



**CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DA FUSÃO PARCIAL NOS
METAMORFITOS DO COMPLEXO CAMBORIÚ, REGIÃO DE CAMBORIÚ, SC**

Porto Alegre, 2015

FRANCIELE GONÇALVES ANDRES

**CONDICIONAMENTO ESTRUTURAL DA FUSÃO PARCIAL NOS
METAMORFITOS DO COMPLEXO CAMBORIÚ, REGIÃO DE CAMBORIÚ, SC**

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

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

Supervisor: MSc. Amós Martini

Porto Alegre, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Andres, Franciele Gonçalves

Condicionamento estrutural da fusão parcial nos metamorfitos do Complexo Camboriú, região de Camboriú, SC . / Franciele Gonçalves Andres. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.
[50 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): Maria de Fátima Aparecida Bitencourt

1. Migmatito 2. Anatexia 3. Complexo Camboriú 4. Granito Itapema
I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila F. Tengaten Binotto

CRB 10/1743

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil
CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “Condicionamento estrutural da fusão parcial nos metamorfitos do Complexo Camboriú, região de Camboriú, SC”, elaborado por Franciele Gonçalves Andres, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Ruy Paulo Phillip

Prof. Dr. Edinei Koester

Prof. Dr. Leonardo Renner

“(...) Sempre lamentei não ser tão sábio quanto no dia em que nasci.”

H. D. Thoreau

AGRADECIMENTOS

À todas as pessoas que cruzaram ou acompanharam meu caminho nesses cinco anos de aprendizados geológicos, que somaram de alguma forma ao que esse trabalho se tornou e, principalmente, ao que eu me tornei. Gratidão!

À minha irmã, por ter me ajudado a escolher esse caminho cheio de pedras e por saber que eu só seria feliz assim. Minha mãe, por todo apoio, paciência, dedicação infinita, força inesgotável e por ter me feito chegar onde cheguei. Ao meu pai, por todo apoio.

À minha orientadora, madrinha, mãe geológica, pelo exemplo de geóloga e mulher, por tudo que pude aprender, pelos puxões de orelha, a paciência, as orientações, as discussões (geológicas ou não) e, principalmente, por toda compreensão. Obrigada, Fátima!

Ao meu supervisor, Amós Martini, por ter me confiado um pedacinho do Camboriú e por ter me mostrado a beleza ímpar em toda complexidade da fusão crustal. Pelas discussões, orientações e por tudo que aprendi em campo ou em frente a um microscópio.

À todos do Magmatismo Sintectônico, Gepeto, Pedro, Dionatan, Evelin, Camila, Stephanie, Mariana, Fera, por toda parceria em campo ou na vida, e por tudo que pude aprender com cada um de vocês. Ao Gepeto, pelas discussões, paciência e aprendizado. Ao Pedro, pela paciência, discussões e por toda ajuda sempre.

Às minhas irmãs geológicas, Manu e Ana Jú, que estiveram do meu lado desde o primeiro dia, que me deram força, calma e alma. Como me farão falta!

Aos amigos que a geologia me presenteou, parcerias pra tudo e todas as horas, que aliviaram todas as tensões com uma boa conversa e uma cerveja: Elis, Mari, Betina, Kathê, Raquel, Damita, Andreas, Cris, Melissa, Pâmela, Denise, Laércio (lê-se Laerte), Jade, Dani Grings, Beloni, Jonatas, Ana Julia, Ronei, Generoso, Henrique.

Ao Diego, por segurar minha mão todas as vezes que eu precisei, – e por puxar ela de vez em quando – por todo apoio, paciência e força, que resultaram no último impulso que eu precisava.

RESUMO

A fusão parcial assistida por água geralmente está associada a zonas de cisalhamento, devido à migração de fluidos aquosos para zonas de baixa pressão. O Complexo Camboriú situa-se na porção centro-leste do Escudo Catarinense, entre duas zonas de cisalhamento de expressão regional, e é composto por uma associação de metamorfitos orto- e paraderivados, assim como rochas magmáticas estruturadas de forma concordante. Essa associação apresenta um bandamento com direção principal NE, mergulhando geralmente com baixo ângulo para NW ou SE, caracterizando dobras de escala decimétrica a decamétrica. Na área de trabalho, município de Camboriú (SC), os metamorfitos do Complexo Camboriú apresentam abundantes evidências de fusão parcial com geração de líquidos leucograníticos, comumente contendo titanita e hornblenda peritéticas, em protólitos correspondentes a ortognaisses bandados, anfibolitos maciços e gnaisses máficos foliados. Como a fusão parcial depende da composição e estrutura dos protólitos, além das condições de temperatura e pressão a que foram submetidos, compreender que fatores controlam este processo é fundamental. O desenvolvimento deste trabalho foi realizado com uma abordagem integrada de geologia de campo, geologia estrutural e petrografia. Foram utilizadas as técnicas de detalhamento estrutural e a análise petrográfica e microestrutural. Os dados obtidos em campo e nas microestruturas, apontam para diferentes trajetórias na progressão da fusão parcial dos diferentes metamorfitos do Complexo Camboriú. Nos gnaisses laminados a bandados, a fusão parcial é observada ao longo do bandamento, e conforme ela progride, tende a rompê-lo. Nos gnaisses máficos, a fusão parcial é observada pela geração de manchas irregulares de fusão *in situ*. A deformação é o principal controle estrutural da fusão parcial na área, e seus protólitos apresentam diferentes taxas de fusão parcial.

Palavras-Chave: Migmatito, anatexia, Granito Itapema, Complexo Camboriú.

ABSTRACT

Water-assisted melting is usually associated with shear zones as aqueous fluids migrate to low pressure areas. Camboriu Complex is located in east-central Santa Catarina Shield, between two regional expression shear zones. It is composed by an orto- and parametamorphite association, as well as magmatic rocks structured in conformable arrangement. This association shows a main NE banding, with low dips to NW or SE, featuring centimetric to decametric folds, whose axis shows low plunge to SW predominantly. In the city of Camburiu (SC), the study area, Camburiu Complex metamorphites have abundant evidence of partial melting, which generates leucogranitic liquids. These liquids commonly contain titanite and hornblende peritectic and their protoliths correspond to banded orthogneisses, massive amphibolites and foliated mafic gneiss. Since the partial melting depends on the composition and structure of protholiths, alike to temperature and pressure, understanding factors that controls partial melting process in Camburiu Complex metamorphites is fundamental. This piece of work puts together field Geology, structural Geology and Petrography in an integrated approach. Not only structural detailing techniques but also petrographic and microstructural analyses were used. The obtained field and microstructural data point to unlike paths in the partial melting progression in different Camboriu Complex metamorphites. In laminated to banded gneiss, partial melting is observed during the banding, and as the melting progresses, the banding tends to be broken. In mafic gneisses, partial melting is observed in the generation of irregular in situ fusion patches. The deformation is the structural control of partial melting in these protolith.

Keywords: Migmatite, anatexis, Granite Itapema, Camboriú Complex.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1** - Mapa de localização da área de trabalho, com o principal acesso à pedreira indicado. 15
- Figura 2** - Mapa geológico e geotectônico do Escudo Catarinense (modificado de Florisbal, 2011). 17
- Figura 3** - Mapa geológico da região de Camboriú, porção centro leste do Escudo Catarinense. (Modificado de UFRGS, 2000). 21
- Figura 4** - Esquema mostrando as diferenças entre leucossoma *in situ*, *in source* e veios leucocráticos. O Leucossoma *in situ*, representado pela letra **(a)** em estruturas de dilatação, rodeados por melanossoma (pontilhado). A conexão de alguns leucossomas *in situ* forma uma rede que pode adquirir mobilidade, formando os leucossomas *in source* representados pela letra **(b)**, que fluem além do local em que foram originados. Quando esta mobilidade é alta, e o leucossoma corta ou invade camadas adjacentes, é chamado de veio leucocrático, representados pela letra **(c)**. O paleossoma está representado pela letra **(d)**, observa-se que em sua camada não há registros de fusão parcial, é apenas injetada pelo líquido gerado (Modificado de Sawyer & Brown, 2008). 25
- Figura 5** - Método utilizado no trabalho, com controle de amostragem e de marcação das lâminas. 30
- Figura 6** – (a) Aspecto geral do Biotita gnaisse laminado. (b) Bandamento milimétrico transposto por migração de líquido. Feição de leucossoma *in source*. (c) Banda centimétrica de leucossoma com hornblenda peritética. (d) Aspectos gerais do Biotita gnaisse. (e) Pequenos patches de fusão *in situ*, com cristais euédricos de titanita. (f) Detalhe dos cristais de titanita peritética. 32
- Figura 7**- Croqui esquemático. (a) Pequeno patch de fusão *in situ*, com cristais euédricos de titanita. Em detalhe, a fotomicrografia da feição. (b) Biotita Gnaisse com lentes de leucossoma e injeções leucograníticas. (c) Fotomicrografia de um *patch* de leucossoma com cristal euédrico de titanita. (Objetiva utilizada: 4x) (d) Biotita Gnaisse bandado, com bandas de leucossoma contendo hornblenda peritética. (e) Cristal de hornblenda imerso em *melt pool*, com biotitas consumidas ao redor. (Objetiva utilizada: 10x) (f) Cristal de biotita parcialmente consumido pela fusão, produzindo titanita. (Objetiva utilizada: 10x) (g) Detalhe do aspecto geral do Biotita Gnaisse, com *patches* de fusão *in situ*. (h) Aspectos petrográficos gerais do Biotita Gnaisse. (Objetiva utilizada: 1.25x) (i) Fotomicrografia de lentes e *patches* de leucossoma, com cristais euédricos de titanita. (Objetiva utilizada: 1.25x) (j) Biotita Gnaisse Laminado, com feições de leucossoma *in source*. (k) Cristais euédricos de titanita em finas

bandas de leucossoma. (Objetiva utilizada: 4x). (l) Cristais de biotita parcialmente consumidos pela fusão com geração de <i>melt pools</i>	33
Figura 8 – (a) Estruturas de desagregação na base, marcando enraizamento das injeções e diques leucograníticos. (b) Coalescência de <i>melt</i> gerando fragmentação no biotita gnaiss. (c) Detalhe da fragmentação do biotita gnaiss devido a migração de líquido.	35
Figura 9 - (a) Boudin com migração de melt. (b) Detalhe de neck de boudin com leucossoma coalescendo.	36
Figura 10 - (a) Dique leucogranítico, com fragmentos parcialmente fundidos de anfíbolitos e gnaisses. (b) Detalhe do dique, com bordas pegmatíticas e feições que lembram o Granito Itapema.....	36
Figura 11 – (a) Zona de cisalhamento discreta, com migração de melt. (b) Zona de cisalhamento com migração de melt rompendo plano axial. (c) Dobra centimétrica com bandas de leucossoma (d) Banda máfica rompida em PA de dobra centimétrica, com migração de melt.....	37
Figura 12 - Domínios estruturais das medidas de Sb levantadas ao longo da pedreira, com suas respectivas áreas indicadas.	39
Figura 13 - (a) Consumo da biotita, com geração de leucossoma. (b) Melt films no contato de cristais de biotita evoluindo para melt pool, indicado em vermelho (c) Formação de melt pool com biotita sendo consumida (d) Textura de sobrecrecimento em plagioclásio, indicado em preto. (e) Textura heterogênea. (f) Aspectos gerais do biotita gnaiss laminado, com titanita peritética no leucossoma, indicado em amarelo.....	43
Figura 14 - (a) Melt pool com cristais de biotita imersos, sendo consumidos. (b) Melt pool com plagioclásio e quartzo ameboides. (c) Contato cuspide entre cristais de plagioclásio e quartzo. (d) Melt film no contato entre cristais de biotita. (e) Formação de melt pool com cristais de biotita sendo consumidos. (f) Textura de sobrecrecimento em cristal de plagioclásio.	46

LISTA DE ABREVIACÕES

CC – Complexo Camboriú

EC – Escudo Catarinense

GCM – Granito Corre-Mar

GI – Granito Itapema

GRP – Granito Rio Pequeno

GSM – Granito Serra dos Macacos

ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
Problemática e Hipóteses.....	14
1.1 Localização	15
1.2 Contexto Geológico	16
1.2.1 Complexo Camboriú	17
1.2.2 Granito Itapema.....	18
1.2.3 Granitoides Neoproterozoicos Sintranscorrentes	19
1.3 Objetivos	21
2. DEFINIÇÕES.....	22
2.1 Migmatito.....	22
2.2 Fusão parcial	26
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
3.1 TRABALHO DE CAMPO	27
3.1.1 Detalhamento estrutural	28
3.1.2 Amostragem	28
3.2 PÓS-CAMPO	29
3.2.1 Análise petrográfica e microestrutural.....	29
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	31
4.1 Estruturas de mesoescala	34
4.2 Controle Estrutural.....	38
4.3 Biotita gnaiss laminado	40
4.4 Biotita gnaiss.....	44
4.5 Fusão parcial assistida por água.....	47
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	48
REFERÊNCIAS.....	50

1. INTRODUÇÃO

O registro da fusão parcial resulta em rochas mistas, heterogêneas, com texturas metamórficas e ígneas, denominadas migmatitos. A compreensão da gênese dos migmatitos ainda é alvo de diversos estudos e discussões, uma vez que está relacionada com eventos de ampla complexidade.

