

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DO COMPLEXO PORTO
BELO A SUL DA ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO,
BOMBINHAS, SC**

FRANCIELE GONÇALVES ANDRES

ORIENTADORA – Prof^a Dra. M^a de Fátima Bitencourt

VOLUME I

Porto Alegre – 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DO COMPLEXO PORTO
BELO A SUL DA ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO,
BOMBINHAS, SC**

FRANCIELE GONÇALVES ANDRES

ORIENTADORA – Prof^a Dra. M^a de Fátima Bitencourt

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Edinei Koester – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff – Departamento de Geologia, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Santa Catarina.

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory – Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa.

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2019

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Andres, Franciele Gonçalves. Caracterização estrutural e petrográfica do Complexo Porto Belo a sul da zona de cisalhamento Major Gercino, Bombinhas, SC. / . Franciele Gonçalves Andres- Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.
[63 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientadora: Maria de Fátima Saraiva Bitencourt

1. Escudo Catarinense. 2. Metatexito. 3. Fusão parcial. 4. Dobras recumbentes. 5. Ciclo Brasileiro/Panafricano. I. Título.

CDU 551.243

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

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

*Dedico este trabalho a todas as mulheres - cientistas ou não -,
que sonham, amam e lutam diariamente, sem desistir.
Àquelas que dedicam suas vidas a tudo aquilo que as completam.*

*“If we knew all the laws of Nature,
we should need only one fact,
or the description of one actual phenomenon,
to infer all the particular results at that point.
Now we know only a few laws, and our result is vitiated,
not, of course, by any confusion or irregularity in Nature,
but by our ignorance of essential elements in the calculation.
(...)”*

H.D. Thoreau

AGRADECIMENTOS

Nós nunca sabemos o tamanho da força que temos, até que somos testados. Quando ingressei no mestrado pensei que estes dois anos passariam rápido. Afinal, o que eram dois anos para quem enfrentou cinco de graduação?! O que eu não poderia imaginar, na época, era como tanta coisa iria acontecer e mudar em tão pouco tempo. Por isso, sou grata, à cada pessoa que entrou e passou pela minha vida neste período. Por cada momento que vivi e cada aprendizado que adquiri até aqui. Pois só assim, nesta soma de vivências, pude, enfim, estar pronta para concluir este ciclo.

À minha orientadora, Fátima. Madrinha e “mãe científica” de todos os “loucos de pedra” que fazem parte deste grupo de pesquisa. Obrigada pelas conversas, orientações, pela compreensão, paciência (pela falta dela também!), mas, principalmente, por todo o conhecimento transmitido. Ah, também preciso agradecer pela linda área de trabalho que me deste de presente, o “caribinho”!

Ao meu companheiro de caminhada, Diego, por dividir essa paixão pelas rochas. Obrigada pela força, apoio, incentivo, conforto e impulso que tu sempre me proporciona. Por acreditares em mim em meus momentos de insegurança, e por me acalmar em meus momentos de desespero. Obrigada, amor!

À minha família, mãe, pai e Pâmela. Pela compreensão, pelos recursos e por todo apoio que me deram quando decidi ingressar nessa jornada. À Morgana, por iluminar nossas vidas e encher nossos corações de alegria.

Aos colegas do grupo Magmatismo Sintectônico. Obrigada pelas discussões, seminários, cafés, paçocas, risadas, campos, comilanças e aprendizados compartilhados, Elisa, Duda, Gepeto, Stépanhie, Victor, Matheus, Camila, Cristiane, Évelin, Diego, e aos professores Lauro Nardi e Luana Florisbal. Em especial, agradeço ao Dionatan, pelas conversas, apoio, risadas e parceria! Aos meus parceiros de campo na jornada exploratória em Bombinhas, Felipe e Pedro, nunca esqueçam que “humildade é a base”. Ao Amós, por todo auxílio em campo e discussões migmatíticas compartilhadas.

Agradeço à UFRGS, pela excelência no ensino público e acessível, apesar das tentativas de sucateamento dos últimos governos pós-golpe. Aos docentes que contribuíram na minha formação durante a graduação e na minha qualificação nestes últimos dois anos. Os mesmos que se mantêm firmes garantindo um ensino de qualidade a cada um que ingressa na universidade.

Ao IGEO e ao PPGGEO, pela infraestrutura e, principalmente, pela oferta de cursos de pós-graduação gratuitos. O mundo não é igual para todos, nem mesmo as oportunidades, e ter acesso gratuito à pós-graduação é uma conquista e um direito ao mesmo tempo que é um privilégio.

Por fim, agradeço ao CNPq, pois somente através dos recursos destinados ao grupo de pesquisa, foi possível realizarmos este trabalho.

Gratidão!

RESUMO

O estudo de rochas pré-cambrianas no sul do Brasil é determinante para compreensão da evolução crustal desta região durante o Ciclo Brasileiro/Panafricano. O desenvolvimento de regimes transpressivos, em colisões continentais oblíquas, é caracterizado pela partição da deformação em uma tectônica de baixo ângulo que antecede a tectônica de alto ângulo. Na porção centro-leste do Escudo Catarinense, o Complexo Porto Belo (CPB) constitui o embasamento da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), uma zona de direção NE-SW e cinemática transcorrente dextral que controla a ascensão e posicionamento de magmas graníticos durante o estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro/Panafricano. Na região estudada, situada a sul da ZCMG, o CPB é composto por uma associação de gnaisses tonalíticos, granitoides e anfibolitos, com geração subordinada de migmatitos. Os ortognaisses têm composição tonalítica a diorítica, com bandamento gnáissico (S_b) milimétrico, de direção NE-SW com baixo ângulo de mergulho para SE. Os anfibolitos são maciços a finamente laminados, ocorrem em menor expressão em camadas *boudinadas*. Os granitoides intrudem as rochas metamórficas paralelos ao bandamento gnáissico. São porfíricos, compostos por biotita granodioritos e biotita-hornblenda granitos, com foliação magmática (S_0) de direção N-S com mergulho em médio ângulo para leste. As rochas do CPB, na região estudada, preservam estruturas da tectônica de baixo ângulo e se encontram afetadas por dobras isoclinais recumbentes e dobras horizontais mergulhantes. A vergência das dobras indicam movimento de topo para SW, enquanto outros indicadores cinemáticos, como fragmentos de gnaisses rotacionados e porfiroclastos nos granitoides, indicam transporte tectônico para NW. A geração de migmatitos é pouco expressiva embora seja observada em todas as litologias, é marcada por feições de leucossomas *in situ* e *in source*, com acúmulo de líquido anatético em zonas dilatativas, como zonas de charneira de zonas inter-*boudins*. As condições de metamorfismo e deformação foram estabelecidas a partir da paragênese mineral e de análise microestrutural, e sugerem temperaturas compatíveis com as da fácies anfibolito superior para a geração dos ortognaisses e cristalização sintectônica dos granitoides.

Palavras-chave: Ciclo Brasileiro/Panafricano; Escudo Catarinense; metatexite; fusão parcial;

ABSTRACT

The Porto Belo Complex (PBC) occurs in the central-eastern part of the Precambrian Catarinense Shield, in the Santa Catarina state, Southern Brazil. The PBC is affected by the Major Gercino Shear Zone (MGSZ), a dextral NE-SW striking zone that controls the ascending and emplacement of granitic magmas during post-collisional stages of the Brasiliano/Panafricano Cycle. The study focuses on the part of the PBC situated to the south of the MGSZ, composed of orthogneisses, amphibolites and granitoids, with subordinate migmatites. Orthogneisses have tonalitic to granodioritic composition and show a mm-thick gneissic banding that strikes NE and have gently-dips to SE. Amphibolites are massive to thin-laminated and form boudinaged layers. The granitoids are parallel to the gneissic banding. They are porphyritic biotite granodiorites and biotite-hornblend granites, with magmatic foliation striking N-S and steeper dips to E. The PBC in the studied area preserve the flat-lying tectonic structures although they are affected to isoclinal recumbent and inclined folds. The vergence of the folds point to SW, whereas other kinematic indicators as rotated gneisses fragments and porphyroclasts show top-to-the-NW tectonic transport. Partial melting features are found in all rock types, producing small volumes of in situ and in source leucosome with melt accumulated in dilative zones, such as inter-boudin and hinge zones. Microstructures and mineral paragenesis suggest temperature conditions of upper amphibolite facies for the generation of the orthogneisses and crystallization of syntectonic granitoids.

Keywords: Brasiliano/Panafricano Cycle; Catarinense Shield; metatexite; partial melt;

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	
INTRODUÇÃO	11
1. Introdução	11
1.1 Estruturação da Dissertação	12
CAPÍTULO II	
ESTADO DA ARTE	13
2. Contexto geológico regional	13
3. Orógenos colisionais	15
3.1 Estágio Pré-colisional	16
3.2 Estágio Colisional	16
3.3 Estágio Pós-Colisional.....	17
4. Definição, terminologia e classificação de migmatitos	18
CAPÍTULO III	
MATERIAIS E MÉTODOS.....	22
5. Trabalho de Campo.....	22
5.1 Detalhamento Estrutural.....	22
5.2 Amostragem	23
6. Petrografia.....	23
CAPÍTULO IV	
ARTIGO SUBMETIDO AO PERÍODICO PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS	24
CAPÍTULO V	
ANEXOS	61

CAPÍTULO I INTRODUÇÃO

1. Introdução

Colisões continentais oblíquas são tipicamente caracterizadas pelo desenvolvimento de regimes transpressivos, no qual a deformação é particionada em duas componentes de movimentação distintas, uma de baixo ângulo, caracterizada por empurrões, e outra de alto ângulo, caracterizada pela transcorrência. Os registros estruturais em rochas Pré-Cambrianas refletem importantes estágios da evolução crustal durante ciclos orogênicos, como o Ciclo Brasileiro/Panafricano no sul do Brasil.

No Escudo Catarinense, porção norte do Cinturão Dom Feliciano (CDF), o registro da tectônica de baixo ângulo é observado em rochas gnáissicas que compõem o embasamento de granitoides e estruturas pós-colisionais. Na região de Porto Belo-Bombinhas, o Complexo Porto Belo (Florisbal *et al.*, 2012) corresponde ao embasamento da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG – Bitencourt, 1996), uma zona de transcorrência dextral e orientação NE-SW, responsável pela ascensão e posicionamento de diversos magmas graníticos na região.

O Complexo Porto Belo (CPB) é composto por uma associação de ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, granitoides e anfibolitos, com ocorrência subordinada de migmatitos. Sua principal estruturação desenvolveu-se durante a tectônica tangencial, que foi responsável pela geração de um bandamento gnáissico milonítico nas rochas do complexo (Bitencourt, 1996). Os aspectos estruturais do CPB, em sua ocorrência fora da ZCMG, são cruciais para a compreensão da evolução estrutural e da deformação pré-transcorrência. Além disso, o registro de fusão parcial nas rochas do CPB, atua como um importante marcador para a evolução estrutural do complexo.

Os objetivos deste trabalho abrangem a caracterização estrutural das rochas do Complexo Porto Belo fora dos limites da Zona de Cisalhamento Major Gercino, onde permanecem preservadas estruturas correlatas à tectônica de baixo ângulo. O estudo de detalhe das feições de fusão parcial, das condições de metamorfismo e deformação do complexo também são abordados nesse trabalho.

1.1 Estruturação da Dissertação

Nesta Dissertação de Mestrado são apresentados os resultados desta pesquisa, distribuídos em quatro capítulos. O capítulo II – Estado da Arte consiste na contextualização geológica e abordagem temática. A revisão feita neste capítulo aborda um breve histórico da definição do Complexo Porto Belo, bem como o contexto geológico da área de estudo. A abordagem temática exposta neste capítulo abrange os conceitos de colisão continental e formação de orógenos, revisão conceitual de migmatitos e sua terminologia. No capítulo III – Materiais e Métodos, são apresentados os métodos aplicados na elaboração deste trabalho.

O capítulo IV consiste no corpo principal da dissertação, apresentado na forma de um artigo científico intitulado “Condições de deformação do Complexo Porto Belo a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino, Bombinhas (SC)”, submetido ao periódico Pesquisas em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Neste capítulo, é apresentado sucintamente o contexto geológico da área de estudo, e posteriormente são descritos dados inéditos a respeito da petrografia, geologia estrutural e migmatização do Complexo Porto Belo, em sua ocorrência a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino.

