, University of Maryland, USA, 1995.

SCHEIBE, L. F. & TEIXEIRA, V. H. 1970. **Mapa Topogeológico da Ilha de Santa Catarina**. Porto Alegre, DNPM.

SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. **Lithos**, v. 82, p. 503-525, 2005.

SOMMER, C. A., et al. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense. **Pesquisas em Geociências**, v. 30, p. 3-26, 2003.

SOMMER, C. A., et al. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil:

shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 78, p. 573-589, 2006.

SOMMER, C. A., et al. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, p. 420-435, set. 2011.

SPARKS, R. S. J. & WALKER, G. P. L. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. **Nature Physics Science**, v. 241, p. 62-64, 1973.

TOMAZZOLI, E. R.; PELLERIN, J. M. Unidades do Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina: as rochas. **Geosul**, Florianópolis, v. 30, n. 60, p. 225-247, nov., 2015.

UFRGS. **Mapeamento Geológico 1: 25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC**. Porto Alegre: 1999 vol. 7. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ZANINI, L. F. P.; et al. 1997. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Florianópolis (Folha SH.22-Z-D-V) e Lagoa (Folha SH.22-Z-D-VI)**. CPRM, Brasília, 252p., mapas. Escala 1:100.000.