O Complexo Camboriú (Chemale *et al.* 1995), situado na porção centro-leste do Escudo Catarinense, é composto por uma associação de metamorfitos orto- e paraderivados, assim como rochas magmáticas estruturadas de maneira concordante, ambos alinhados preferencialmente segundo a direção NE. Nesses metamorfitos, são observadas abundantes evidências de fusão parcial, com geração de migmatitos.

A migmatização é marcada principalmente pela geração de líquidos leucograníticos que comumente contêm hornblenda e titanita peritéticas em diversas proporções, em protólitos correspondentes a anfibolitos maciços, biotita gnaisses, e biotita gnaisses bandados. Cada um desses protólitos apresenta registros distintos da fusão parcial.

Os anfibolitos são maciços e ocorrem em fragmentos em algumas bandas de espessura centimétrica a decimétrica. A fusão observada é incipiente, caracterizada por filmes de melt, que tendem a coalescer em *necks* de *boudins*, conforme o grau de fusão aumenta. No biotita gnaisse, a fusão é observada em pequenas manchas irregulares de fusão *in situ*, que podem marcar estágios iniciais de fusão. O biotita gnaisse bandado apresenta segregação em bandas félsicas e bandas máficas e a fusão parcial é observada ao longo desse bandamento.

O líquido gerado durante o processo de fusão tende a migrar por zonas de cisalhamento paralelas aos planos axiais de dobras, de direção NE, conforme a fusão vai progredindo. Ainda, tende a gerar injeções e diques que cortam e carregam fragmentos dos protólitos.

A fusão parcial depende principalmente da composição e estrutura de cada protólito, assim como da temperatura e pressão que essas rochas foram submetidas. Por isso, compreender quais os fatores que controlam a fusão parcial em cada um desses protólitos e como a composição influencia esse processo é fundamental.

Problemática e Hipóteses

Sabe-se que rochas com estruturas e composições distintas são afetadas por diferentes graus de fusão parcial, e que rochas de composição favorável (férteis) tendem a apresentar maior grau de fusão. O que ainda não está claro são os fatores que controlam a fusão parcial em cada protólito. Desta forma, duas hipóteses são levantadas neste trabalho. A confirmação de qualquer uma destas não anula diretamente a outra, sendo assim, possível que as duas hipóteses sejam confirmadas.

- A fusão parcial e geração de líquido (*melt*) está diretamente associada com a fertilidade da rocha, e será maior em rochas com minerais de baixa T;
- A fusão parcial e geração de líquido (*melt*) está relacionada com a estrutura do protólito;

1.1 Localização

O trabalho foi realizado em uma das principais exposições do Complexo Camboriú, em uma pedreira ativa chamada C.E.R.B. (Construtora Exploração de Rochas e Britagem), localizada no município de Camboriú (SC), a aproximadamente 80km da capital Florianópolis, entre as cidades litorâneas de Itapema e Balneário Camboriú. O principal acesso é feito pela BR-101, seguindo para norte de Itapema, passando o túnel e seguindo pelo primeiro acesso a oeste, em direção a Camboriú (Fig. 1).

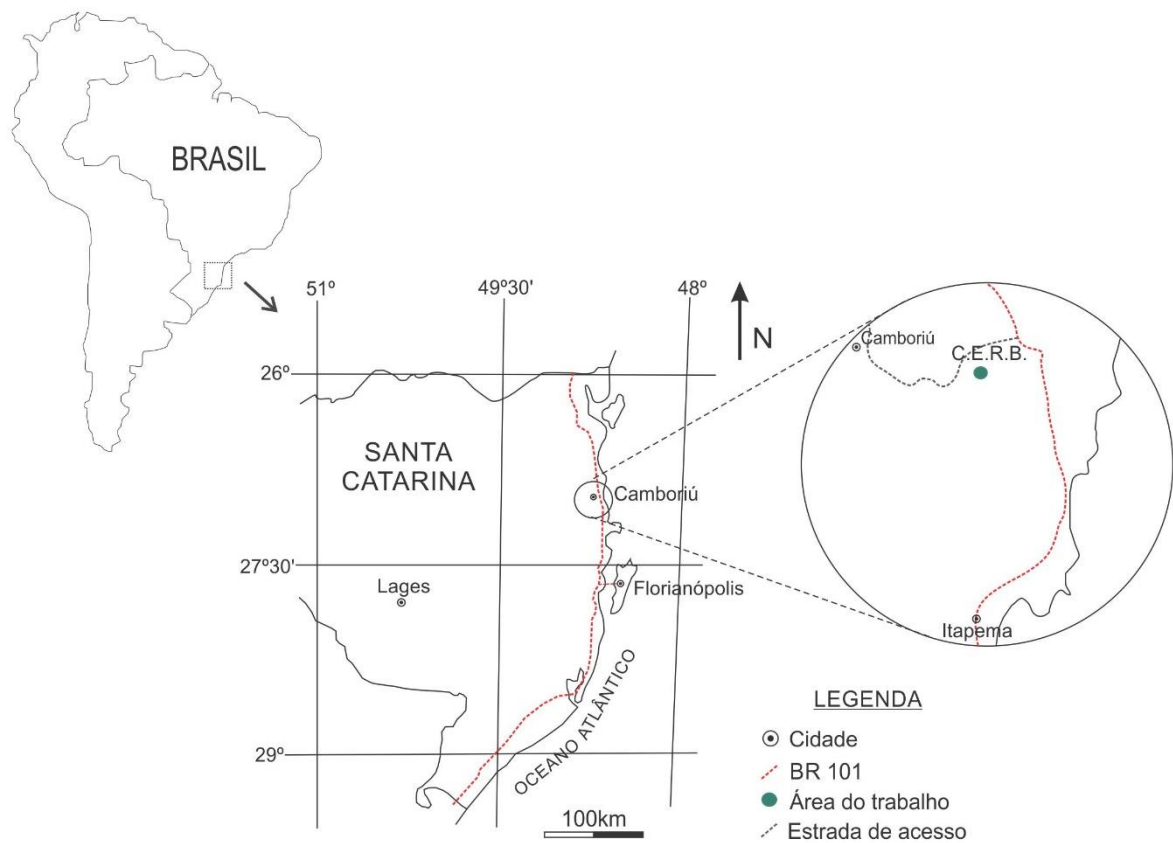


Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho, com o principal acesso à pedreira indicado.

1.2 Contexto Geológico

O Escudo Catarinense (EC) faz parte da porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1977) e é compartimentado em três domínios tectônicos. Esses domínios possuem seus limites definidos por duas importantes estruturas de expressão regional: as zonas de cisalhamentos Itajaí-Perimbó, a norte, e Major Gercino, mais ao sul (Fig. 2).

O Domínio Norte abrange as rochas do EC ocorrentes a norte da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó, e têm como principal unidade o Complexo Granulítico de Santa Catarina. Este domínio também inclui as Bacias do Itajaí e Campo Alegre. O Domínio Central compreende as rochas entre a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó e a Zona de Cisalhamento Major Gercino. Tem como principais unidades o Complexo Metamórfico Brusque, Complexo Camboriú, Granito Itapema e a Suite Intrusiva Valsungana. Por fim, o Domínio Sul, corresponde às rochas mapeadas dentro da Zona de Cisalhamento Major Gercino, tendo como principais unidades o Complexo Porto Belo, Suite Intrusiva Zimbros, Complexo Granítico Estaleiro, Granito Mariscal, Granitoides de Quatro Ilhas e as rochas ao sul desta estrutura, que compõem o Batólito Florianópolis e o Complexo Águas Mornas.

A área deste trabalho está situada no Domínio Central do Escudo Catarinense, tendo seus limites definidos pela Zona de Cisalhamento Itajaí a norte, e pela Zona de Cisalhamento Major Gercino a sul. As duas zonas fazem parte do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt & Nardi, 2000), têm direção NE-SW e cinemática transcorrente dextral.

A região de Camboriú-Itapema (Fig. 3) compreende principalmente as rochas do Complexo Camboriú e o Granito Itapema, e são intrudidas pelos granitos Rio Pequeno, Serra dos Macacos e Corre-Mar (UFRGS, 2000).

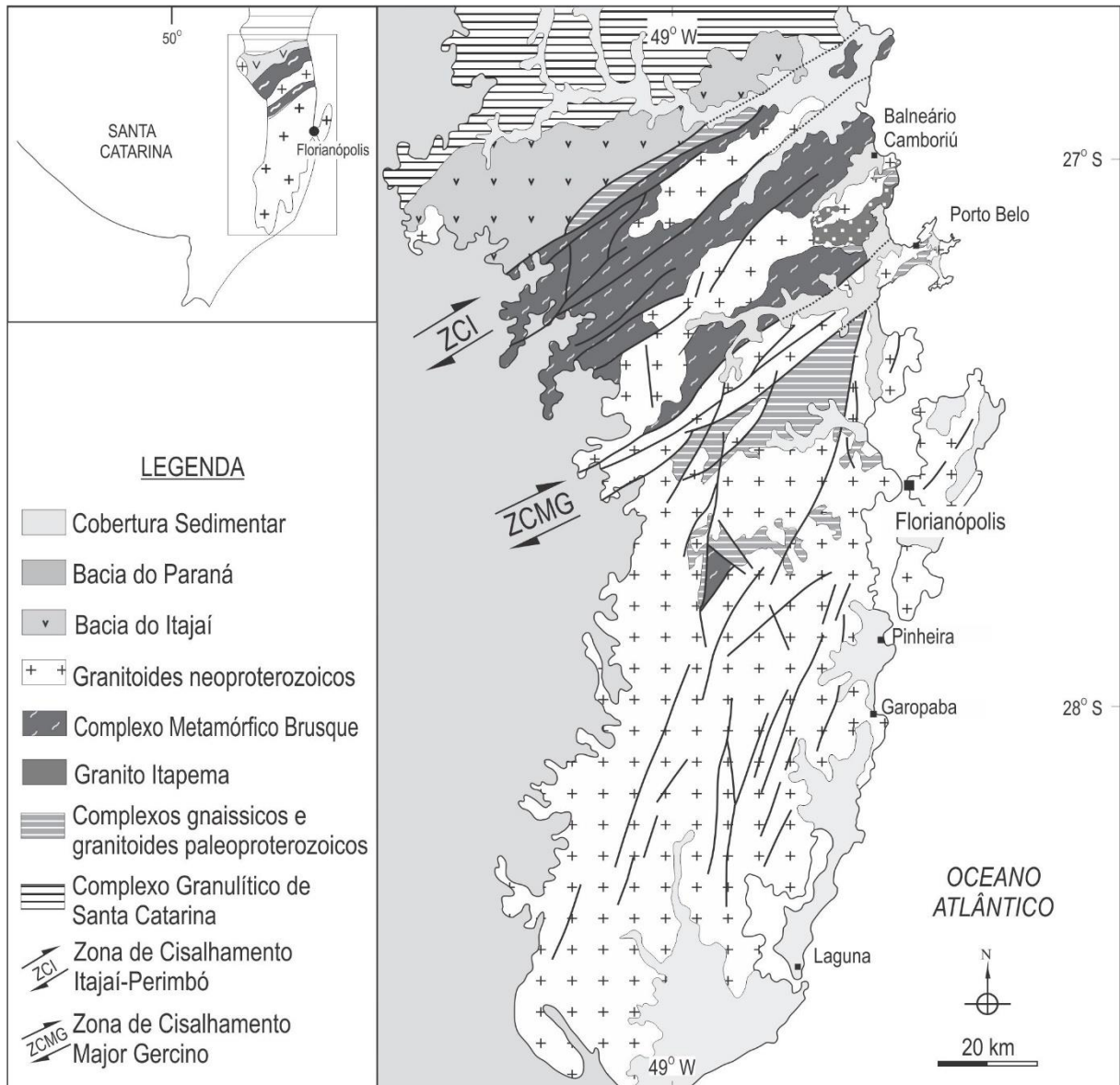


Figura 2 - Mapa geológico e geotectônico do Escudo Catarinense (modificado de Florisbal, 2011).