O capítulo V é composto por anexos, e consistem em: (A) resumos submetidos à eventos, associados com este trabalho; (B) histórico escolar da aluna.

CAPÍTULO II ESTADO DA ARTE

2. Contexto geológico regional

O segmento sul da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981) é caracterizado por um cinturão orogênico Neoproterozoico, que se estende pela costa dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, no Brasil, e se prolonga até o sul do Uruguai, denominado Cinturão Dom Feliciano. Esse sistema orogênico, formado durante o Ciclo Brasileiro/Panafricano, é composto por rochas magmáticas de arco, sequências metamórficas e rochas graníticas, dispostas em uma orientação preferencial NE-SW (Figura 1A).

O estágio pré-colisional (*ca.* 800 – 700 Ma) do Ciclo Brasileiro/Panafricano, é caracterizado por arcos magmáticos associados com a subducção de uma crosta oceânica. A evidência destes arcos é encontrada hoje em rochas ortometamórficas, que registram e preservam estruturas de baixo ângulo de mergulho relacionadas ao metamorfismo desenvolvido durante a colisão continental principal, datada em *ca.* 650 Ma (Martil, 2016).

O estágio pós-colisional (*ca.* 650 – 580 Ma) é marcado por intenso magmatismo granítico, controlado por extensas zonas de cisalhamento que integram o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb - Bitencourt & Nardi, 2000). Essas zonas desenvolveram-se durante a tectônica transpressiva em arranjos anastomosados de orientação NE-SW e, localmente, N-S.

O Escudo Catarinense (EC), porção norte do Cinturão Dom Feliciano, é segmentado por duas zonas de cisalhamento que integram o CCSb, e o dividem em três domínios tectônicos principais denominados norte, central e sul (Figura 1B). O domínio norte é composto por rochas arqueanas e paleoproterozoicas e é delimitado a sul pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP). O domínio central compreende as rochas que ocorrem entre a ZCIP e a Zona de Cisalhamento Major Gercino, e abrange os gnaisses-migmatíticos paleoproterozoicos do Complexo Camboriú (Chemale Jr *et al.*, 1995), sequências metassedimentares e granitoides neoproterozoicos. O domínio sul abrange as rochas a sul da ZCMG e de seu interior,

é composto predominantemente por granitoides neoproterozoicos pós-colisionais, cuja principal unidade corresponde ao Batólito Florianópolis (Figura 1B).

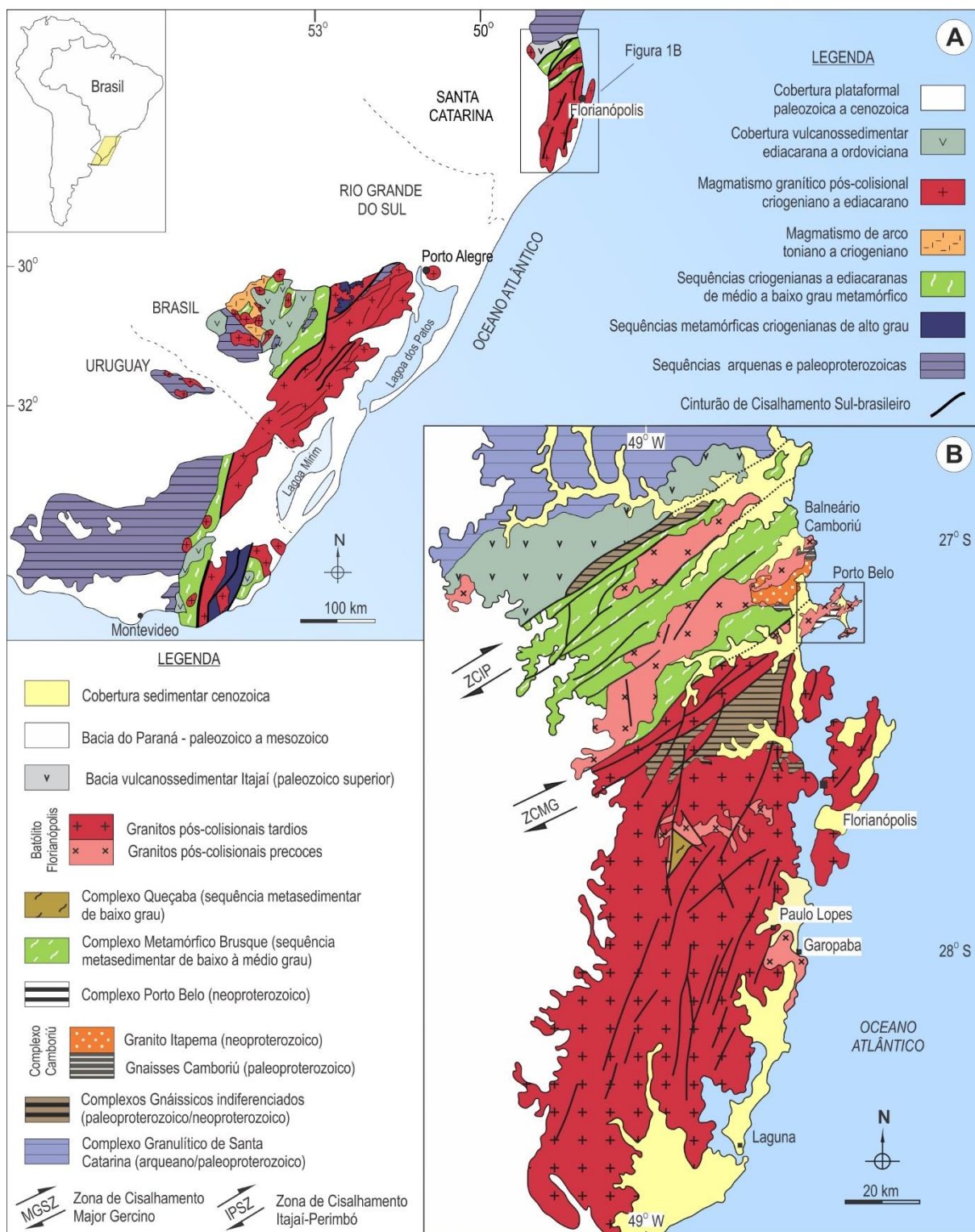


Figura 1. (A) Compartimentação tectônica do segmento sul da Província Mantiqueira. (B) Mapa geológico do Escudo Catarinense, região de Porto Belo-Bombinhas indicada. (Extraído de Bitencourt, 1996 e modificado de Florisbal *et al.* 2012).

A região de Porto Belo-Bombinhas (SC) está contida no extremo nordeste da ZCMG, com exceção do extremo sudeste da península, onde está localizada a área de estudos deste trabalho. A ZCMG é uma zona de transcorrência dextral e orientação NE-SW, que controla a ascensão e posicionamento de magmas graníticos na região (Bitencourt, 1996). Os granitoides sintectônicos da região foram mapeados e definidos por Bitencourt (1996) em Granitoides de Quatro Ilhas, Granito Mariscal, Complexo Granítico Estaleiro e Suite Intrusiva Zimbros.

O embasamento desses granitoides sintectônicos corresponde a uma associação de ortognaisses, granitoides e anfibolitos, denominado de Complexo Porto Belo. Anteriormente, o embasamento dessa região era descrito como Complexo Camboriú (Silva *et al.*, 1991; Chemale Jr. *et al.*, 1995; Bitencourt, 1996), em razão das semelhanças litológicas e da escassez de dados. No entanto, dados geocronológicos apontaram idade neoproterozoica para estas rochas, que difere da idade paleoproterozoica atribuída ao Complexo Camboriú. A partir disso, Florisbal *et al.* (2012a) propôs a designação de Complexo Porto Belo para os ortognaisses do embasamento da ZCMG, em substituição ao termo antigo. Recentemente, dados geocronológicos de U-Pb LA-ICP-MS em zircão demonstram idade de cristalização ígnea do protólito em 799 ± 8 Ma (De Toni *et al.*, 2016).

3. Orógenos colisionais

Arcabouços estruturais complexos, envolvendo empurrões (*thrust*), dobras e foliações tectônicas, são desenvolvidos em limites convergentes e orógenos colisionais, que promovem o encurtamento e espessamento da crosta, além de metamorfismo e, localmente, atividade magmática (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Os limites convergentes caracterizados pela subducção de uma litosfera oceânica, devido a sua fluabilidade negativa em relação à astenosfera, são ambiente típicos para formação de arcos magmáticos continentais. A partir da progressão da subducção, e do consumo progressivo da litosfera oceânica, ambientes de arco são transformados em zonas de colisão. A colisão é caracterizada por um período de intensa deformação marcado pela máxima convergência e desenvolvimento de empurrões (*thrust*), e com ocorrência de metamorfismo de alta pressão.

Segundo Van der Pluijm & Marshak (2004), os tipos de rochas e estruturas formadas em orógenos colisionais dependem da movimentação relativa dos blocos, da forma dos blocos, e das características físicas das placas colidentes (temperatura, espessura e composição). A movimentação dos blocos influi nos tipos de estrutura gerados. Em colisões frontais ocorre o desenvolvimento de falhas de empurrão (*thrust*) perpendiculares à borda do bloco colidente. Nas colisões oblíquas, a deformação pode ser particionada em uma componente de empurrão (*thrust*) e uma componente transcorrente, com geração de regimes transpressivos.

Cada cinturão orogênico apresenta características únicas, que são herdadas, retrabalhadas ou adquiridas através de evoluções complexas governadas por muitas variáveis. Desta forma, nenhum orógeno colisional é exatamente igual a outro, ainda assim, a comparação entre eles é inevitável e, eventualmente, permite a composição de uma trajetória evolutiva compreensível para os mesmos.

3.1 Estágio Pré-colisional

O estágio pré-colisional é caracterizado como o estágio inicial do orógeno, diversos autores o definem como o período marcado pela aproximação das duas margens continentais, ativa e passiva. Neste estágio, a litosfera oceânica ainda está em subducção, em consequente desidratação com geração de magmatismo de arco continental. O processo de aproximação de um continente com uma zona de subducção é caracterizado por flexura e soerguimento da sua margem passiva, antes de ser puxado para a zona de subducção pelo segmento oceânico da placa que já está sendo subductada (Van der Pluijm & Marshak, 2004).

3.2 Estágio Colisional

Com o início da colisão novos cinturões de dobras e cavalgamento são formados em resposta à propagação de empurrões, em direção à margem passiva (Moore & Twiss, 1995; Van der Pluijm & Marshak, 2004). O arraste da litosfera continental para a zona de subducção provoca o encontro entre as margens passiva e ativa, definindo o maior impacto da colisão, e formação de uma sutura entre estas margens (Moore & Twiss, 1995), com geração de falhas de empurrão e

metamorfismo de alta-pressão. Para Van der Pluijm & Marshak (2004), esta sutura pode ser marcada por fragmentos da litosfera oceânica, eventualmente posicionados sobre a margem passiva.

Com a evolução do orógeno colisional já se encaminhando para um período de maturação, a litosfera oceânica subductada pode romper e afundar no manto. A fonte para o magmatismo do arco cessa e as rochas magmáticas geradas são metamorfasadas. Na região da sutura todas as rochas sofrem intensa deformação e o empurrão de uma crosta continental sobre a outra dá início ao espessamento crustal.

3.3 Estágio Pós-Colisional

A colisão de duas litosferas continentais resulta no espessamento significativo do orógeno, acompanhado por metamorfismo e deformações regionais em profundidade. Com o desenvolvimento do orógeno a progressão da deformação movimenta as rochas metamorfasadas em condições de alto grau para porções superiores, expondo rochas mais profundas através de exumação (Van der Pluijm & Marshak, 2004). O espessamento crustal e o sobrepeso decorrente, pode favorecer a fusão parcial na base da crosta, podendo gerar rochas intrusivas e extrusivas tardias (Moore & Twiss 1995).

A concepção abordada por Liégeois (1998), descreve este período como um longo período de convergência, tectonicamente ativo, que sucede o fechamento oceânico e o impacto principal da colisão entre duas porções litosféricas. Este período é caracterizado pela movimentação horizontal de terrenos ao longo de grandes zonas de cisalhamento, com amplo magmatismo associado. Essas zonas de cisalhamentos podem desenvolver-se em função da partição da deformação, devido à convergência oblíqua durante a colisão ou devido ao escape tectônico lateral, causado pela sinuosidade do contorno dos terrenos impactados (Van der Pluijm & Marshak, 2004).

4. Definição, terminologia e classificação de migmatitos

O registro da fusão parcial resulta em rochas heterogêneas denominadas migmatitos. A gênese, definição e descrição destas rochas são alvos de estudo e discussões há pelo menos um século. Neste trabalho, será apresentado um breve histórico sobre as definições e classificações de migmatitos.

Em 1907, Sederholm introduziu o termo migmatito para descrever rochas na região de Hango (Finlândia), pois acreditava que elas haviam sido formadas por uma combinação de processos. Em seu trabalho, descreve a maneira como um granito foliado mais antigo sofre refusão (*refusion*) e renasce (*reborn*) a partir de injeções, processo interpretado por ele como uma nova erupção. Sederholm (1907) definiu migmatito como “a mistura de duas constituintes geneticamente distintas... uma intrusiva em relação a outra (...)”, e classificou rochas gnáissicas-graníticas cortadas por injeções (*net-structured*), granitos com muitos fragmentos e rochas bandadas, como pertencentes ao grupo dos migmatitos.

Em 1916, uma visão alternativa foi apresentada por Holmquist. Ele encontrou gneisses de alto grau com pequenas manchas (*patches*) e veios de material granítico, e interpretou essas estruturas como zonas de coleta da fusão parcial dos gnaisses encaixantes. Holmquist denominou esses migmatitos como *venite*, para enfatizar sua origem e contrapor as denominações apresentadas por Sederholm. Holmquist (1906) também introduziu o termo ultrametamorfismo para indicar o grau metamórfico “maior que o normal” necessário para o processo de fusão parcial.

Após anos de discussão sobre a gênese de granitos, Mehnert (1968) propôs uma definição e terminologia não-genética, isto é, puramente descritiva, e definiu migmatito como: “*uma rocha megascopicamente composta constituída por duas ou mais partes petrograficamente distintas, uma delas composta por rochas do embasamento geralmente de alto ou baixo grau metamórfico, enquanto a outra parte é pegmatítica, aplítica, granítica ou em geral tem aparência plutônica*”. Apesar deste conceito descritivo, o emprego de alguns termos implicavam em gênese, e não se referiria ao grau metamórfico das rochas. Mehnert (1968) também sugeriu uma classificação baseada em aspectos texturais e estruturais em mesoescala, e dividiu os migmatitos em classes distintas. Essa divisão foi bem aceita e amplamente utilizada, porém, levou

à alguns equívocos por ser uma classificação baseada apenas na análise visual das rochas.

Anos mais tarde, outra definição foi apresentada por Ashworth (1985), que retificou os problemas na definição de Mehnert (1968), e definiu migmatitos como “uma rocha encontrada em terrenos de médio a alto grau metamórfico, que é pervasivamente heterogênea em escala macroscópica, com uma parte de coloração clara e composição quartzo-feldspática ou feldspática”.

Após revisões no histórico de definições do termo migmatito, Sawyer (2008) propôs uma nova definição – exposta abaixo. A terminologia utilizada neste trabalho corresponde à proposta por Sawyer (2008), que está detalhada a seguir.

Migmatito: é uma rocha encontrada em terrenos metamórficos de médio a alto grau, que pode ser heterogênea em escala microscópica a macroscópica, constituída por duas ou mais partes petrograficamente distintas. Uma das partes, denominada neossoma, tem que ter se formado por fusão parcial e deve 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, microestruturas e tamanho de grão modificados, sem necessariamente desenvolver uma segregação em bandas máficas e félsicas.

Paleossoma: a parte que não sofreu fusão parcial, na qual as estruturas (foliações, dobras, bandamento) mais antigas que a fusão parcial continuam preservadas. As microestruturas (tamanho, forma e orientação dos grãos) são igualmente preservadas, ou pouco modificadas por desenvolver granulação maior que as rochas similares adjacentes que não foram afetadas pela anatexia.

Neossoma: as partes neo-formadas, ou reconstituídas, de um migmatito a partir da fusão parcial. O neossoma pode, ou não, ter sido segregado com a separação de líquido e fração sólida. Uma das principais características é o tamanho dos cristais, maiores do que no resto do migmatito. O aumento progressivo do volume de neossoma tende a apagar a estrutura original da rocha.

Resíduo: a parte do neossoma em que predomina a fração sólida, deixada após a fusão e extração, total ou parcial, da fração líquida. Microestruturas indicativas de fusão parcial podem estar presentes.

Melanossoma: a parte de cor escura do neossoma, em um migmatito rico em minerais de cor escura (máficos), como biotita, granada, cordierita, ortopiroxênio, hornblenda, clinopiroxênio e olivina. O melanossoma é a fração sólida e residual deixada após a extração, total ou parcial, da fração líquida. Microestruturas indicativas de fusão parcial podem estar presente.

Leucossoma: a parte de cor clara do neossoma em um migmatito, consiste predominantemente por quartzo e feldspato. O leucossoma é a parte do migmatito derivada da segregação da parte parcialmente fundida; pode conter microestruturas que indicam cristalização a partir de um líquido, ou magma. O leucossoma não precisa necessariamente ter a mesma composição do líquido anatético, pois pode ocorrer cristalização fracionada ou separação de um líquido fracionado.

Leucossoma *in situ*: o produto da cristalização de um líquido anatético, ou parte de um líquido anatético, que foi segregado do seu resíduo, mas permaneceu no local em que o líquido foi gerado.

Leucossoma *in source*: o produto de cristalização de um líquido anatético, ou parte do líquido anatético, que migrou para fora do local em que foi formado, mas permaneceu dentro dos limites de sua camada de origem.

Veios ou diques leucocráticos: o produto de cristalização de um líquido anatético, ou parte do líquido anatético, que migrou para fora da sua camada de origem, e foi injetado em outra rocha próxima ou distante, mas ainda na área afetada pela anatexia.

Dique ou *sill* (granítico, granodiorítico, tonalítico, etc.): o produto da cristalização de um líquido félsico que migrou completamente para fora de sua área fonte, e foi injetado em rochas encaixantes de menor grau metamórfico ou que não foram metamorfizadas.

Selvedge: fina camada que ocorre nas bordas de leucossomas *in situ*, *in source* ou de veios e diques leucocráticos, com composição, mineralogia e microestruturas distinta. Não correspondem ao resíduo deixado após a extração do líquido anatético.

Quando esta borda é composta predominantemente por minerais máficos é denominada *mafic selvedge*.

Classificação morfológica de 1ª ordem (Sawyer, 2008):

Metatexito: um migmatito que é heterogêneo em escala de afloramento, no qual estruturas pré-fusão parcial são amplamente preservadas no paleossoma (onde as microestruturas aparentemente não foram modificadas) e possivelmente no melanossoma (resíduo), parte do neossoma, onde a fração líquida é pequena.

Diatexito: um migmatito em que o neossoma é dominante, através do qual o líquido anatético é pervasivamente distribuído. Estruturas pré-fusão parcial são raras ou ausentes no neossoma, e são comumente substituídas por estruturas de fluxo sin-anatéticas (e.g. foliações magmáticas ou submagmáticas, schlieren), ou por neossomas isotrópicos. O neossoma é variável em aparência, refletindo uma grande variação da fração de líquido, podendo variar de predominantemente leucocrático a mesocrático (e.g. líquido e resíduo não segregado) até melanocrático. O paleossoma pode ocorrer em fragmentos, também conhecidos como *schollen*, ou pode ser ausente.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão apresentados os principais métodos utilizados na caracterização das litologias mapeadas na área estudada, pertencentes ao Complexo Porto Belo. Para isso, optou-se por uma abordagem integrada de geologia estrutural e análise petrográfica e microestrutural.

5. Trabalho de Campo

Foram realizadas 2 etapas de campo no município de Bombinhas (SC), na região do Morro dos Macacos, extremo sudeste do município. A primeira etapa, com duração de 3 dias, teve a finalidade de reconhecimento litológicos e prospecção de afloramentos para a continuidade do trabalho. A segunda etapa, com duração de 10 dias, teve como objetivo a caracterização geológica-estrutural, o detalhamento estrutural e a amostragem.

A área de estudo, onde foram realizados os trabalhos de campo, consiste em uma faixa costeira estreita com cerca de 250 m de comprimento, localizada a norte da Praia do Caçõ. Nesta região, o Complexo Porto Belo aflora com um *roof pendant* no Granito Morro dos Macacos, e encontra-se fora dos limites da Zona de Cisalhamento Major Gercino.

5.1 Detalhamento Estrutural

O detalhamento estrutural consistiu na investigação e documentação das principais estruturas de detalhe. Para isso, a limpeza dos afloramentos, ou áreas escolhidas, foi imprescindível. O foco desta técnica é a confecção de croquis de detalhes das estruturas escolhidas, além do registro fotográfico, além da coleta de medidas estruturais, que ocorre paralelamente. Neste método, a integração e avaliação das estruturas em meso- macro- e microescala são fundamentais para as interpretações. As principais estruturas de interesse documentadas correspondem a dobras, relações de intrusão e indicadores cinemáticos, como fragmentos estirados (*boudinados*) ou rotacionados. Os croquis foram vetorizados e aperfeiçoados no *software* CorelDraw X6®. Para a coleta de medidas utilizou-se a regra de trama (*dip/dip direction*). Os principais dados coletados compreendem na disposição

geométrica dos planos axiais e eixos de dobras, da trama planar das litologias encontradas (Sb e S0) e da lineação mineral. Os dados foram tratados e interpretados no *software* Stereo32®.

5.2 Amostragem

Foram coletadas 11 amostras, sendo 2 amostragens feitas com auxílio de uma perfuratriz, para a confecção de lâminas petrográficas. A amostragem seguiu rigorosamente o controle litológico, evitando injeções e alterações, e estrutural. Para isso, todas as amostras coletadas foram orientadas em campo com a finalidade de recuperar e confirmar a orientação geométrica de indicadores cinemáticos.

As amostras coletadas foram cortadas paralelas à lineação e perpendicular à foliação, o que tornou possível uma observação paralela ao plano XZ e a interpretação de indicadores cinemáticos.

6. Petrografia

A partir das amostras coletadas e devidamente cortadas no plano perpendicular a foliação (XZ), foram confeccionadas 15 lâminas delgadas no Laboratório de Preparação de Amostras da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). A análise petrográfica e microestrutural, consistiu na descrição e classificação das 15 lâminas delgadas em microscópio óptico Leica®, modelo DM750 P. A documentação das principais microestruturas foi realizada no microscópio de luz transmitida Olympus BX-51, que contém uma câmera Olympus UE30 acoplada, com o auxílio do *software* AnalySISgetIT®, versão 5.2.

CAPÍTULO IV
ARTIGO SUBMETIDO AO PERÍODICO PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS

Condições de deformação do Complexo Porto Belo a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino, Bombinhas (SC)

Deformation conditions of the Porto Belo Complex south of the Major Gercino Shear Zone, Bombinhas (SC)

Franciele G. ANDRES¹ & Maria de Fátima BITENCOURT¹

⁽¹⁾ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brasil. (E-mail: franciele.andres@ufrgs.br, fatimab@ufrgs.br)

RESUMO

Regimes transpressivos, típicos de colisões continentais oblíquas, são caracterizados por uma tectônica de baixo ângulo que precede e se superpõe à tectônica de alto ângulo nas fases iniciais da colisão. Na porção centro-leste do Escudo Catarinense, o Complexo Porto Belo (CPB) constitui o embasamento da Zona de Cisalhamento Major Gercino, de direção NE-SW e cinemática transcorrente dextral, que controla a ascensão e posicionamento de magmas graníticos no estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro. A área estudada está situada a sul desta zona de cisalhamento, onde o CPB preserva o registro de estruturas relacionadas à tectônica tangencial. Nesta região, o CPB é composto por uma associação de gnaisses tonalíticos, granitoides e anfibólitos, com geração subordinada de migmatitos. Os ortognaisses têm bandamento (S_b) milimétrico, de direção NE-SW com baixo ângulo de mergulho para SE. Os granitoides são porfiríticos, com foliação magmática (S_0) de direção N-S com mergulho em médio ângulo para leste. Os anfibólitos são maciços a finamente laminados e formam camadas *boudinadas*. Essas litologias são afetadas em conjunto por dobras isoclinais recumbentes e horizontais mergulhantes, com vergência para SW, em contraste com outros indicadores cinemáticos, que demonstram transporte tectônico de topo para NW. A geração de migmatitos é pouco expressiva, caracterizada pela produção de leucossoma *in situ* e *in source*, observados em todas as litologias. As condições de metamorfismo e deformação, estabelecidas a partir da paragênese mineral e microestruturas, sugerem temperaturas compatíveis com as da fácies anfibólito superior para a geração dos ortognaisses e cristalização sintectônica dos granitoides.