1.2.1 Complexo Camboriú

O Complexo Camboriú (CC) foi definido por Chemale *et al.* (1995) como gnaisses, migmatitos e granitos calcialcalinos localizados na porção leste de Santa Catarina. Em um estudo de detalhe realizado por Lopes (2008), as unidades do CC foram classificadas como gnaisses migmatíticos, granitoides e rochas metamáficas cortadas por corpos graníticos de diversas composições, relacionados ou não com a evolução

do complexo. Sua ocorrência é caracterizada por corpos alongados de direção preferencial NE entre as praias de Itapema e Balneário Camboriú, estendendo-se cerca de 10km para dentro do continente. As condições de metamorfismo do CC são da fácies anfibolito médio a superior, e o metamorfismo foi acompanhado de migmatização e geração de leucogranitos.

Os corpos migmatíticos do CC têm tamanhos e formas variadas, alinhados segundo a direção NE, concordantes com as zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó. A principal estrutura destas rochas é um bandamento regular e contínuo, marcado pela alternância de bandas máficas e félsicas, também com direção NE. A geometria original deste bandamento é subhorizontal, e é reconstituída apenas localmente (Phillipp *et al.* 2001) devido à superposição de dobras isoclinais e cisalhamento em condições de alta temperatura, seguidos por dobras abertas, em menor temperatura.

Silva *et al.* (2005) propõem que o Complexo Camboriú é policíclico, tendo se desenvolvido nas seguintes etapas: ortognaisse tonalítico (G1) com ca. 2500 Ma (Rb-Sr, Basei 1985) e 2000 Ma U-Pb SHRIMP; e uma fase granítica/migmatítica foliada (G2), com núcleos herdados datados em 2006 ± 3 Ma e idade magmática de ca. 610-620 Ma, injetada nos gnaisses G1, dos quais derivaria por fusão parcial. O granitóide da fase G2 registra intenso retrabalhamento há ca. 590 Ma (Silva *et al.* 2000; Babinski *et al.* 1997), possivelmente associado à refusão parcial.

1.2.2 Granito Itapema

O Granito Itapema (GI) corresponde a uma intrusão de cerca de 100km² na região de Camboriú-Itapema, com orientação principal EW a NE-SW. É intrusivo no Complexo Metamórfico Brusque, contendo alguns xenólitos dele no seu limite mapeado a oeste. Já sua relação com o Complexo Camboriú é controversa, devido à grande quantidade de xenólitos de anfibolitos e migmatitos presentes no GI, sendo difícil delimitar um contato entre eles.

Alguns autores não separam o GI do CC, por suas semelhanças litológicas e por sua origem ser compatível com a fusão crustal relacionada à evolução dos migmatitos do CC.

O Granito Itapema compreende hornblenda-biotita granodioritos a biotita monzogranitos de textura heterogranular média a fina, com alanita e titanita como acessórios. Um bandamento de segregação bem desenvolvido é encontrado em todas as suas variedades, como descrito por Bitencourt & Nardi (2004). Paralelo a este bandamento, uma foliação magmática é desenvolvida, e geralmente mergulha com baixo ângulo para SE e NW (Petternell, 2010).

Sua principal característica é a abundante presença de fragmentos, classificados em dois tipos: (i) xenólitos das encaixantes, angulosos ou arredondados, de contatos retos ou irregulares e dimensões centimétricas a métricas; (ii) autólitos arredondados ou irregulares, contatos lobados, nítidos ou difusos, com progressiva desagregação, e que se diferenciam pela textura equigranular média a grossa e ausência de bandamento metamórfico (Rivera *et al.* 2004). Subordinadamente, ocorrem leucogranitos equigranulares finos a heterogranulares com abundantes veios e bolsões aplítico-pegmatíticos e, nestes casos, é rara a presença de xenólitos ou autólitos.

A idade U-Pb SHRIMP em zircão do Granito Itapema foi interpretada por Hartmann *et al.* (2003) como paleoproterozoica, sendo 2,02 Ga sua idade de cristalização, e seu posicionamento controlado por estruturas de baixo ângulo durante um evento maior do Ciclo Transamazônico, com deformação em ± 598 Ma. Entretanto, esta idade é ainda controversa e autores como Basei *et al.* (2010) definem uma idade neoproterozoica para o GI e relacionam sua evolução com a migmatização dos gnaisses encaixantes. Basei *et al.* (2013) obteve a idade de 637 ± 21 Ma (U/Pb SHRIMP em zircão) para esta unidade, interpretando-a como idade da fusão neoproterozoica do Complexo Camboriú.

1.2.3 Granitoides Neoproterozoicos Sintranscorrentes

Abrange os granitos Rio Pequeno e Corre-Mar, que são intrusivos no Complexo Camboriú e no Granito Itapema, e têm ocorrências observadas na região de Itapema-Camboriú.

O Granito Rio Pequeno (GRP) é composto por biotita sieno- a monzogranitos, foliados, de textura porfirítica com matriz heterogranular. A foliação magmática é bem desenvolvida, com direção NE e mergulho subvertical na borda e sub-horizontal no centro do corpo, e sua geometria é controlada pelas encaixantes (Florisbal, 2011). Comumente há presença de xenólitos de dimensões variadas de rochas gnáissicas do Complexo Camboriú e do Granito Itapema, e feições de assimilação dos fragmentos de menor dimensão são também bastante comuns. Tem idade de cristalização 622 ± 15 Ma pelo método de U-Pb LA-ICP-MS em zircão (Florisbal *et al.* 2012).

O Granito Serra dos Macacos (GSM) compreende biotita sieno a monzogranitos com muscovita, e constitui corpos alongados de direção preferencial NE. Suas principais ocorrências se situam na Serra dos Macacos, onde se encontra a seção-tipo, e na região do Morro do Boi. Apresenta ocorrências de xenólitos do Granito Rio Pequeno, de formas e tamanhos variáveis, com contatos nítidos a difusos e muitas vezes parecendo se desmembrar dentro do GSM (Florisbal, 2011). Alguns dos megacristais de feldspatos com bordas de biotita, que são uma característica típica do GSM, parecem ser relictos de xenólitos do GRP que não foram totalmente assimilados. Xenólitos do embasamento também são comuns com tamanhos e formas variáveis, sendo as litologias mais comuns correlatas aos gnaisses do Complexo Camboriú e também do Granito Itapema. Sua idade de cristalização é 611 ± 9 Ma (U-Pb LA-ICP-MS em zircão) Florisbal *et al.* (2012). Possui características estruturais semelhantes ao GRP.

O Granito Corre-Mar (GCM) aflora na forma de corpos alongados de no máximo 2,5km², que fazem contato com o GI, ou como injeções de 100m de espessura intrudindo o Complexo Camboriú e o GI. Ambas as ocorrências têm orientação preferencial NE-SW. Sua principal característica é a presença constante de duas foliações, uma magmática (S) de direção NE, e outra de cisalhamento (C) de direção NNE-SSE, que formam uma estrutura do tipo S-C (Martini, 2011). Tem idade de cristalização 615 Ma obtida por U-Pb LA-MC-ICP-MS (Martini, 2014).

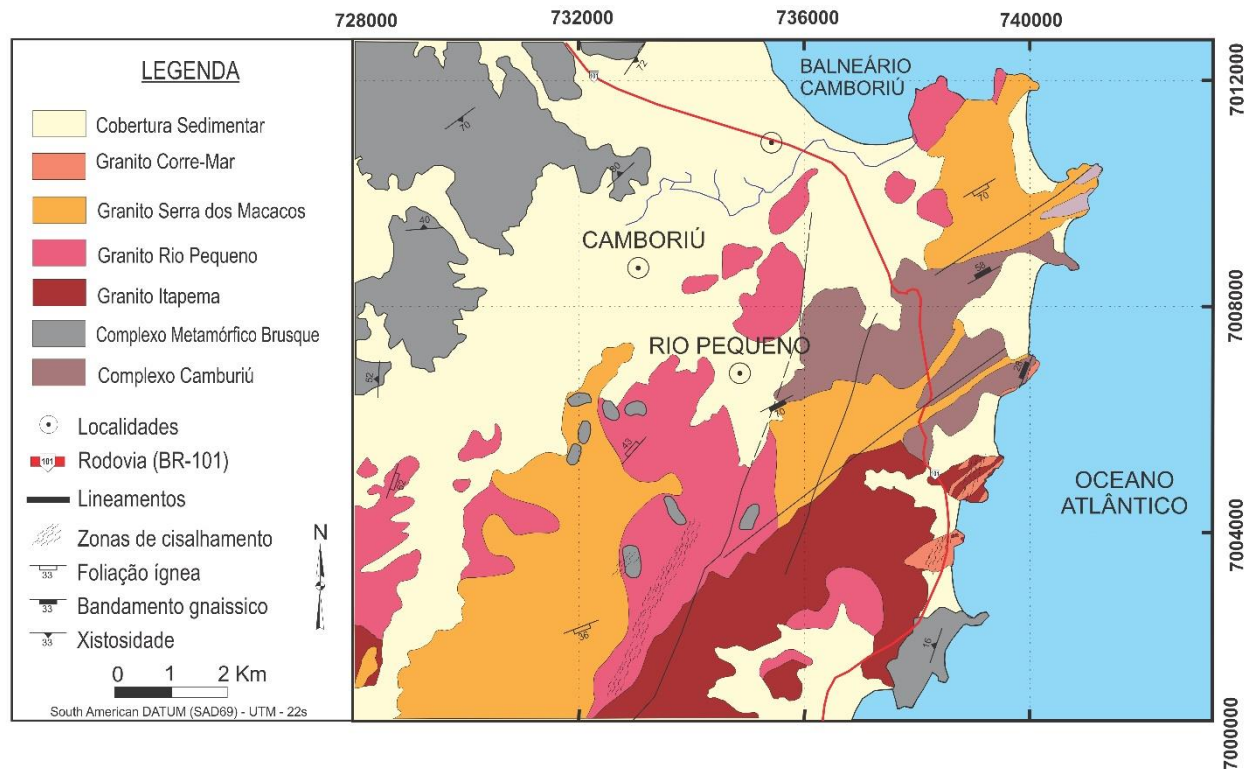


Figura 3 - Mapa geológico da região de Camboriú, porção centro leste do Estado Catarinense. (Modificado de UFRGS, 2000).

1.3 Objetivos

Os objetivos deste trabalho consistem em compreender os principais fatores que controlam a fusão parcial em cada protólito, e se esses estão relacionados principalmente com suas estruturas ou com suas composições (fertilidade). Para buscar essas respostas serão utilizadas técnicas como o detalhamento estrutural e a análise petrográfica e microestrutural.

2. DEFINIÇÕES

A compreensão sobre migmatitos e sua gênese é alvo de trabalhos e discussões há décadas, devido sua complexidade e peculiaridades. Durante muito tempo pensou-se que sua formação, assim como a dos granitos, estava relacionada com ultrametamorfismo. Em 1968, Mehnert definiu migmatito como uma rocha constituída por duas partes petrograficamente diferentes, sendo uma metamórfica e outra de aparência plutônica, entretanto, essa definição foi falha em vários aspectos, por não ser uma definição genética e por não fazer referência ao grau metamórfico. Ashworth (1985) retificou alguns erros, e definiu migmatito como uma rocha de médio a alto grau metamórfico, pervasivamente heterogênea em escala macroscópica, com uma parte leucocrática de composição quartzo-feldspática ou feldspática.

Atualmente, as definições de migmatito estão associadas com anatexia. Neste trabalho, optou-se pela utilização das definições propostas por Sawyer (2008), em razão de serem mais atuais e terem sido utilizadas em campo e no tratamento dos dados adquiridos. Essas definições

2.1 Migmatito

Migmatito é uma rocha encontrada em terrenos metamórficos de médio a alto grau, que pode ser heterogênea em escala microscópica a macroscópica, e é constituída por duas ou mais partes petrograficamente diferentes. Uma das partes, denominada neossoma, tem que ter se formado por fusão parcial e tem que conter

rochas geneticamente vinculadas entre si e com o protólito por meio de fusão parcial ou separação entre líquido e fração sólida. A outra é a parte que sofreu fusão parcial, composta por rochas claras, de composição feldspática ou quartzo-feldspática, e por rochas escuras, enriquecidas em minerais ferromagnesianos. A porção parcialmente fundida pode ter sua mineralogia, microestrutura e tamanho de grão modificados, sem necessariamente desenvolver uma segregação em bandas máficas e félsicas.

A escala é um dos fatores mais importantes no estudo de migmatitos, por se tratar de uma rocha heterogênea em que há pelo menos quatro partes básicas a serem observadas. Quando se trabalha em afloramentos de pequenas dimensões, pode não ser possível encontrar todas elas. A divisão dessas partes corresponde a: (i) porção que foi parcialmente fundida; (ii) porção em que todo o líquido gerado (*melt*) foi removido; (iii) locais em que o *melt* é coletado, acumulado ou injetado; e (iv) porção não afetada pela fusão parcial.