Palavras-chave: Ciclo Brasileiro/Panafricano; Escudo Catarinense; fácies anfibólito superior; fusão parcial; migmatitos.

ABSTRACT

Transpressional settings, typical of oblique continental collisions, result in strain partitioning, initially characterized by thrust tectonics that progrades to and coexists with strike-slip tectonics. In the central-eastern portion of the Catarinense Shield, the Porto Belo Complex (PBC) comprises the basement of the dextral strike-slip,

NE-trending Major Gercino Shear Zone (MGSZ). This shear zone has controlled the emplacement of successive magma pulses in the post-collisional stage of the Brasiliano Orogenic Cycle. The study area is located south of MGSZ, where the PBC records structures related to thrust tectonics. In this region, the PBC comprises orthogneisses, granitoids, and amphibolites, with subordinate migmatites. The orthogneisses show mm-thick gneissic banding (Sb) which strikes NE-SW and dips at shallow angles towards SE. The granitoids are porphyritic and show NS-striking magmatic foliation that dips at moderate angles towards E. The amphibolites are massive to thinly-laminated and form boudinaged layers. These rocks are folded together isoclinal, recumbent and inclined folds, with top-to-the SW vergence. However, kinematic indicators as xenoliths and porphyroclasts show top-to-the-NW tectonic transport. Partial melting features are found in all rock types, producing but small volumes of in situ and in source leucosome. Microstructures and mineral paragenesis suggest temperature conditions of upper amphibolite facies for the generation of the orthogneisses and crystallization of syntectonic granitoids.

Keywords: Brasiliano Cycle; Catarinense Shield; upper amphibolite facies; partial melting; migmatite.

Introdução

O registro estrutural das rochas Pré-Cambrianas reflete importantes estágios da evolução crustal durante os ciclos orogênicos. Em colisões oblíquas, onde se desenvolvem regimes transpressivos, a deformação é particionada em duas componentes com movimentações distintas, uma de baixo ângulo e uma de alto ângulo (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Desta forma, a tectônica de baixo ângulo corresponde a um dos principais marcadores do estágio colisional, visto que compõe a fase inicial dos movimentos de empurrão associados à colisão continental e ao espessamento crustal.

Na porção sul da Província Mantiqueira, o Ciclo Brasiliano/Panafricano é caracterizado por arcos magmáticos pré-colisionais (*e.g.* Leite *et al.*, 2000; Lenz *et al.*, 2011; Masquelin *et al.*, 2012; Martil *et al.*, 2017), associados à subducção de crosta oceânica, com metamorfismo de alto grau desenvolvido durante a colisão principal, *ca* 650 Ma (Martil, 2016). O estágio pós-colisional (*ca.* 650 – 580 Ma) é marcado por intenso magmatismo granítico, controlado por extensas zonas de cisalhamento, que integram o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000). As rochas geradas durante este ciclo orogênico compõem o Cinturão Dom Feliciano (CDF), que se estende desde o sul do Uruguai até o estado de Santa Catarina, no sul do Brasil (Fig. 1A).

No Escudo Catarinense (EC), porção norte do CDF, o registro de uma tectônica tangencial é observado em rochas gnáissicas que compõem o embasamento dos granitoides pós-colisionais (Fig. 1B). Na região de Porto Belo-Bombinhas (SC), o embasamento desses

granitoides é denominado Complexo Porto Belo (Florisbal *et al.*, 2012a) e sua maior exposição está contida nos limites da Zona de Cisalhamento Major Gercino (Fig.1B), uma zona transcorrente de orientação NE-SW e cinemática destal, que oblitera e transpõe as principais características estruturais e geométricas pré-existentes do complexo.

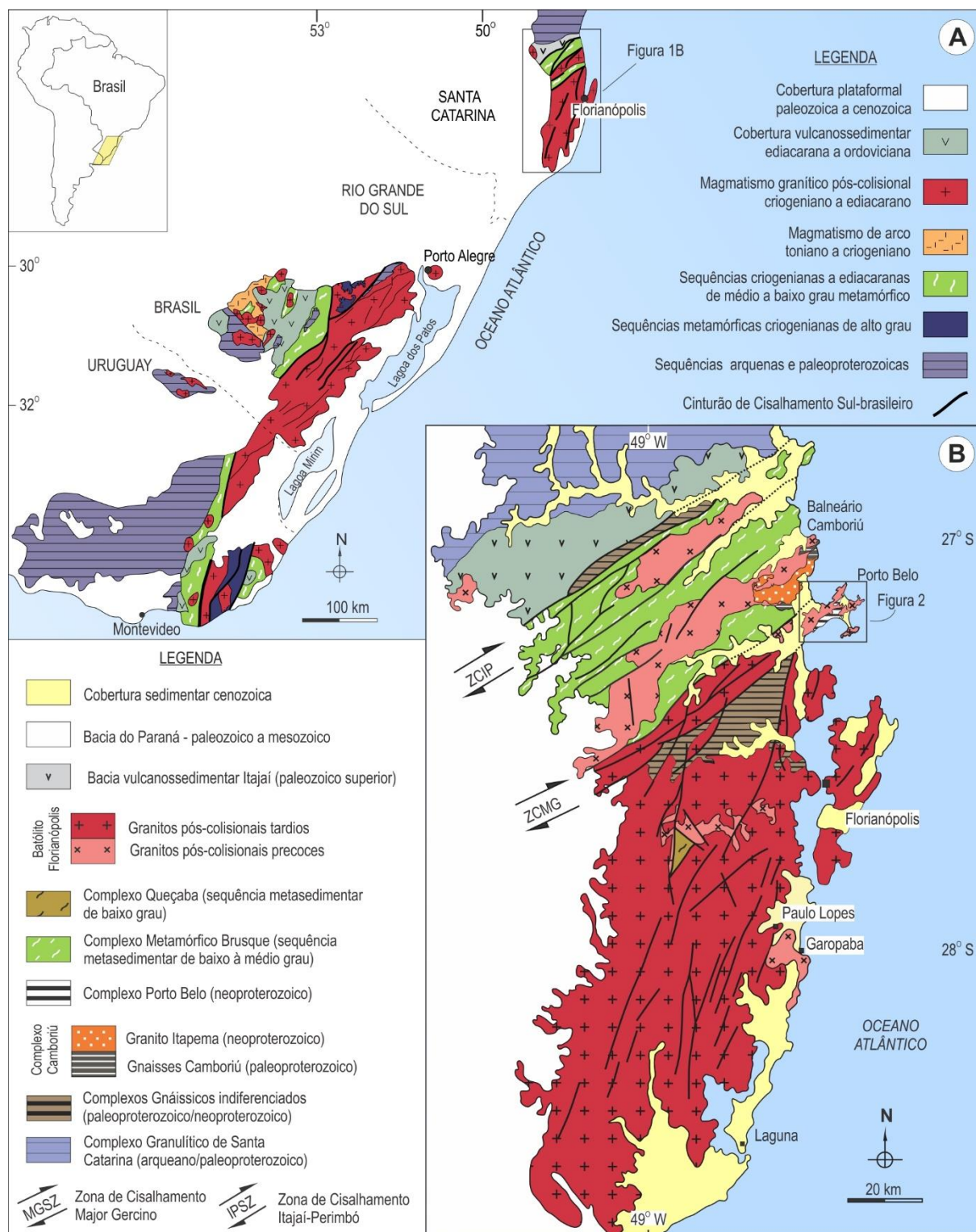


Figura 1. Contexto geológico regional. A) Compartimentação tectônica do segmento sul da Província Mantiqueira; B) Compartimentação do Escudo Catarinense e suas principais

unidades litoestratigráficas, região de Porto Belo indicada (Extraídos de Bitencourt, 1996 e modificados de Florisbal *et al.*, 2012a).

Figure 1. Geological setting. A) Major tectonic domains of Southern Mantiqueira Province; B) Main lithostratigraphic units and tectonic domains of Catarinense Shield, with indication of the Porto Belo region (Extracted from Bitencourt, 1996 and modified from Florisbal et al., 2012a).

O Complexo Porto Belo (CPB) é composto por uma associação de ortognaisses de composição granítica, granodiorítica e tonalítica, além de biotita gnaisses e anfibolitos, em menor expressão. Sua evolução compreende um episódio metamórfico com geração de bandamento gnáissico, atribuído à tectônica tangencial do Ciclo Brasileiro (Bitencourt & Nardi, 1993; Florisbal *et al.*, 2012a). Uma vez que as estruturas resultantes do episódio de transcorrência se superpõem, e em grande parte obliteram a história precoce destas rochas, o estudo do complexo fora dos limites da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) é importante para a compreensão de sua evolução tectônica. Portanto, este trabalho tem por objetivo caracterizar a estrutura dos gnaisses do Complexo Porto Belo fora dos limites da ZCMG, onde se encontram preservadas estruturas correlatas à tectônica tangencial.

2. Área, materiais e métodos

2.1 Geologia do Escudo Catarinense

O Escudo Catarinense, localizado na porção norte do Cinturão Dom Feliciano, é dividido em três domínios tectônicos: Norte, Central e Sul. Esses domínios são delimitados pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCIP), e pela Zona de Cisalhamento Major Gercino (Fig. 1B).

O *Domínio Norte* é limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó. Abrange os ortognaisses e associações máfico-ultramáficas paleoproterozoicas do Complexo Garanulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979) além das sequências sedimentares e vulcanossedimentares neoproterozoicas das bacias de Itajaí (Guadagnin *et al.*, 2010) e Campo Alegre (Citroni *et al.*, 2001).

O *Domínio Central* está localizado entre as zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó e Major Gercino. As unidades litoestratigráficas desta porção compreendem o Complexo Camboriú (CC), Complexo Metamórfico Brusque (CMB) e intrusões graníticas (Fig. 1B).

O Complexo Camboriú (Chemale Jr. *et al.*, 1995), embasamento deste domínio, é composto por rochas gnáissico-migmatíticas de composição tonalítica a granodiorítica, anfibolitos, e pelo Granito Itapema (Bitencourt & Nardi, 2004). Os protólitos das rochas metamórficas têm idade de *ca.* 2.1 Ga, obtida por U-Pb SHRIMP em zircão (Hartmann *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2005), enquanto a idade da migmatização, ainda controversa, é datada entre 640 e 610 Ma por Basei *et al.* (2013). O Granito Itapema é composto por granodioritos a monzogranitos de textura heterogranular, cuja principal característica é a presença expressiva de xenólitos da encaixante. Para alguns autores (*e.g.* Bitencourt & Nardi, 2004 e Martini, 2019), o Granito Itapema representa o magma oriundo da fusão parcial do CC.

O Complexo Metamórfico Brusque, unidade mais expressiva neste domínio, corresponde a sequências metavulcânicas e metassedimentares de fácies xisto verde a anfibolito inferior (Silva, 1991; Philipp *et al.*, 2004; Campos & Philipp, 2007). Granitoides neoproterozoicos pós-colisionais intrudem o CMB e seu embasamento (Fig. 1B).

O *Domínio Sul* engloba as rochas situadas no interior da Zona de Cisalhamento Major Gercino e a sul da mesma (Fig. 1B). A principal unidade geotectônica deste domínio é o Batólito Florianópolis, representado por granitoides neoproterozoicos interpretados por diversos autores (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000; Florisbal *et al.*, 2012a,b, entre outros) como parte do magmatismo pós-colisional tardio neoproterozoico. O embasamento deste domínio é formado por rochas paleoproterozoicas do Complexo Águas Mornas e rochas neoproterozoicas do Complexo Porto Belo (Chemale Jr. *et al.*, 2012; De Toni *et al.*, 2016).