Paleossoma: É a parte que não foi afetada pela fusão parcial, em que as estruturas mais velhas que a fusão (como foliação, dobras, acamamento) continuam preservadas. As microestruturas podem estar totalmente preservadas, ou um pouco modificadas em comparação com rochas similares adjacentes, que não foram afetadas pela anatexia. O paleossoma só existe porque é infértil, ou seja, sua composição não permite que seja parcialmente fundido, e assim não forma neossoma (Fig 4d).

Resíduo: Corresponde a parte do neossoma que é predominantemente a fração sólida deixada após a extração do líquido (*melt*). Pode conter microestruturas de fusão parcial.

Melanossoma: É a parte escura do neossoma de um migmatito, que é rica em minerais máficos, como biotita, granada, cordierita, hornblenda, ortopiroxênio, olivina. O melanossoma é a fração sólida residual deixada após parte do líquido (*melt*) ter sido extraída.

Leucossoma: É a porção clara do neossoma, que geralmente é constituída por quartzo e feldspato. O leucossoma é a parte do migmatito derivada da segregação do líquido gerado pela fusão parcial (*melt*). Pode conter microestruturas que indicam cristalização a partir de um líquido (*melt*) ou de um magma. O leucossoma pode não ter mais a composição do líquido anatético, pois pode ocorrer cristalização fracionada e os cristais podem se separar do líquido.

O *melt* em seu estado de formação e coalescência pode adquirir mobilidade e, portanto, nem sempre é encontrado em seu local de origem. Esse processo é registrado por algumas feições que podem ser observadas em diferentes escalas e são descritas como:

Leucossoma In Situ: É o produto da cristalização de um líquido gerado por fusão parcial, ou parte dele, que segregou a partir do resíduo, mas permaneceu no lugar em que o material fundido se formou (Fig 4a).

Leucossoma In Source: Consiste no produto da cristalização de um líquido gerado a partir de fusão parcial, ou parte dele, que migrou para longe do local em que foi formado, mas permanece dentro dos limites de sua camada fonte (Fig 4b).

Veio ou dique leucocrático: Também chamado de *leucocratic vein*, corresponde ao produto da cristalização de um líquido gerado por fusão parcial, que migrou para fora de sua camada fonte, para outra parte do migmatito, cortando camadas e estruturas adjacentes (Fig 4c).

Peritético: Cristais peritéticos podem ser derivados de sua rocha original, assim como podem ser herdados por reações da assimilação, ou podem ser minerais primários formados durante magmatismo ou por magma *mixing*. Segundo Erdmann (2012), se formam a partir de reações incongruentes, controladas pela temperatura, pressão ou variação composicional. Conforme a reação abaixo:



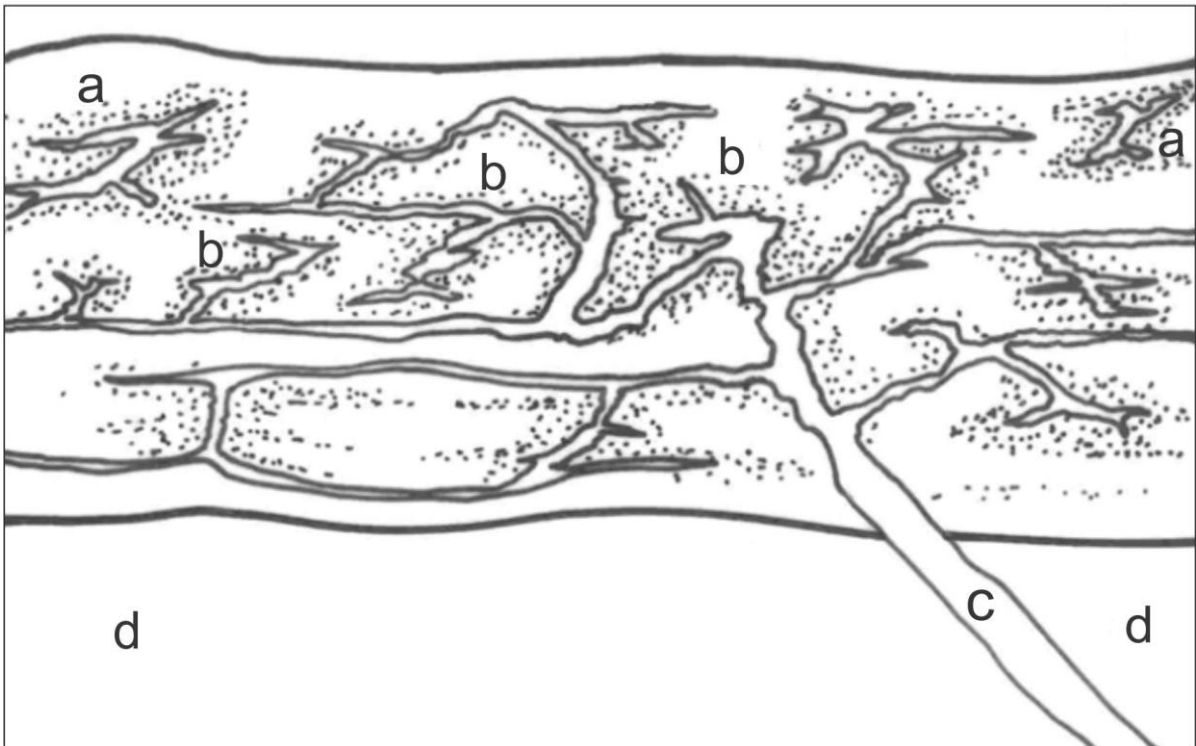


Figura 4 - Esquema mostrando as diferenças entre leucossoma *in situ*, *in source* e veios leucocráticos. O Leucossoma *in situ*, representado pela letra **(a)** em estruturas de dilatação, rodeados por melanossoma (pontilhado). A conexão de alguns leucossomas *in situ* forma uma rede que pode adquirir mobilidade, formando os leucossomas *in source* representados pela letra **(b)**, que fluem além do local em que foram originados. Quando esta mobilidade é alta, e o leucossoma corta ou invade camadas adjacentes, é chamado de veio leucocrático, representados pela letra **(c)**. O paleossoma está representado pela letra **(d)**, observa-se que em sua camada não há registros de fusão parcial, é apenas injetada pelo líquido gerado (Modificado de Sawyer & Brown, 2008).

2.2 Fusão parcial

A água, mesmo em pequenas quantidades, pode influenciar as propriedades físicas e químicas de uma rocha, como sua temperatura de fusão, além da química do líquido gerado (*melt*), sua densidade e viscosidade. A fusão crustal pode envolver a presença de água livre, que entra no sistema, assim como pode ser consequência da quebra de minerais hidratados, liberando água no sistema. O primeiro processo será chamado neste trabalho de “Fusão assistida por água”, o segundo de “Fusão por desidratação”.

Durante algumas décadas a fusão assistida por água não era tratada como um processo importante, sempre ofuscada por estudos relativos a fusão por quebra de minerais hidratados. Atualmente, trabalhos como de Weinberg & Hasalová (2015) e Sawyer (2010) demonstram como a fusão assistida por água é de suma importância para a compreensão da fusão crustal e da gênese dos migmatitos.

A diferença nestes dois processos de fusão parcial está relacionada com a temperatura, a presença de minerais peritéticos e a quantidade inicial de água. A fusão por desidratação ocorre em altas temperaturas, na fácies granulito, entre ~650-750°C para a quebra da muscovita e ~750-850°C para a quebra da biotita, enquanto na fusão assistida por água a temperatura pode ser até 100°C mais baixa, na fácies anfibolito. Os minerais peritéticos também são fatores que diferenciam esses dois processos. Segundo Brown (2013), os leucossomas que contêm minerais hidratados, como micas e anfibólios, em encaixantes que contenham micas e hornblenda, são provavelmente produtos de fusão assistida por água/com fluxo de água, enquanto os leucossomas produzidos pela fusão por desidratação contêm minerais peritéticos anidros, como piroxênios e granadas. Outro critério de distinção destes processos é a presença de água nos líquidos anatéticos: os que resultam da fusão assistida por água apresentam maior concentração de H₂O do que os formados a partir da quebra de minerais hidratados.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho compreende uma abordagem integrada de geologia de campo, geologia estrutural e petrografia, com a finalidade de compreender as estruturas preferenciais da fusão parcial em cada protólito, e como ocorre a variação textural durante este processo. A metodologia empregada consiste em três etapas: pré-campo, trabalho de campo, e pós-campo.

A etapa pré-campo teve início com a revisão bibliográfica, desenvolvida também ao longo de todo o trabalho, dos conceitos, métodos e da geologia regional. Para isso, foram utilizados artigos, dissertações, teses de doutorado e mapas geológicos 1:25000 e 1:50000 (UFRGS, 2000), com a finalidade de compreender previamente a área de estudo, os conceitos abordados e planejar as atividades na etapa de campo.

3.1 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado em abril do ano corrente, com duração de 15 (quinze) dias, na região de Itapema-Camboriú, no estado de Santa Catarina. Foram visitados e descritos afloramentos do Complexo Camboriú e do Granito Itapema, ao longo da costa e em pedreiras ativas e desativadas.

A área escolhida para o detalhamento do trabalho é uma pedreira ativa de nome C.E.R.B. (Construtora e Exploração Rochas e Britagem) situada no município de

Camboriú (SC). Esta pedreira foi escolhida porque expõe uma grande área das rochas de interesse, com exposições tridimensionais e possibilidade de detalhamento das feições de fusão progressiva em dezenas de metros. O detalhamento estrutural, principal técnica utilizada no trabalho, foi realizado ao longo da pedreira, em conjunto com a coleta sistemática de medidas estruturais e amostragem.

3.1.1 Detalhamento estrutural

O detalhamento estrutural integra a base deste trabalho. A utilização desta técnica favorece a visualização tridimensional e a compreensão das estruturas afetadas pela fusão parcial em cada protólito, e quais são mais susceptíveis a este processo. Na C.E.R.B., o detalhamento estrutural foi aplicado de duas maneiras distintas, a primeira consiste na confecção de croquis de detalhe das estruturas de interesse relacionadas com a fusão parcial, e a segunda na coleta sistemática de medidas estruturais.

Para a confecção dos croquis foram utilizadas folhas de papel milimetrado de tamanho A3, sempre tomando o cuidado na escolha da escala para a representação de cada feição, para que não haja distorções e seja possível uma ampla visualização das principais estruturas representadas. Posteriormente, durante a etapa pós-campo, estes croquis foram digitalizados no *software CorelDrawX6®*.

O levantamento estrutural consiste na coleta sistemática de medidas das estruturas mais representativas ao longo do patamar mais baixo de toda a pedreira, com uma densidade de, no mínimo, 4 medidas a cada 2 metros caminhados.

3.1.2 Amostragem

A coleta de amostras para a confecção das lâminas petrográficas foi realizada com controle litológico e estrutural ao longo de toda a área do trabalho. Todas as amostras coletadas foram orientadas no plano horizontal, a fim de que as estruturas observadas estejam com sua orientação natural.

Nas amostras selecionadas para laminação, a marcação do corte sempre deve ser feita perpendicular à foliação, que representa o plano XY do elipsoide de

deformação, e paralelo à lineação, que representa o eixo X. Assim, teremos a face XZ que representa o plano de movimento, ao longo do qual podemos analisar a cinemática e as estruturas com seu movimento verdadeiro.

3.2 PÓS-CAMPO

Nesta etapa os dados adquiridos em campo foram tratados, compilados, integrados e interpretados. Os croquis de detalhe confeccionados em campo foram digitalizados no *software CorelDraw X6®*.

A principal técnica utilizada nesta etapa foi a análise petrográfica e microestrutural. Para isso, as amostras coletadas na etapa anterior foram encaminhadas ao laboratório de preparação de amostras do Instituto de Geociências da UFRGS, onde foram serradas e laminadas. Foram descritas 30 lâminas petrográficas, junto com as amostras de mão, na lupa Micronal de luz transmitida e no microscópio petrográfico Leica DM750, para a compreensão das litologias presentes na região de Camboriú-Itapema. Dentre elas, 10 lâminas feitas a partir das amostras coletas na área de estudo foram utilizadas para descrição e caracterização petrográfica e microestrutural.

3.2.1 Análise petrográfica e microestrutural

Na análise de microestruturas foram utilizadas 10 lâminas de amostras coletadas na C.E.R.B., com a finalidade de determinar e compreender estruturas associadas à trajetória da fusão parcial em cada protólito, bem como compreender quais fatores controlam este processo e correlacioná-las com as feições observadas em campo (Fig. 5).

A utilização desta técnica tem como base as evidências microestruturais de fusão parcial apresentadas por Sawyer (2008); Holness (2008) e Sawyer (2001). As microestruturas relacionadas com a fusão parcial a serem observadas consistem em: contatos cúspides entre os grãos; presença de filmes de *melt* (*melt films*) no limite entre os grãos; presença de *melt pockets* ou *melt pools*; corrosão dos minerais que estão sendo consumidos neste processo. Os minerais peritéticos também são fundamentais para compreender a evolução da fusão.