2.2 Geologia da região de Porto Belo – Bombinhas

A região de Porto Belo-Bombinhas (SC) está contida no extremo nordeste da Zona de Cisalhamento Major Gercino, com exceção do extremo sudeste da península, onde está localizada a área deste trabalho (Fig. 2). De acordo com Bitencourt (1996), esta zona de cisalhamento controlou o posicionamento de sucessivas intrusões graníticas que foram definidas como Granitoides de Quatro Ilhas (GQI), Granito Mariscal (GM), Complexo Granítico Estaleiro (CGE) e Suite Intrusiva Zimbros (SIZ).

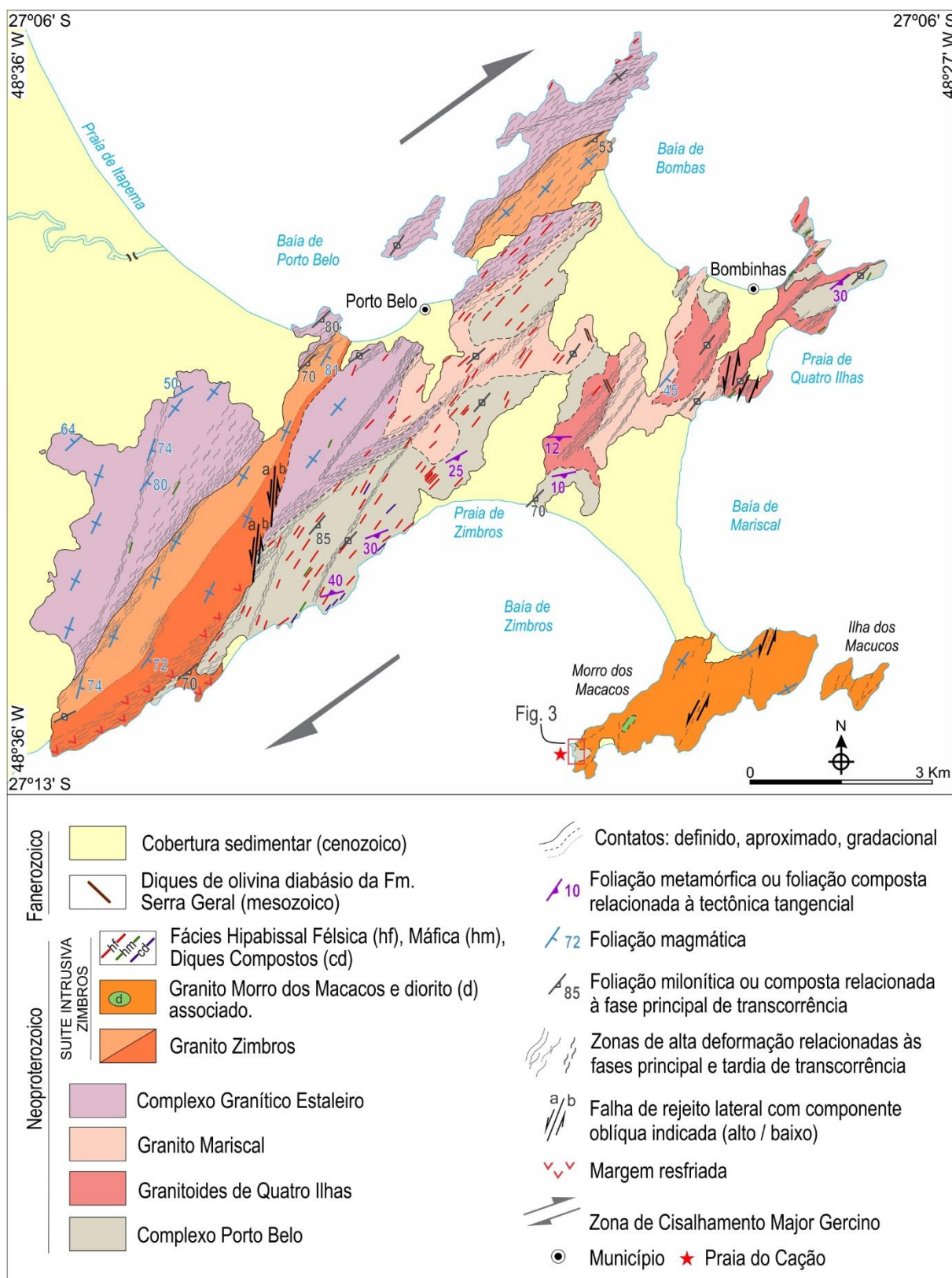


Figura 2. Mapa geológico da região de Porto Belo-Bombinhas (SC), com a área de estudo indicada (extraído e modificado de Bitencourt, 1996).

Figure 2. Geological map of Porto Belo-Bombinhas (SC) region, with indication of the study area (extracted and modified from Bitencourt, 1996).

O embasamento dos granitoides sintectônicos corresponde a ortognaisses que, durante quase uma década, foram descritos como Complexo Camboriú (Silva *et al.*, 1991; Chemale Jr. *et al.*, 1995; Bitencourt, 1996; Silva *et al.*, 2000) devido à escassez de estudos com enfoque específico nestas rochas. No entanto, dados geocronológicos U-Pb LA-MC-ICMS em zircão apontaram idade de cristalização do protólito em 646 ± 9.7 Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2012), não compatível com a idade paleoproterozoica atribuída ao CC. Desta forma, Florisbal *et al.* (2012a) propôs a designação de Complexo Porto Belo para os ortognaisses do embasamento da ZCMG. Recentemente, dados geocronológicos de U-Pb LA-ICP-MS em zircão, obtidos por De Toni *et al.* (2016), demonstram idade de cristalização ígnea do protólito em 799 ± 8 Ma.

O CPB predomina na porção sudoeste da península, com ocorrências descontínuas na porção nordeste e uma ocorrência isolada no extremo sudeste, interpretado por Bitencourt (1996) como *roof pendant* no Granito Morro dos Macacos (Fig. 2). A principal estruturação do CPB ocorreu durante a tectônica de baixo ângulo, responsável pela deformação e metamorfismo em condições mínimas de fácies anfibolito (Silva, 1991; De Toni *et al.*, 2016), que gerou um bandamento sub-horizontal. Este bandamento é afetado por dobras isoclinais recumbentes e dobras tardias associadas ao mesmo evento e à transcorrência, que obliteram a geometria original do complexo (Bitencourt, 1996).

Os Granitoides de Quatro Ilhas e o Granito Mariscal predominam na área nordeste da região de Porto Belo (Fig. 2). Eles representam a fase inicial do magmatismo sintectônico na ZCMG, são intrusivos nos ortognaisses do CPB e registram a tectônica tangencial e sua progressão para a tectônica transcorrente.

Os GQI compreendem biotita monzogranitos, leucossienogranitos e muscovita-biotita granodioritos a monzogranito de textura porfirítica, com fenocristais de K-feldspato. A foliação principal tem direção NE, com mergulhos variáveis de baixo ângulo a subverticais para SE. É marcada pelo alinhamento de biotita que contorna os megacristais de K-feldspato e plagioclásio. A lineação é sub-horizontal e marcada pelo alinhamento dos K-feldspatos. Segundo Bitencourt (1996) e Bitencourt & Kruhl, (2000), a foliação é magmática e resulta da progressão da deformação, inicialmente em baixo ângulo com progressão para alto ângulo associada à transcorrência. Como estes granitoides registram a progressão da tectônica, sua geometria original foi bastante modificada. No contato com o embasamento, a foliação é sub-horizontal e xenólitos do CPB são comuns. A geocronologia U-Pb LA-ICP-MS em zircão aponta idades de cristalização de 625 ± 7 Ma para o muscovita-biotita granodiorito, e 614 ± 4 Ma para o biotita monzogranito (Florisbal *et al.*, 2012b).

O Granito Mariscal corresponde a muscovita-biotita sienogranito de textura heterogranular, localmente porfirítica. Sua foliação magmática é descontínua, definida pelo alinhamento de micas e feldspatos e realçada por *schlieren* (Bitencourt, 1996). A lineação primária é pouco definida. Xenólitos das rochas encaixantes são abundantes, tanto dos gnaisses do CPB como do GQI. Os dados de geocronologia U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão indicam idade de cristalização em 604 ± 8 Ma (Florisbal *et al.*, 2012b) e 624 ± 31 Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2012). Os valores referidos, bem como a larga margem de erro do segundo, implicam uma idade pouco assertiva para esta unidade.

As idades obtidas por Florisbal *et al.* (2012b) e discutidas por esses autores, indicam que o magmatismo precoce, que registra a tectônica tangencial, ocorreu em um intervalo de *ca.* 630 – 610 Ma. Os mesmos autores apontam que o magmatismo precoce tem contribuição de fontes mantélicas e crustais, enquanto o magmatismo associado à transcorrência tem fonte predominantemente crustal.

O Complexo Granítico Estaleiro predomina nas porções noroeste e sudoeste da região de Porto Belo (Fig. 2). Compreende o Granodiorito Estaleiro (GE), expressivos veios graníticos e, subordinadamente, corpos máficos tabulares (Bitencourt, 1996). A foliação principal é subvertical com direção NE, e sua progressão é definida pela deformação dos cristais de K-feldspatos. Dados geocronológicos ID-TIMS para o GE indeformado apontam idade de cristalização em 602 ± 3 Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2012). No entanto, dados geocronológicos mais recentes de U-Pb por LA-MC-ICP-MS em zircão demonstram idades de cristalização em $611 \pm 2,7$ Ma, para o GE deformado, e $611 \pm 1,7$ Ma para a porção indeformada (Peruchi *et al.*, 2017). A coerência destas idades e o seu baixo erro, bem como a trama planar comum do GE, sugerem que seu posicionamento foi sincrônico à atividade tectônica da ZCMG, assim como já descrito por Bitencourt (1996).

A Suite Intrusiva Zimbros é constituída pelo Granito Zimbros (GZ), Granito Morro dos Macacos (GMM), e por rochas hipoabissais, concentradas a sudeste do Granito Zimbros (Fig. 2), denominadas de Fácies Hipoabissal Félsica, Fácies Hipoabissal Máfica e Diques Compostos. O GZ corresponde a um corpo alongado, segundo a direção NE-SW, que ocorre no sudoeste da península (Fig. 2). Sua composição varia de biotita sienogranito a monzogranito, tem textura heterogranular a porfirítica e localmente é milonítico. Dados geocronológicos U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão demonstram idade de 587 ± 8 Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2012).

O GMM corresponde a biotita sienogranitos a monzogranitos de textura equigranular a heterogranular. Ocorre no extremo sudeste da península de Porto Belo e não apresenta

relações de contato com os outros corpos graníticos da região (Fig. 2). Localmente apresenta enclaves microgranulares máficos e dioritos associados (Bitencourt, 1996). Possui idade magmática U-Pb TIMS-ID em zircão de 588 ± 3 Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2012), e se encontra fora dos limites da Zona de Cisalhamento Major Gercino.

A área de estudo está localizada no extremo sudeste de Bombinhas, na região sudoeste do Morro dos Macacos (Fig. 2). Nessa região, as rochas do Complexo Porto Belo ocorrem em uma faixa costeira estreita, com aproximadamente 250 m de comprimento.

2.3 Materiais e Métodos

Para este trabalho foram realizadas duas etapas de campo, com os objetivos de reconhecimento, caracterização geológico-estrutural, detalhamento estrutural e amostragem para confecção de lâminas petrográficas sob rigoroso controle estrutural. Em laboratório, além do tratamento dos dados adquiridos em campo, foram realizadas análises petrográficas e microestruturais. Para o estudo de microestruturas foram confeccionadas 15 lâminas delgadas, a partir de 10 amostras, no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS.

A caracterização geológico-estrutural envolveu a identificação, classificação e descrição das variações litológicas e das relações estruturais entre elas. O detalhamento estrutural desenvolveu-se com a documentação de estruturas significativas, em meso- e macroescala, com a coleta sistemática de medidas estruturais e confecção de croquis de estruturas de interesse. A análise petrográfica e microestrutural consistiu na descrição das 15 lâminas delgadas em microscópio óptico Leica®, modelo DM750 P. As abreviações minerais utilizadas neste trabalho seguem as propostas por Whitney & Evans (2010). O tratamento dos dados estruturais foi realizado no *software Stereo32*®.