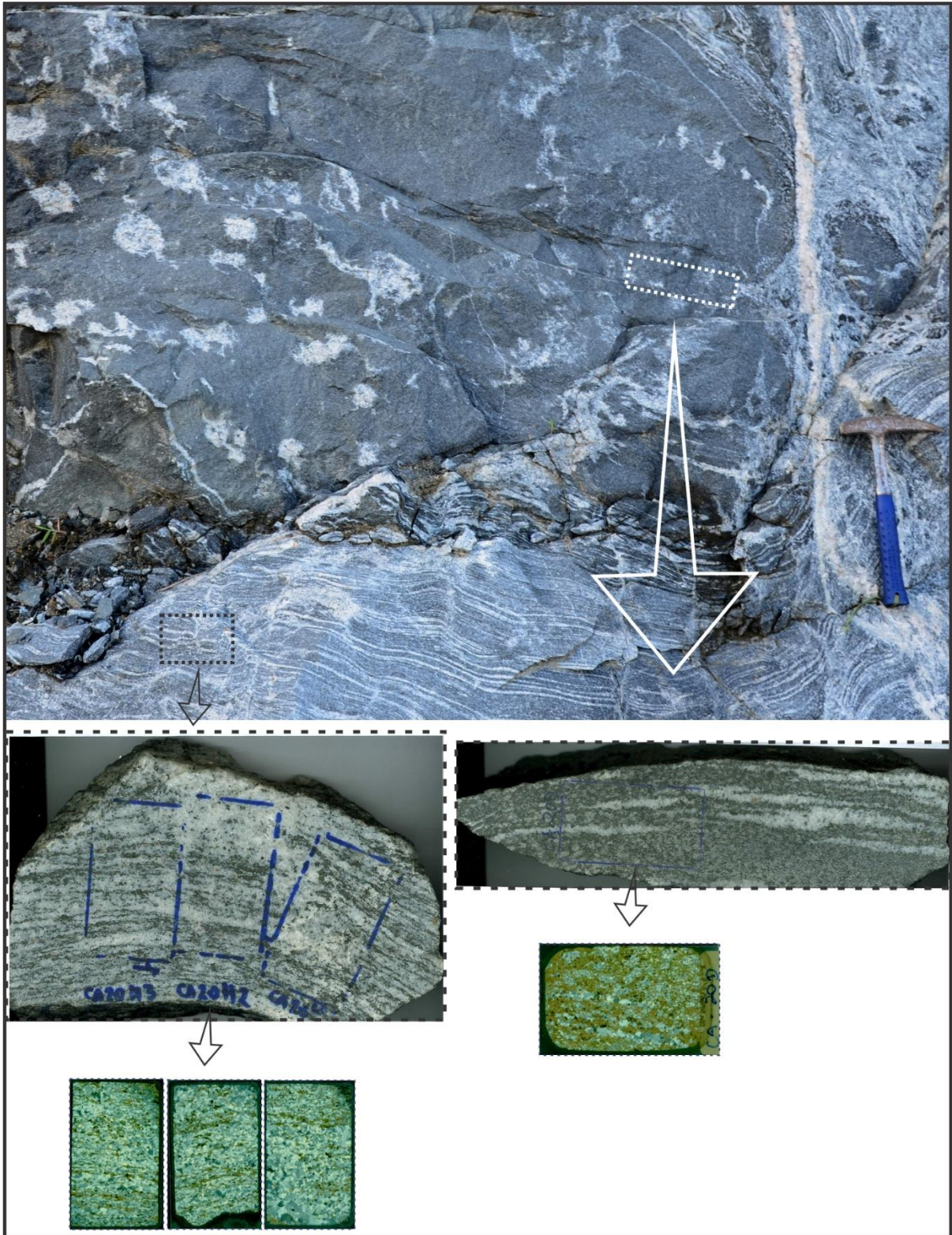


Figura 5 - Método utilizado no trabalho, com controle de amostragem e de marcação das lâminas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na área em que este trabalho foi realizado, os protólitos dos migmatitos correspondem a anfibolitos maciços, gnaisses laminados a bandados e gnaisses máficos. Os anfibolitos geralmente são encontrados como fragmentos contidos em diques leucograníticos. São maciços e geralmente apresentam *melt films*. A ocorrência desse protólito é subordinada, e por isso não será detalhado no trabalho.

A ocorrência de gnaisses laminados é frequente na base das paredes da pedreira. Trata-se de biotita gnaisses de composição tonalítica, com laminação bem marcada que, localmente, evolui para um bandamento centimétrico, definido pela alternância de bandas máficas e félsicas. A fusão parcial dessas rochas é observada ao longo do bandamento, com presença de textura ígnea e estruturas que marcam a migração do *melt*.

O gnaisse máfico é a rocha com volume mais expressivo na pedreira; nela são observadas estruturas que marcam o estágio inicial da fusão parcial, como os *patches* de fusão *in situ* com titanita euédrica. Tem composição tonalítica, e possui foliação pouco evidente, com aparência maciça localmente. Também é definido como um biotita gnaisse, cuja principal característica que o difere do outro protólito é a ausência de laminação ou bandamento.

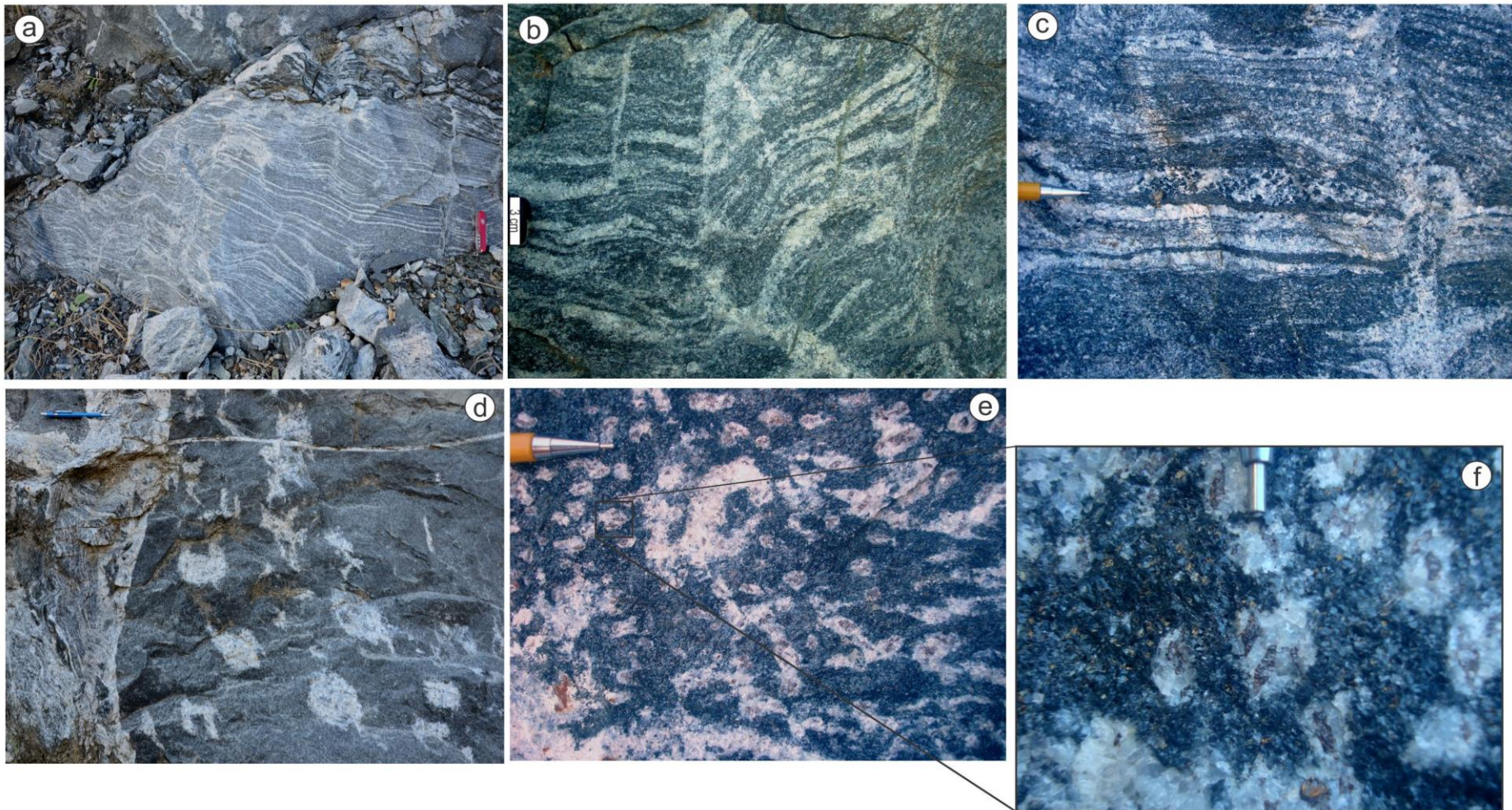


Figura 6 – (a) Aspecto geral do Biotita gnaiss laminado. (b) Bandamento milimétrico transposto por migração de líquido. Feição de leucossoma *in source*. (c) Banda centimétrica de leucossoma com hornblenda peritética. (d) Aspectos gerais do Biotita gnaiss. (e) Pequenos *patches* de fusão *in situ*, com cristais euédricos de titanita. (f) Detalhe dos cristais de titanita peritética.

4.1 Estruturas de mesoescala

Diversas estruturas relacionadas com a fusão parcial e formação de migmatitos são observadas na área deste trabalho, entre elas estruturas de geração e migração de líquido (*melt*), de desagregação e de deformação. As dobras, as zonas de cisalhamentos não penetrativas e os *necks* de *boudins*, são alguns dos principais controles estruturais da fusão parcial nessa área.

A fusão parcial é registrada principalmente pela geração de líquidos leucograníticos, com titanita e hornblenda euédricas em proporções variadas e possivelmente peritéticas. Essa geração de líquidos leucograníticos é marcada por *patches* de fusão *in situ*, milimétricos a centimétricos, com formato ameboide e bordas difusas, geralmente observados no biotita gnaisse. A coalescência desses *patches* pode formar uma fina rede e, posteriormente, adquirir mobilidade para migrar gerando lentes ou bandas irregulares por onde o líquido flui (Fig 8b).

Estruturas de desagregação também são observadas nas rochas parcialmente fundidas e são marcadas pela fragmentação de alguns blocos *in situ* devido à percolação de líquidos (*melt*). Essas estruturas marcam o enraizamento dos diques que carregam esses fragmentos (Fig. 8). Os *necks* de *boudins* e os *boudins* caracterizam algumas dessas estruturas de desagregação e, principalmente, as zonas de baixa pressão para onde o *melt* migra. São centimétricos a decimétricos, com leucossoma geralmente coalescendo em seus *necks* (Fig. 9).

Conforme a fusão progride, essas estruturas podem evoluir para diques ou corredores, com direção ENE, que carregam fragmentos oriundos da desagregação dos gnaisses do complexo (Fig. 10a). Alguns diques têm suas bordas bem definidas por injeções pegmatíticas e texturalmente lembram o Granito Itapema, com fragmentos de anfibolitos e gnaisses (Fig.10b). Nestes casos, é possível questionar sobre a relação entre o magmatismo que gerou o Granito Itapema e o evento de migmatização no Complexo Camboriú.

As zonas de cisalhamento na área de estudo correspondem a pequenas zonas de espessura centimétrica, discretas, com orientações NE e ENE (Fig. 11a). Geralmente são paralelas aos planos axiais das dobras e, localmente, transpõem o bandamento (Fig. 11b).

As dobras são centimétricas a decimétricas, com eixos de baixo caimento para NE e SW (Fig. 11c). Os planos axiais geralmente estão preenchidos pelo produto da fusão – leucossoma – tornando algumas charneiras espessadas. Localmente, observa-se alguns PA's rompidos pela migração de líquido, esses PA's são paralelos às zonas de cisalhamento (Fig. 11d).

As estruturas indicam um evento de fusão parcial sindeformacional. Isso é evidenciado pelos líquidos (*melt*) que migram através das zonas de cisalhamento discretas, pelas dobras com charneiras preenchidas por leucossoma, e pelo rompimento de alguns planos axiais por migração de *melt*.



Figura 8 – (a) Estruturas de desagregação na base, marcando enraizamento das injeções e diques leucograníticos. (b) Coalescência de *melt* gerando fragmentação no biotita gnaiss. (c) Detalhe da fragmentação do biotita gnaiss devido a migração de líquido.