3. Resultados

3.1 Variação litológica

Na área estudada, representada no croqui esquemático da Figura 3, o CPB contém ortognaisses, granitoides e, em menor expressão, anfibolitos. A relação estratigráfica verificada em campo demonstra que os ortognaisses e os anfibolitos constituem as litologias mais antigas do complexo e são as rochas encaixantes dos granitoides. Os ortognaisses são

encontrados na porção centro-norte da área, com anfíbolitos associados, enquanto a ocorrência dos granitoides é mais expressiva na porção sul e centro-sul da área (Fig. 3A), onde formam intrusões concordantes com o bandamento dos gnaisses. As litologias se encontram dobradas em conjunto. Localmente, são encontrados xenólitos de tamanhos variados de gnaiss e anfíbolito contidos nos granitoides, com feições que sugerem estarem parcialmente assimilados. Veios micrograníticos, aplíticos e pegmatíticos, transectam as unidades, sem controle estrutural aparente.

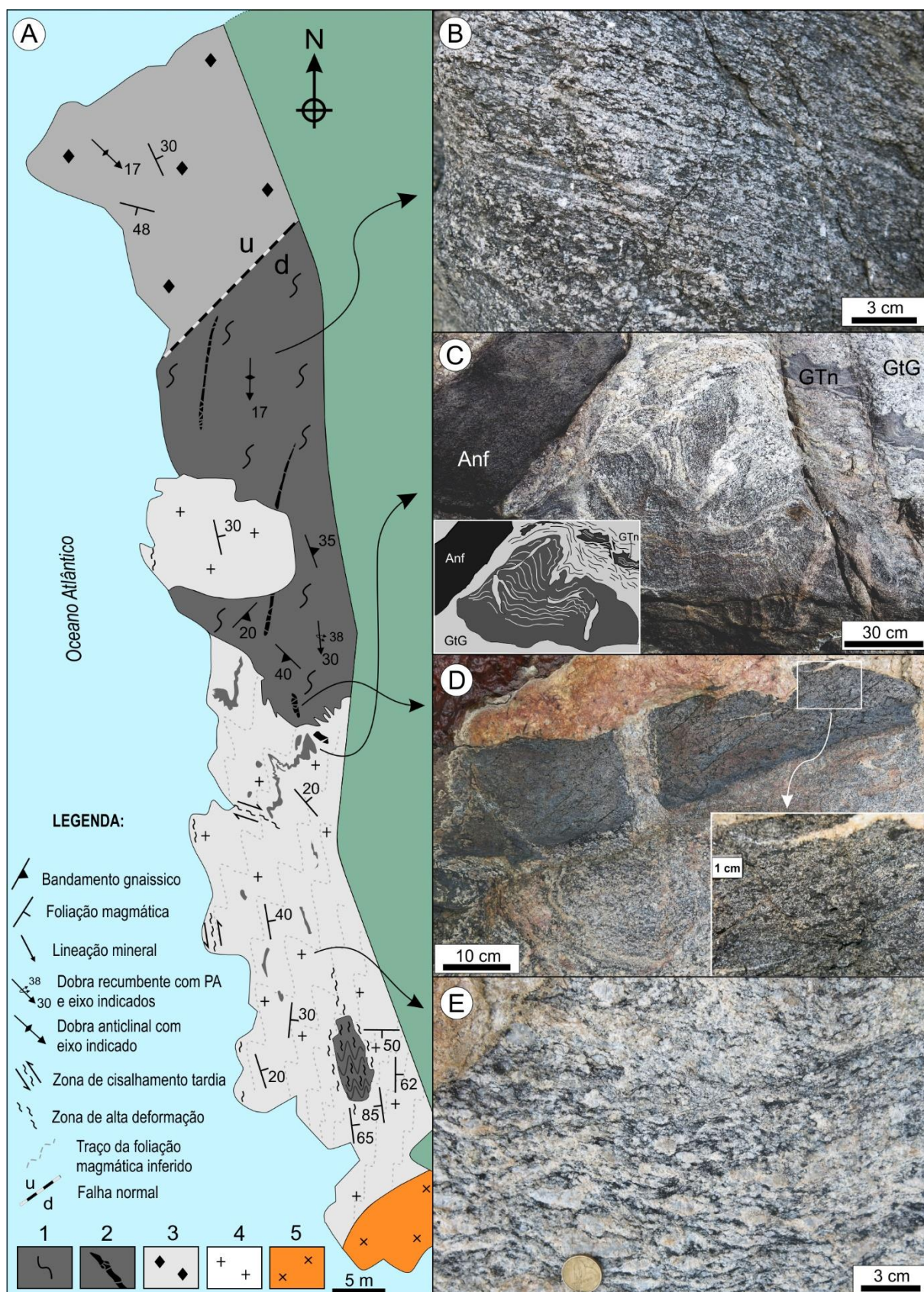


Figura 3. Feições de mesoescala do costão norte da Praia do Cação. A) Mapa esquemático com as litologias mapeadas e suas principais estruturas: 1 – ortogneisse, 2 – anfibolito, 3 – hornblenda granito, 4 – granitoides porfíricos, 5 – Granito Morro dos Macacos; B) Bandamento do ortogneisse, vista em corte; C) Xenólito de anfibolito e gnaiss Diorítico

dobrados e parcialmente assimilados pelos granitoides, vista em corte (Anf: anfibolito; GTn: gnaiss tonalítico; GtG: granito-granodiorito); D) Camada de anfibolito *boudinada*, com detalhe da laminação milimétrica; E) Aspecto geral dos granitoides porfiríticos, vista em planta.

Figure 3. Mesoscale features of the study area - northern coast of Praia do Cação. A) Sketch showing the distribution of lithological units and structures: 1 – orthogneiss, 2 – amphibolite, 3 – hornblende-bearing granite, 4 – porphyritic granitoids, 5 – Morro dos Macacos Granite; B) Orthogneiss banding, vertical view; C) Amphibolite and folded dioritic gneiss xenoliths with partial assimilation features, vertical view (Anf: amphibolite; GTn: tonalitic gneiss; GtG: granite-granodiorite); D) Boudinaged amphibolite layer - inset shows the amphibolite mm-spaced banding; E) General aspect of porphyritic granitoids, plan view.

Ortognaisses

Os ortognaisses têm composição tonalítica a diorítica e textura granoblástica fina a média. Os gnaisses tonalíticos são mais expressivos e apresentam bandamento composicional irregular de espaçamento milimétrico a centimétrico, definido pela alternância de bandas máficas e bandas félsicas (Fig. 3B). O gnaiss diorítico é restrito à porção central da área, e ocorre na forma de fragmentos (Fig. 3C) incorporados aos granitoides porfiríticos.

O gnaiss tonalítico é composto por Pl + Qz + Bt + Hbl, com zircão e titanita constituindo as fases acessórias, enquanto o gnaiss diorítico é composto por Pl + Qz + Bt + Hbl + Kfs ± Cpx. Ambos apresentam bandamento composicional milimétrico, marcado por bandas quartzo-feldspáticas de textura granoblástica e bandas máficas, compostas de biotita e hornblenda (Fig. 4A).

O *plagioclásio* tem composição An₂₂₋₃₀, no gnaiss tonalítico, e An₂₈₋₃₀, no gnaiss diorítico, determinadas opticamente. São arredondados e possuem inclusões de biotita, hornblenda e plagioclásio. Inclusões circulares de quartzo, com diâmetro de até 0,3 mm, são abundantes. Os cristais de plagioclásio têm macla da albita bem definida e geralmente subparalela à trama principal, com exceção de alguns cristais cujas maclas dispõem-se obliquamente (Fig. 4A e 4B). A macla albita-Carlsbad é observada em poucos cristais, assim como macla tectônica, definida pelo crescimento de lamelas em cunha, que é restrita às bordas dos cristais.

O *quartzo* geralmente é anédrico, disposto em agregados de contatos irregulares, resultantes de recristalização por migração de limite de grão (Fig. 4C). Localmente, é

equidimensional e ocorre em agregados de contatos poligonais que compõem a textura granoblástica. Recristalização por *bulging* é menos comum, e ocorre ao longo do limite de alguns cristais. Em geral apresenta extinção ondulante ou duas gerações de subgrãos ortogonais, nos planos prismático e basal, que constituem o padrão tabuleiro de xadrez.

A *biotita* é castanha-avermelhada e geralmente ocorre associada a agregados de hornblenda e a cristais de titanita. (Fig. 4D). *Kink bands* e extinção ondulante são comuns. A *hornblenda* tem cor verde-garrafa, normalmente é anédrica, tem extinção ondulante e ocorre em agregados, em conjunto com a biotita, de forma intersticial ou contornando agregados granoblásticos quartzo-feldspáticos (Fig. 4A e 4C). Inclusões de quartzo, biotita, plagioclásio e titanita são abundantes. Nos gnaisses dioríticos, é acompanhada de clinopiroxênio, identificado opticamente como *diopsídio*, que ocorre de maneira pontual em agregados de textura granoblástica mal desenvolvida, com inclusões de plagioclásio e quartzo.

O *K-feldspato* ocorre junto ao plagioclásio formando a textura granoblástica. Apresenta pertitas do tipo filmes e, pontualmente, pertitas em chama.

A *titanita* é subédrica a anédrica, localmente é esqueletal, e ocorre próxima aos agregados de minerais máficos, geralmente associada à biotita (Fig. 4D). Eventualmente apresenta macla simples, segundo o plano cristalográfico {100}.

Anfibolitos

Os anfibolitos ocorrem de maneira localizada, geralmente em camadas *boudinadas* (Fig. 3A e 3D). São maciços a finamente laminados, com predomínio de textura nematoblástica. A paragênese mineral é composta essencialmente por hornblenda e plagioclásio, e, em menores proporções, por biotita e quartzo ($Hbl + Pl + Bt \pm Qz$). Zircão e titanita são os principais acessórios. A estrutura principal, uma laminação milimétrica, é definida pelo alinhamento de cristais de hornblenda e biotita, com alternância de porções compostas predominantemente por cristais de plagioclásio e, eventualmente, por cristais de quartzo e hornblenda dispersos.

A *hornblenda* é subédrica a anédrica, verde-garrafa e comumente apresenta macla e extinção ondulante (Fig. 4E). Geralmente é bordejada por cristais de biotita, mas também ocorre como cristais subédricos isolados (Fig. 4F).

O *plagioclásio* tem composição An_{30-35} , determinado opticamente, é subédrico e tem tamanho de 0,5 a 1 mm. Suas principais inclusões são finas lamelas de biotita e hornblenda. Apresenta macla da albita bem desenvolvida, grossa, com espessura média de 0,3 mm,

subparalela à estrutura principal. A macla tectônica é mal definida e observada em poucos cristais, nucleando a partir de suas bordas. Extinção ondulante é comum.

A *biotita* é castanha avermelhada e localmente apresenta extinção ondulante e *kink bands*. O *quartzo* é pouco comum; em geral é equidimensional e ocorre associado ao plagioclásio, ou em interstícios de agregados de hornblenda e biotita. Extinção ondulante é comum (Fig 4E). A *titanita* é subédrica, cristais esqueléticos são frequentes e, de modo geral, estão associados a cristais menores e arredondados, inclusos ou não em cristais de biotita.