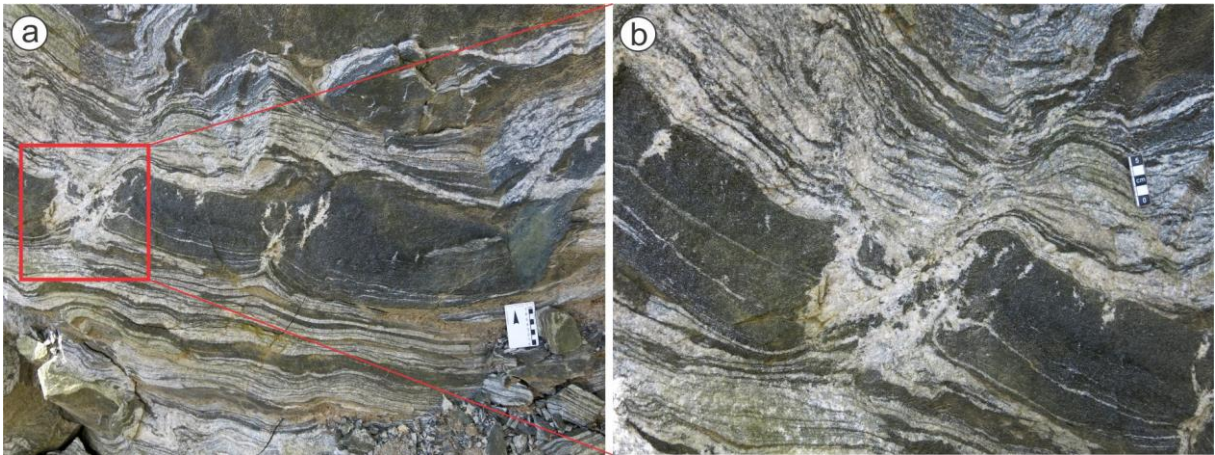


Figura 9 - (a) *Boudin* com migração de melt. (b) Detalhe de *neck* de *boudin* com leucossoma coalescendo.

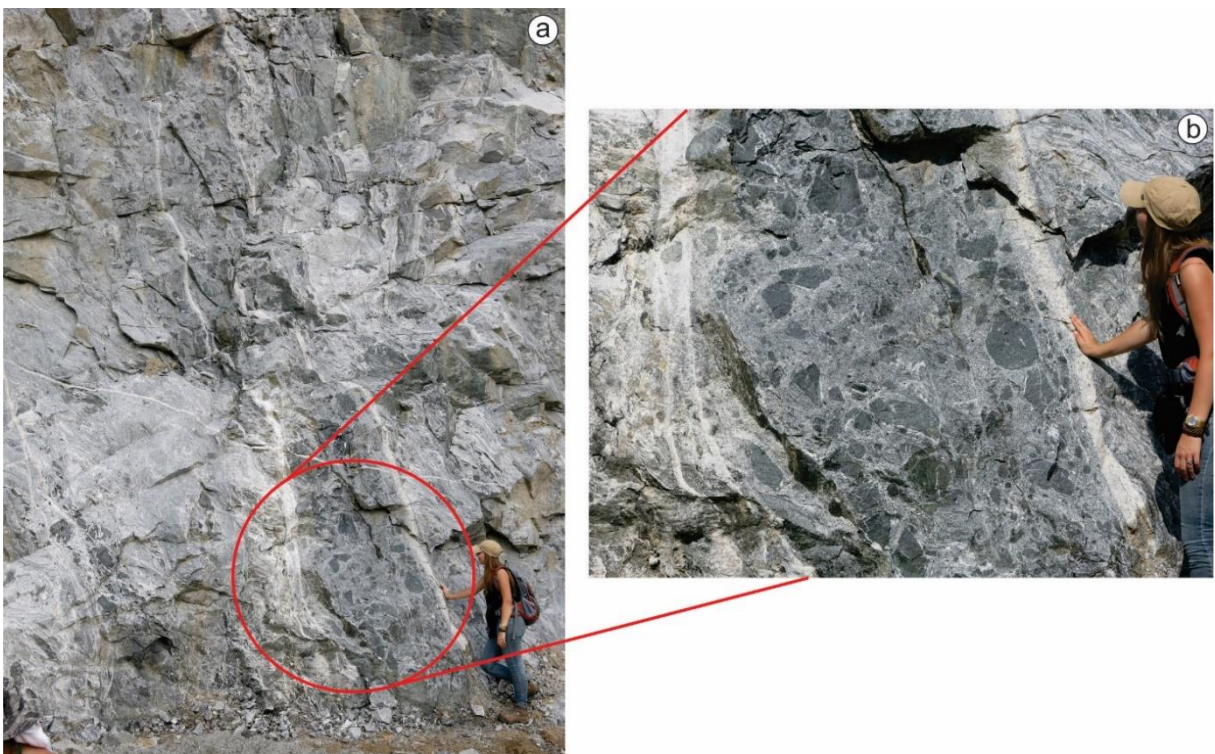


Figura 10 - (a) Dique leucogranítico, com fragmentos parcialmente fundidos de anfibolitos e gnaisses. (b) Detalhe do dique, com bordas pegmatíticas e feições que lembram o Granito Itapema.

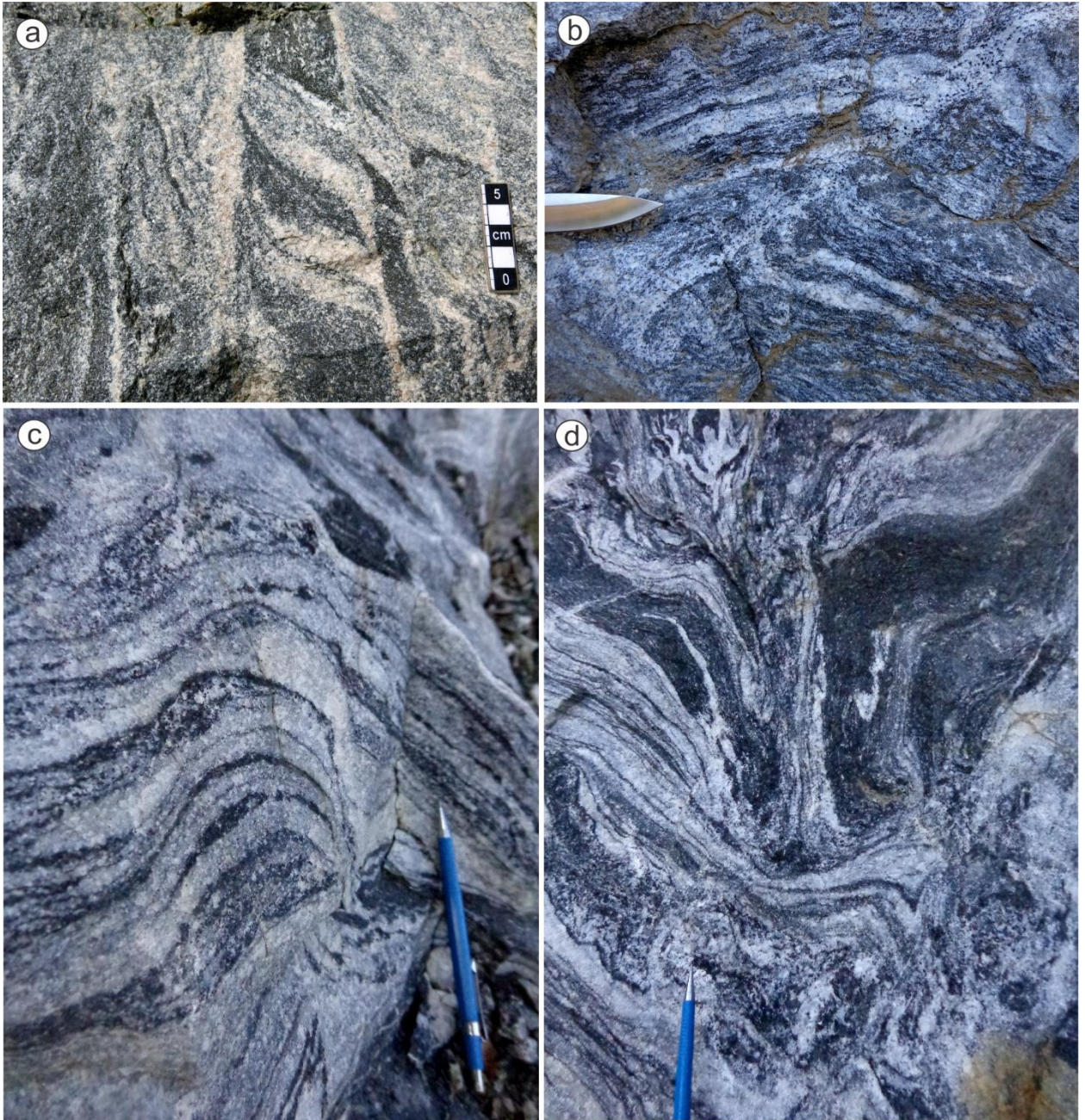


Figura 11 – (a) Zona de cisalhamento discreta, com migração de *melt*. (b) Zona de cisalhamento com migração de *melt* rompendo plano axial. (c) Dobra centimétrica com bandas de leucossoma (d) Banda máfica rompida em PA de dobra centimétrica, com migração de *melt*.

4.2 Controle Estrutural

As medidas coletadas ao longo do primeiro patamar da pedreira foram divididas em 4 domínios (Fig. 12). A divisão foi feita sem controle litológico, apenas com controle espacial, agrupando as medidas dos pontos feitos ao longo do caminhamento, de W para E. As foliações (Sb) medidas têm direção NE, com mergulhos de baixo ângulo para NW e SE, caracterizando dobras decimétricas a decamétricas com eixos de baixo caimento para NE e SW.

A partir da divisão feita, foi possível observar uma dispersão das Sb nos domínios 1 e 3. A explicação para essa perturbação pode estar relacionada com a ampla ocorrência de diques leucograníticos e injeções pegmatíticas nos pontos referentes a esses domínios. Além disso, a dispersão observada tem a mesma orientação que os diques e injeções, para NE. Já os domínios 2 e 4 apresentam pouca perturbação nas foliações medidas, e marcam as dobras com eixos para NE e SW observadas na área de trabalho.

Com as observações feitas a partir dos estereogramas e das estruturas em mesoescala, é possível definir que a deformação atua como o principal controle estrutural da fusão parcial na área. A migração de *melt* nos PA's das dobras e nas zonas de cisalhamento são fortes indicativos desse controle.

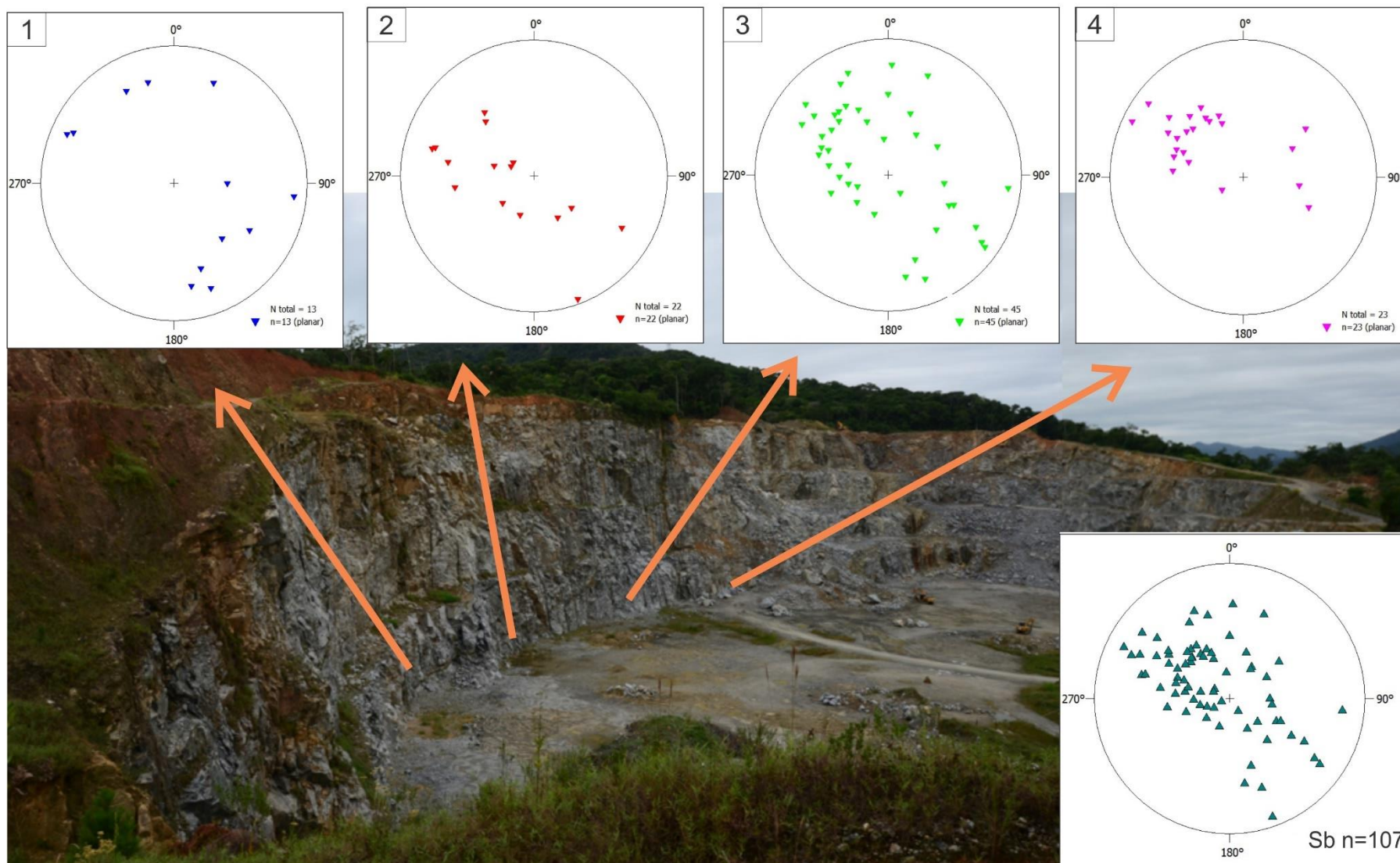


Figura 12 - Domínios estruturais das medidas de Sb levantadas ao longo da pedreira, com suas respectivas áreas indicadas.

4.3 Biotita gnaiss laminado

O biotita gnaiss laminado tem composição tonalítica, com presença de hornblenda e titanita nas porções parcialmente fundidas. Apresenta laminação fina que, localmente, evolui para um bandamento centimétrico, ambos com direção NE e marcados pela alternância de bandas máficas e félsicas, transpostas pela migmatização. É heterogêneo, com textura mista marcada por porções metamórficas e porções ígneas (Fig. 13e). Nas bandas máficas a textura é lepidoblástica, enquanto nas bandas félsicas a textura é equigranular fina a média. A textura granoblástica é encontrada pontualmente nas bandas félsicas.

Nesta rocha, as evidências de fusão parcial são observadas ao longo do bandamento. Nas bandas máficas a fusão é marcada por finos filmes leucocráticos (*melt films*) ao longo dos limites dos cristais que evoluem para *melt pools* (Fig. 13b, 13c), e registram estágios iniciais da fusão parcial e de leucossoma *in situ* (Sawyer, 2001). As bandas félsicas geralmente são formadas por leucossoma, que apresentam textura ígnea e correspondem ao produto da fusão parcial. Além disso, o líquido gerado (*melt*) corta o bandamento em alguns locais. Isso ocorre devido à progressão da fusão parcial e coalescência dos líquidos, que adquirem mobilidade para migrar e romper estruturas. Em decorrência dessa progressão, é possível observar migração de líquido por zonas de cisalhamentos paralelas aos PA's de dobras.

As bandas máficas correspondem ao melanossoma, são compostas essencialmente por biotita, e em menores proporções por titanita anédrica intrafolial e epidoto. O leucossoma é formado por plagioclásio, quartzo, microclínio, e por titanita e hornblenda geralmente euédricas.

Nas análises petrográficas, foram observadas e descritas microestruturas que confirmam a presença em vários estágios da fusão parcial, tanto no melanossoma quanto no leucossoma. No melanossoma, a migmatização é marcada principalmente pelo consumo das biotitas, que estão corroídas (Fig. 13a), além dos *melt films* no contato entre os cristais. A porção leucocrática, formada por leucossoma, geralmente

apresenta textura ígnea e composição granítica a granodiorítica (Fig. 13f). Pontualmente, nessas bandas félsicas a textura granoblástica é remanescente, e não há ocorrência de microclínio. Nestes locais há evidências de fusão parcial marcadas pelos cristais de quartzo e plagioclásio, que se encontram corroídos e arredondados, e com *melt films* ao longo de seus contatos.

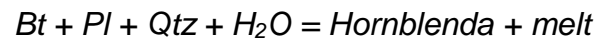
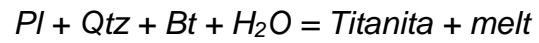
Os cristais de plagioclásio são subédricos, geralmente prismáticos, com tamanhos de 0,5mm a 3mm, e maclas polissintéticas mal formadas. Apresentam sobrecrescimentos, com novos cristais de plagioclásio formados a partir da fusão. Essa textura é comum em rochas parcialmente fundidas, pois os plagioclásios do neossoma cristalizam aproveitando a estrutura e o espaço de cristais antigos que foram consumidos durante o processo de fusão (Fig. 13d).

Os cristais de titanita ocorrem preferencialmente no leucossoma, são euédricos a subédricos, geralmente maclados, medindo 1mm a 4mm e com algumas inclusões de quartzo e plagioclásio. No melanossoma ocorrem em proporções menores, anédricos e com até 1mm.

Uma explicação para esta diferença na forma e tamanho dos cristais de titanita é a quantidade de espaço para sua cristalização. Quando estas cristalizam contra um líquido, há mais espaço para as mesmas se formarem perfeitamente e com maior tamanho. A forma, o tamanho, as inclusões, e sua ocorrência preferencial no leucossoma, sugerem que os cristais de titanita são peritéticos, ou seja, que se formaram durante a reação de fusão parcial.

Os cristais de hornblenda são restritos ao leucossoma, são euédricos a subédricos, e com tamanhos de até 2mm, com algumas imersos em pequenas *melt pools*. Por serem observadas apenas no material gerado a partir da fusão parcial, e por geralmente apresentarem formas euédricas, é possível sugerir que os cristais de hornblenda também são peritéticos.

A partir da análise das microestruturas de fusão parcial e da bibliografia sobre as mesmas, como Sawyer (2001), Sawyer (2010) e Weinberg & Hasalová (2015), pôde-se inferir que duas reações de fusão parcial são as principais responsáveis pela migmatização neste protólito. Ambas as reações ocorrem devido à adição de água no sistema:



Essas reações são corroboradas principalmente por microestruturas relacionadas com o consumo de biotita e geração de titanita e de hornblenda (Fig. 7), bem como o fato destes dois minerais ocorrerem preferencialmente no leucossoma e do seu caráter possivelmente peritético.

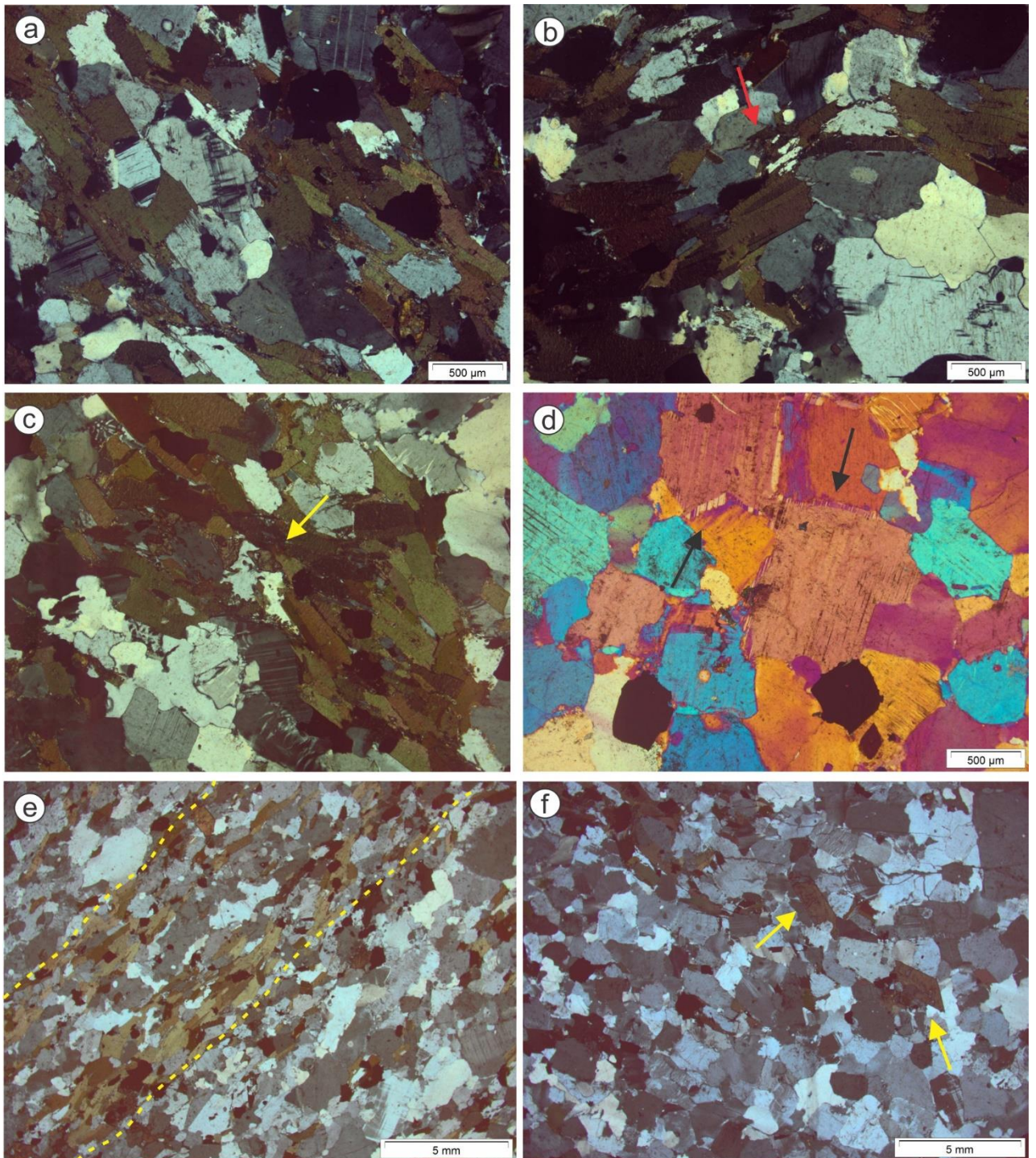


Figura 13 - (a) Consumo da biotita, com geração de leucossoma. (b) *Melt films* no contato de cristais de biotita evoluindo para *melt pool*, indicado em vermelho (c) Formação de *melt pool* com biotita sendo consumida (d) Textura de sobrecrecimento em plagioclásio, indicado em preto. (e) Textura heterogênea. (f) Aspectos gerais do biotita gnaíse laminado, com titanita peritética no leucossoma, indicado em amarelo.

4.4 Biotita gnaiss

O Biotita gnaiss tem ocorrência mais expressiva ao longo da pedreira, tanto *in situ* como em fragmentos carregados pelos diques. Tem aparência maciça, mas apresenta uma foliação marcada pela orientação das biotitas, com direção NNE. Próximo aos diques e injeções leucograníticas tende a apresentar lentes que evoluem para um bandamento milimétrico irregular, marcado pela segregação de leucossoma e melanossoma (Fig. 7). Tem composição tonalítica, coloração cinza escura, e textura lepidoblástica a granoblástica. Sua principal característica consiste em pequenos *patches* de fusão *in situ* com titanita euédrica (Fig. 7).

Os *patches* de fusão *in situ* são irregulares, com formatos ameboides e de dimensões milimétricas a centimétricas. São formados pela segregação do leucossoma, que tende a coalescer desta forma por não haver outras estruturas que favoreçam sua mobilidade. Quando o volume de líquido gerado é consideravelmente alto, os *patches* adquirem maior mobilidade e tendem a coalescer e migrar juntos, formando pequenas lentes ou bandas de leucossoma, mencionadas anteriormente. Geralmente titanita euédrica ocorre associada.

A paragênese desse protólito é composta por plagioclásio, biotita, quartzo, epidoto e, subordinadamente, hornblenda. As titanitas são restritas ao leucossoma, e ocorrem principalmente em *patches*.

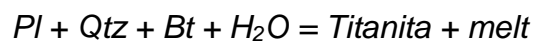
No biotita gnaiss, as microestruturas de fusão parcial que foram observadas consistem em *melt pools* de quartzo com cristais de biotita e plagioclásio imersos (Fig. 14a, 14b, 14e); contato cúspide entre cristais de plagioclásio e quartzo; cristais de biotita com corrosão nas bordas, além de *melt films* no contato entre os cristais; e presença de *patches* de leucossoma.

Os cristais de biotita são subédricos, lamelares, medem de 0,2mm a 2mm. Localmente são orientadas, marcando a textura lepidoblástica e a foliação da rocha. As principais evidências de fusão parcial observadas correspondem ao consumo delas, com corrosão de suas bordas, e à presença de *melt films* no contato dos cristais (Fig. 14d).

Os cristais de plagioclásio são euédricos a subédricos, prismáticos, com tamanhos que variam de 0,2mm a 3mm. As maclas polissintéticas estão bem preservadas em cristais do leucossoma, e geralmente apresentam sobrecrecimento, marcado por bordas de orientação ótica diferente (Fig. 14f). Os contatos com os cristais de quartzo geralmente são irregulares, lobados, ou em cúspide, marcando o consumo destes cristais (Fig. 14c).