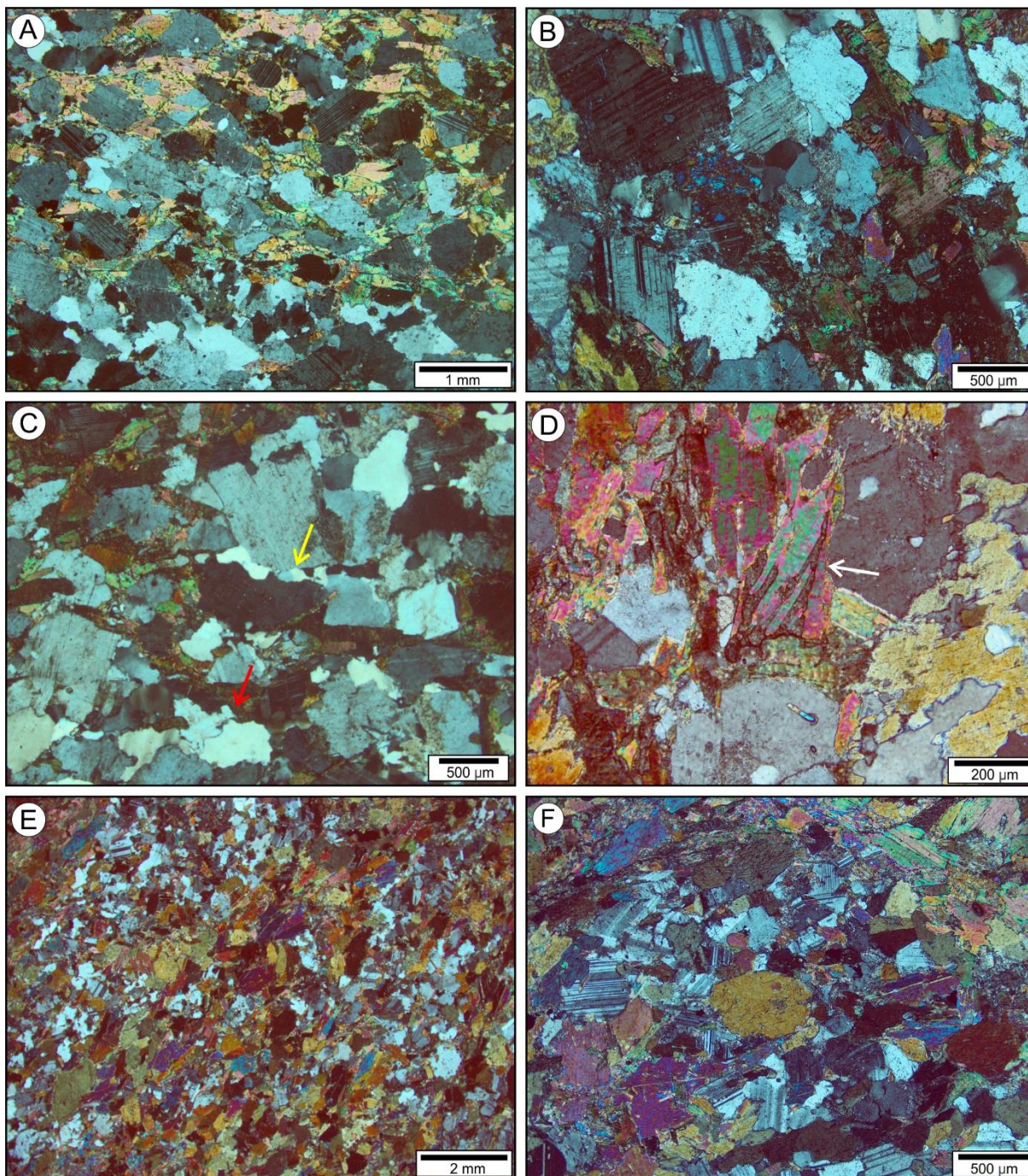


Figura 4. Aspectos petrográficos dos ortognaisses e anfibolitos em luz polarizada. A) Textura geral do gnaiss tonalítico; B) Textura granoblástica em gnaiss diorítico; C) Migração de limite de grão em cristais de quartzo, parte inferior da foto; D) Titanita intercrescida em biotita, gnaiss tonalítico; E) Textura geral do anfibolito, agregados de hornblenda e biotita em textura lepidoblástica, alguns cristais de hornblenda com macla de justaposição; F) Cristais isolados, subédricos, de hornblenda em agregados granoblásticos de plagioclásio.

Figure 4. Petrographic features of ortogneiss and amphibolite under crossed polars. A) Tonalitic gneiss main texture; B) Granoblastic texture in dioritic gneiss; C) Recrystallization by grain boundary migration in quartz, bottom; D) Titanite enclosed by biotite in tonalitic gneiss; E) Main amphibolite texture: lepidoblastic biotite and hornblende aggregates, some hornblende crystals show simple, lamellar twinning; F) Scattered subhedral hornblende crystals within granoblastic plagioclase aggregate.

Granitoides

Os granitoides são porfiríticos, localmente heterogranulares, com matriz de textura fina a média composta por quartzo, K-feldspato e agregados de biotita e hornblenda. Os fenocristais são de plagioclásio e, em menor quantidade, de K-feldspato, ambos com tamanhos que variam de 1 a 5 cm. A foliação é marcada pela orientação preferencial dos fenocristais, envoltos por agregados de minerais máficos (Fig. 3E). A composição varia de hornblenda-biotita granitos a biotita granodioritos. Os minerais acessórios, observados em ambos os termos, são apatita, zircão e allanita.

O *plagioclásio* tem composição An_{18-22} , e geralmente seus cristais são prismáticos e subédricos, com tamanhos de 0,5 a 5 mm. Possui inclusões de biotita, além de abundantes inclusões de quartzo circular, com diâmetros de 0,1 a 0,2 mm. Apresenta macla polissintética e, em alguns cristais, observa-se macla tectônica, geralmente irregular desenvolvendo-se a partir das bordas dos cristais. *Kink bands* são comuns, assim como extinção ondulante (Fig. 5A). Fraturas extensionais preenchidas por material de mesma composição da matriz, são observadas nos fenocristais.

O *K-feldspato* ocorre como fenocristais e, menos expressivamente, na matriz. Geralmente é pertítico, com pertitas em filmes pouco desenvolvidas (Fig. 5B). Apresenta macla Carlsbad e macla da albita-periclina bem desenvolvidas. Possui inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo (Fig. 5B). Eventualmente, possui extinção ondulante e apresenta recristalização por rotação de subgrãos nas bordas de alguns cristais.

O *quartzo* é equidimensional e em geral ocorre em agregados, com exceção de raros cristais alongados de contatos irregulares, decorrentes de recristalização por migração de limite de grão (Fig. 5A). Os agregados de quartzo geralmente apresentam textura granoblástica e recristalização por *bulging* (Fig. 5A). O padrão tabuleiro de xadrez, formado por subgrãos em duas direções distintas, é comum (Fig. 5C). Extinção ondulante e subgrãos prismáticos também são comuns.

A *biotita* tem coloração castanha avermelhada e geralmente ocorre em agregados, ou circundando cristais de hornblenda, orientados segundo a direção preferencial da foliação. Apresenta extinção ondulante e *kink bands*, inclusões de zircão com halos pleocróicos, apatita e allanita (Fig. 5D).

A *hornblenda* é subédrica a anédrica, verde-garrafa, e ocorre em agregados com a biotita. Próxima aos cristais de biotita demonstra feições de desequilíbrio, e apresenta inclusões de quartzo e biotita (Fig. 5D).

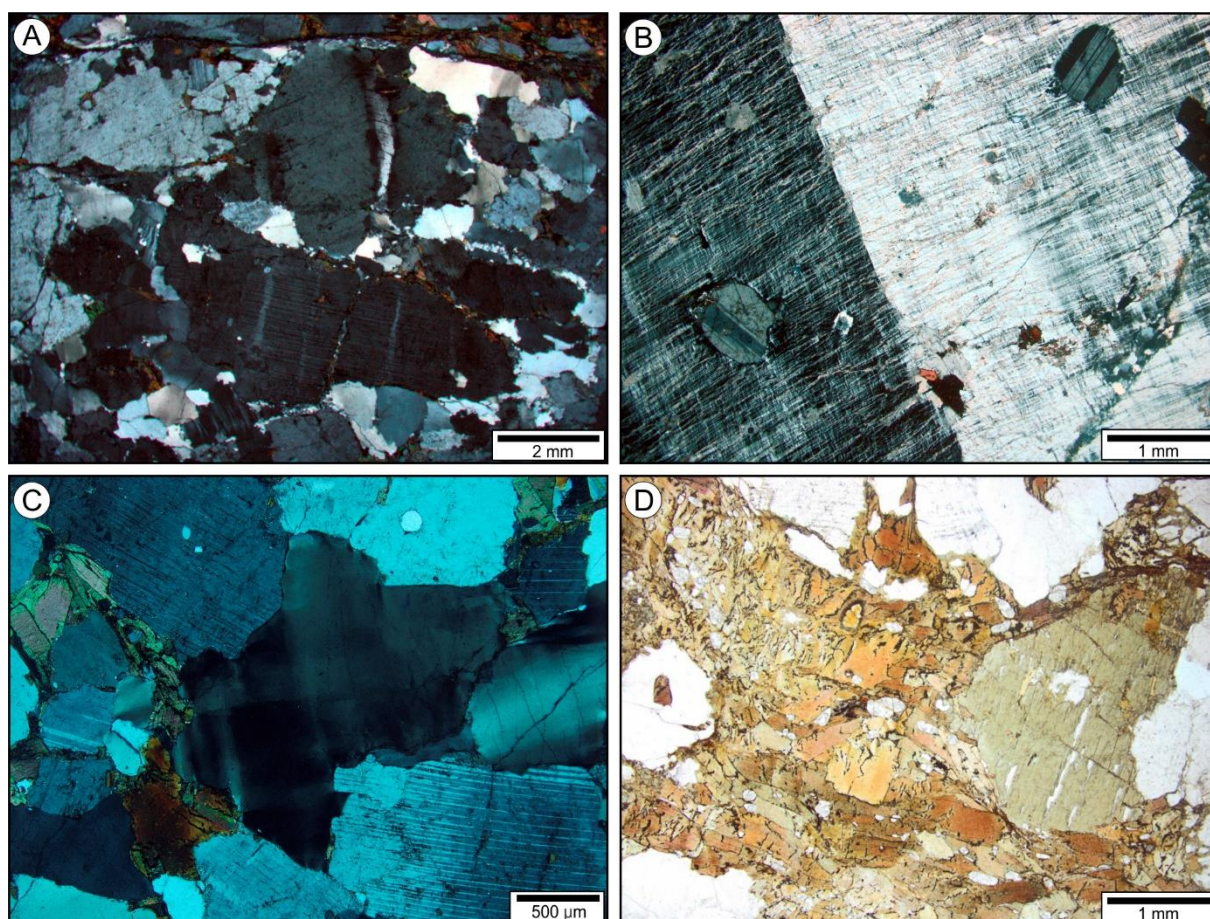


Figura 5. Aspectos petrográficos dos granitoides, em luz polarizada exceto quando indicado. A) Fenocristal de plagioclásio com *kink band*, envolto por agregados de biotita e quartzo anédrico com recristalização por migração de limite de grão; B) Fenocristal de K-feldspato com macla dupla e inclusões de plagioclásio e biotita; C) Quartzo anédrico com padrão

tabuleiro de xadrez; D) Agregado de cristais de biotita com inclusão de allanita, bordejando cristal de hornblenda, fotomicrografia em luz natural.

Figure 5. Petrographic features of granitoids, crossed polars (except D). A) Kinked plagioclase phenocryst surrounded by biotite aggregates and anhedral quartz with recrystallization by grain boundary migration; B) Perthitic K-feldspar phenocryst showing Carlsbad twinning, with plagioclase and biotite inclusions; C) Chessboard pattern in anhedral quartz; D) Aggregate of biotite with allanite inclusion, surrounded by hornblende crystal, plane polarized light.

3.2 Geologia estrutural do Complexo Porto Belo

O bandamento gnáissico (S_b) tem direção predominante NE-SW, com variações locais para NW-SE, e mergulhos de baixo ângulo para SE, NE e SW, respectivamente (Fig. 6A). A lineação mineral (L_m) é marcada pelo alinhamento dimensional de cristais de biotita, e tem baixo ângulo de caimento para SSE e NNW. A lineação de estiramento (L_x) é mal desenvolvida.

A foliação magmática dos granitoides (S_0) tem direção N-S, com poucas variações locais para e NNE-SSW. Geralmente, o ângulo de mergulho é baixo a moderado com predomínio de sentido para leste, e variações para ESE. Localmente, a foliação magmática encontra-se verticalizada, com direção NNW-SSE e mergulho para ENE (Fig. 6A).