Os cristais de titanita são euédricos, maclados, com até 5mm. São restritos ao leucossoma, e mais bem desenvolvidos nos *patches*, devido ao espaço gerado pela fusão parcial durante sua cristalização. Apresentam algumas inclusões de quartzo e plagioclásio, geralmente arredondados. O hábito euédrico dos cristais de titanita, bem como sua ocorrência condicionada ao leucossoma, sugere que sejam peritéticos (Fig. 7).

As microestruturas descritas, em conjunto com os dados obtidos em campo, apontam para uma progressão da fusão parcial segundo a reação abaixo, encontrada em Weinberg & Hasalová (2015):



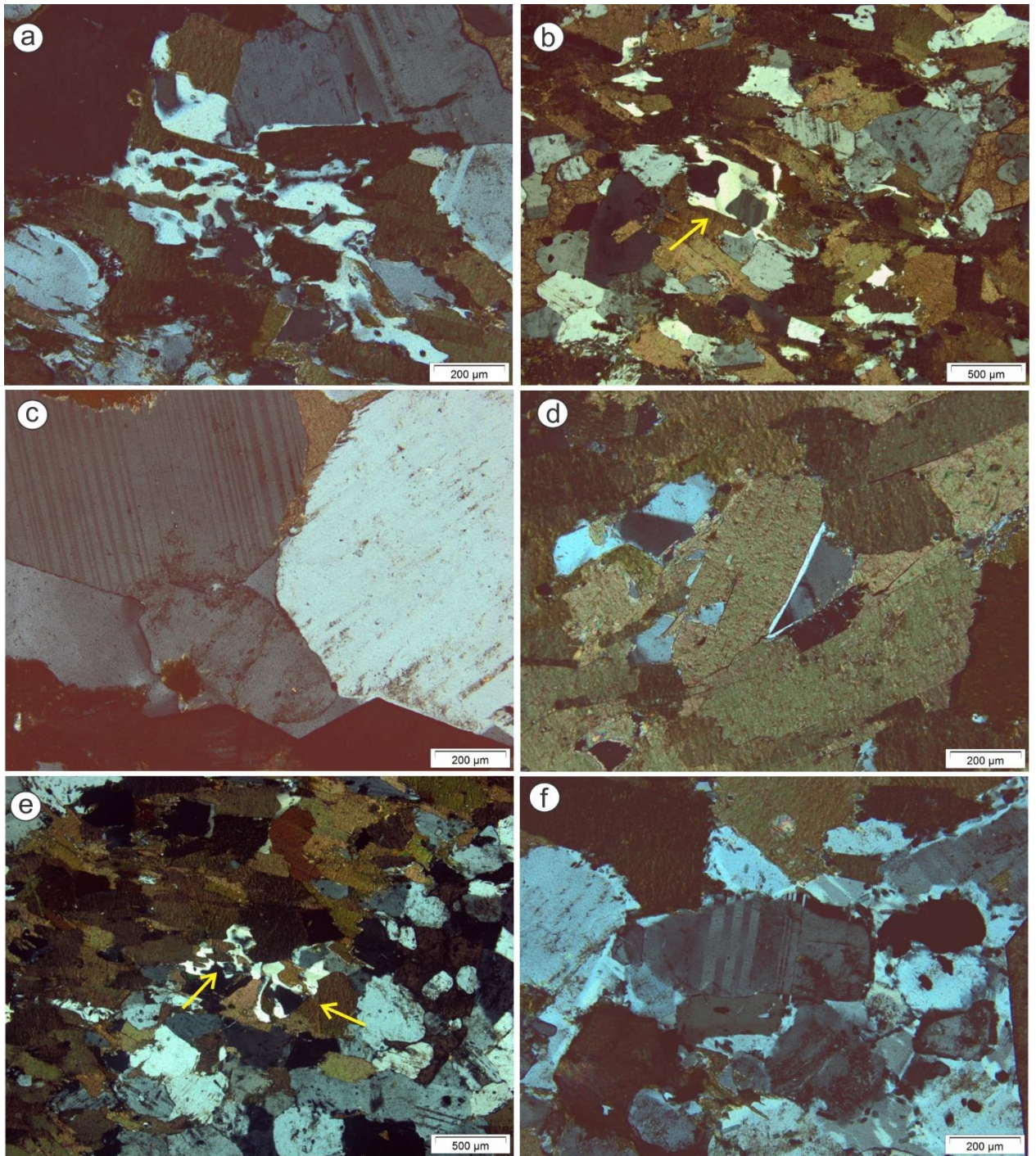


Figura 14 - (a) *Melt pool* com cristais de biotita imersos, sendo consumidos. (b) *Melt pool* com plagioclásio e quartzo ameboides. (c) Contato cúspide entre cristais de plagioclásio e quartzo. (d) *Melt film* no contato entre cristais de biotita. (e) Formação de *melt pool* com cristais de biotita sendo consumidos. (f) Textura de sobrecrecimento em cristal de plagioclásio.

4.5 Fusão parcial assistida por água

Sawyer (2010) afirma que os migmatitos com altas proporções de leucossoma e de baixas temperaturas, são produtos de fusão por entrada de água. Isso porque não seria possível uma fusão por quebra de minerais hidratados em temperaturas tão baixas.

Nos metamorfitos do Complexo Camboriú, todos os indícios apontam para uma fusão parcial assistida por água, como mostram as reações de fusão parcial sugeridas para estes protólitos, e a T de fusão estimada em $\sim 700^{\circ}\text{-}750^{\circ}\text{C}$. Além disso, a grande quantidade de leucossoma gerado na área corrobora esse tipo de fusão, bem como a presença de minerais peritéticos hidratados. O grau metamórfico dos protólitos, marcado pela fácies anfíbolito, também descarta qualquer possibilidade de uma fusão parcial por quebra de minerais hidratados, já que a mesma só ocorre em fácies granulito.

Todos os exemplos de granitos e ortognaisses em que esse tipo de fusão foi proposta estão associados a zonas de cisalhamento. Consequentemente, as zonas de cisalhamento são consideradas as fontes dos fluidos responsáveis pela fusão parcial. Segundo Weinberg & Hasalová (2015), as zonas de cisalhamento ativas tendem a atrair fluidos regionais devido à diminuição da pressão, e isso comumente está associado aos veios de quartzo, migmatitos e intrusões graníticas.

O Complexo Camboriú está situado entre duas zonas de cisalhamento de expressão regional. Desta forma, é possível pensar que a fonte dos fluidos aquosos que geraram a migmatização do complexo está associada a uma delas. A Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), mais ao sul da região de Camboriú-Itapema, pode ser a principal fonte dos fluidos aquosos na região, uma vez que há várias intrusões graníticas associadas a ela.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Os dados apresentados apontam para uma fusão parcial assistida por água. Como discutido anteriormente, a migmatização do Complexo Camboriú pode estar associada com fluidos aquosos oriundos da Zona de Cisalhamento Major Gercino. Visto que os metamorfitos do Complexo Camboriú são fácies anfíbolito, e a fusão por quebra de minerais hidratados ocorre apenas em altas temperaturas, a partir da fácies granulito.

A migmatização dos protólitos é sindeformacional, marcada pela migração de líquidos (*melt*) em zonas de cisalhamento discretas e em planos axiais de dobras. A deformação controla estruturalmente esse processo, porém, não é a causa dele.

Os resultados obtidos ao longo do trabalho indicam diferentes trajetórias na progressão da fusão em cada protólito. O biotita gnaisse laminado apresenta feições de leucossoma *in source*, com estágios mais evoluídos da fusão parcial, que transpõem sua laminação conforme o *melt* migra. Os registros de estágios iniciais da fusão são observados no biotita gnaisse, marcados pelos *patches* de fusão *in situ*.

Considerando as microestruturas, as reações de fusão, e as evidências encontradas em campo, observa-se que a taxa de fusão parcial é maior no biotita gnaisse laminado. Como esse protólito apresenta segregação de bandas máficas e félsicas, e a fusão ocorre primeiro em minerais de baixa T, as bandas compostas por quartzo e plagioclásio são as primeiras a gerarem líquido. A migração do líquido através do bandamento é proporcionada pela fusão dessas bandas félsicas e, assim, são gerados os níveis de leucossoma no biotita gnaisse laminado.

Como o biotita gnaisse não apresenta essa segregação mineral a rocha tende a ser menos fértil. Sendo assim necessário um desequilíbrio local maior para a fusão parcial desse protólito.

Desta forma, torna-se evidente que os principais fatores que condicionam a fusão parcial nos dois protólitos consistem, principalmente, na estrutura e na composição de cada um. A estrutura está relacionada com geração e migração do *melt*, uma vez que em planos de anisotropia a fusão parcial será favorecida. A composição do protólito está relacionada diretamente com a fusão parcial, e taxas de fusão maiores serão registradas em rochas compostas por minerais de mais baixa temperatura.

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 1977. Atas. Campina Grande. SBG, 363-391.*

Ashworth, J. R., 1985. *Migmatites*. Springer Science & Business Media.

Babinski, M., Chemale, F., Schmus, W. R. V., Hartmann, L. A., Silva, L. C., 1997. U-Pb And Sm-Nd Geochronology Of The Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3): 263-274.

Basei, M.A.S., 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, 195 p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo.

Basei, M. A. S., Neves, B. B. B., Siga, O., Babinski, M., Pimentel, M. M., Tassinari, C. C. G., & Cordani, U. G., 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*, 183(1): 112-144.

Basei, M. A. S., Campos Neto, M. C., Lopes, A. C., Nutman, A. P., Liu, D., Sato, K., 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. *Brasilian Journal of Geology*, 43(3): 427-443.

Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite: a crustally-derived magma of shoshonitic affinity from Southern Brazil. *Lithos*, 73 (1): 01-19.

Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 186-189.

Chemale, F., Hartmann, L. A., Silva, L. C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. *Excursion Guidebook. Acta Geol. Leop.*, 42: 5–117.

Erdmann, S., Scaillet, B., Kellett, D. A., 2012. Textures of peritectic crystals as guides to reactive minerals in magmatic systems: new insights from melting experiments. *Journal of Petrology*, egs048.

Florisbal, L. M. 2011. *Petrogênese de Granitos Sintectônicos em ambiente Pós-Colisional do Escudo Catarinense: estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elementar e isotópica Sr-Nd-Pb e geocronologia U-Pb em zircão*. São Paulo, 285p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Florisbal, L. M. F., Janasi, V. A., Bitencourt, M. F., Heaman, L. M. 2012b. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*, 216: 132-151.

Hartmann, L.A., Bitencourt, M. F, Santos, J.O., McNaughton, N.J., Rivera, C.B., Bettiolo, L., 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Science*, 16: 477-492.

Holness, M. B. 2008. Decoding migmatite microstructures. *In: Working with migmatites* (Vol.38). Assn of Canada, p. 57-76.

Lopes. A. P., 2008. *Geologia do Complexo Camboriú (SC)*. São Paulo, 102p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo.

Martini, A. 2011. *Geologia estrutural e petrologia do Granito Corre-Mar, região de Balneário Camboriú, SC*. Porto Alegre, 72p. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Martini, A. 2014 *Estudo integrado do Granito Corre-Mar, SC. geologia estrutural, petrologia, geocronologia e geoquímica isotópica*. Porto Alegre, 107p. Dissertação de mestrado, Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Mehnert, K. R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks* (Vol. 1). Elsevier Pub. Co..

Peternell, M., Bitencourt, M.F, Kruhl, J.H., Stáb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 738-750.

Philipp R.P., Wild F., Duarte L.C., Oliveira A.S., Arend S.T., Rivera C.B., Samberg E., Morales L.F., Mallmann G. 2001. Caracterização litológica, estrutural e condições metamórficas do Complexo Camboriú, Itapema, SC. *In: SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS 8, Extended Abstracts*, p.103-105.

Rivera, C.B., Bitencout, M.F., Nardi, L.V.S., 2004. Integração de parâmetros físicos do magma e composição química dos minerais na petrogênese do Granito Itapema, SC. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3): 361-372.

Sawyer, E. W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, 116(3): 273-286.

Sawyer, E. W. 2008. *Atlas of migmatites* (Vol. 9). NRC Research Press. Canadá, 371p.

Sawyer, E. W., & Brown, M. (Eds.). 2008. *Working with migmatites* (Vol. 38). Mineralogical Assn of Canada. Canada, 158p.

Sawyer, E. W. (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of metamorphic Geology*, 19(3): 291-309.

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

Silva, L. C.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N. J.; Fletcher, J. R. 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*, 18: 649–667.

UFRGS, 2000. *Mapeamento Geológico 1:25000: Projeto Camboriú*. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 6 vol.

Weinberg, R. F., & Hasalová, P. (2015). Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212: 158-188.