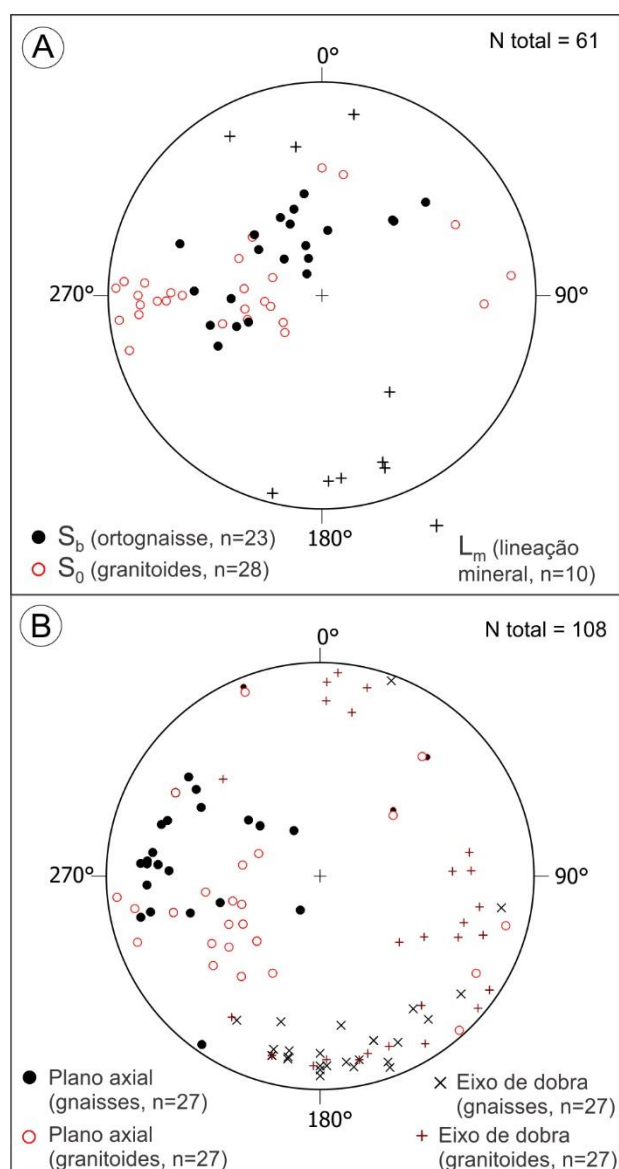


Figura 6. Dados estruturais do Complexo Porto Belo em projeção estereográfica equiárea, hemisfério inferior. A) Polos de planos de bandamento gnáissico (S_b – círculos pretos), foliação magmática (S_0 – círculos vermelhos) e lineação mineral (L_m – cruces); B) Polos de planos axiais das dobras e seus respectivos eixos; símbolos vermelhos referem-se aos granitoides, enquanto símbolos pretos aos gnaisses.

Figure 6. Structural data for the Porto Belo Complex in stereographic, lower-hemisphere equal area projection. A) Poles to gneissic banding (S_b – black circles) and magmatic foliation (S_0 – red circles); mineral lineation (crosses); B) Fold axes and poles to axial planes; red for granitoids and black for gneisses.

Dobras isoclinais e dobras apertadas, de escala centimétrica a decimétrica, afetam o bandamento gnáissico e a foliação magmática, com morfologia distinta em cada litologia.

Enquanto as dobras encontradas nos ortognaisses correspondem a isoclinais recumbentes (Fig. 8A), as dobras nos granitoides são tipicamente horizontais mergulhantes (Fig. 8B).

As dobras isoclinais recumbentes afetam o bandamento gnáissico e frequentemente apresentam um espessamento na zona de charneira (Fig. 8A e 8C). Os planos axiais têm direção NE-SW, com mergulhos de baixo ângulo para sudeste. Os eixos têm baixo caimento, variando para sul e sudeste (Fig. 6B).

As dobras horizontais mergulhantes, registradas nos granitoides, são apertadas e assimétricas. Os planos axiais dessas dobras têm direção NW-SE com mergulhos moderados para NE, e eixos sub-horizontais com caimento para SE (Fig. 6B). Uma variação pontual é observada na porção sul da área, onde os planos axiais são subverticais com direção N-S e eixos sub-horizontais com caimento para N.

Dobras parasíticas são abundantes em ambas as litologias, com morfologia em S, M, e Z (Fig. 8D). A geometria dessas dobras é definida por planos axiais de direção NE-SW com mergulhos moderados para SE, e eixos de baixo caimento para SW. Dobras ptigmáticas têm ocorrência pontual, marcadas por veios leucocráticos nos ortognaisses. As superfícies axiais e seus respectivos eixos seguem o mesmo padrão geométrico das dobras parasíticas.

A *boudinage*, responsável pela fragmentação da camada originalmente contínua de anfibolito, demonstra o contraste de competência entre ele e suas encaixantes (Fig. 3D). Os eixos de maior extensão dos *boudins* retangulares, são paralelos aos eixos das dobras ptigmáticas e parasíticas, com direção NE-SW (Fig. 7).

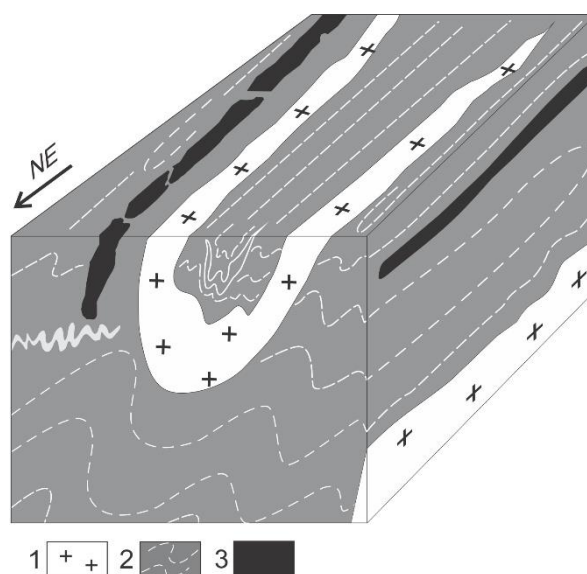


Figura 7. Croqui esquemático das relações estruturais entre as litologias mapeadas e os distintos padrões de dobras. 1 – Granitoides, 2 – Ortognaisses, 3 – Anfibolito.

Figure 7. Sketch showing structural relations between rock types and different fold patterns. 1 – Granitoids, 2 – Orthogneisses, 3 – Amphibolite.

A assimetria das dobras, tanto nos ortogneisses como nos granitoides, define vergência de topo para SW (Fig. 8B e 8C). A rotação de fragmentos dos ortogneisses incluídos nos granitoides demonstram movimento de topo para NW (Fig. 8E). Nos granitoides, os porfiroclastos assimétricos indicam movimento do topo para NW.

No limite oeste da área de estudo encontra-se uma zona de cisalhamento tardia, de espessura centimétrica, direção NS e cinemática transcorrente sinistral. A geração de milonitos é restrita a esta faixa centimétrica. Esta zona é responsável pela verticalização das principais estruturas planares (S_0 , S_b) e dos planos axiais das dobras, conforme observado no extremo sul da área (Fig. 3A e 8F). Ramificações são marcadas por zonas de cisalhamento subsidiárias, geralmente com direção NW-SE, que transectam as litologias e arrastam localmente a foliação magmática e o bandamento gnáissico. Na porção norte da área, encontra-se uma falha normal de direção 050°-230, responsável pelo abatimento do bloco sudeste e soerguimento do bloco noroeste (Fig. 3A).

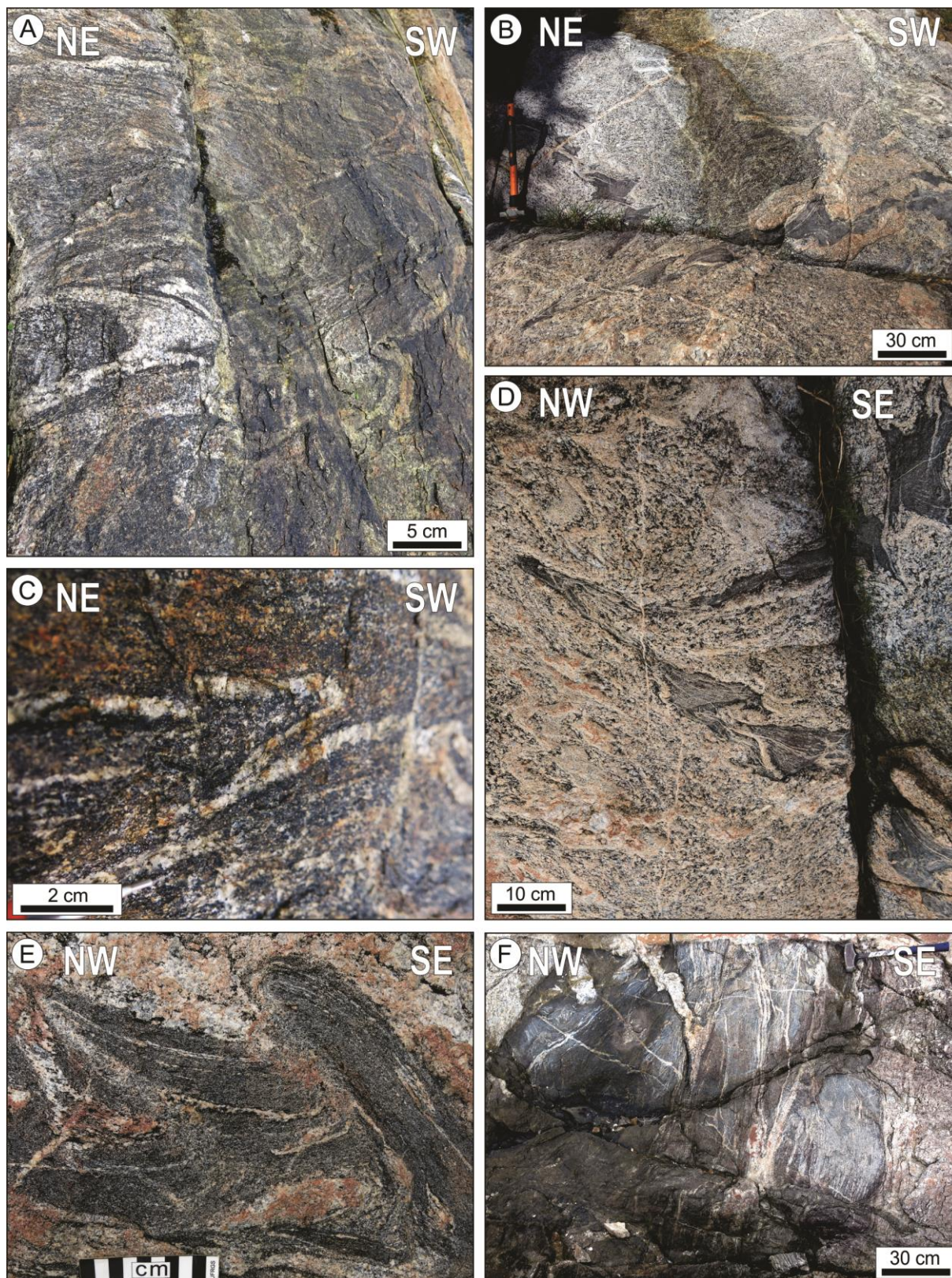


Figura 8. Estruturas de mesoescala. A) Dobra recumbente com charneira espessada em gnaiss tonalítico, vista em corte; B) Dobras horizontais mergulhantes, assimétricas, afetando o granito porfirítico e xenólitos de gnaisses, vista em corte; C) Dobra de arrasto em gnaiss tonalítico indicando movimento de topo para SW, vista em corte; D) Dobras parasíticas em padrão S, M e Z, vista em planta; E) Xenólito de ortognaiss em granito

porfirítico, com indicador cinemático de topo para NW, vista em corte; F) Dobras verticais em fragmento métrico de ortogneiss no granito porfirítico, vista em planta.

Figure 8. Mesoscale structures. A) Thickened-hinge, recumbent fold in tonalitic gneiss – cross section; B) Asymmetrical horizontal inclined folds in porphyritic granite with gneiss xenoliths folded together, oblique view; C) Drag fold in tonalitic gneiss indicating top-to-the-SW shear sense, cross section; D) S-, M- and Z-symmetry parasitic folds, plan view; E) Partially assimilated orthogneiss xenolith in porphyritic granite, with top-to-the-NW shear sense; cross section. F) Upright folds in m-size orthogneiss fragment within the porphyritic granite, plan view.

3.3 Feições de fusão parcial nas rochas do Complexo Porto Belo

Feições típicas de leucossoma *in situ*, leucossoma *in source* e geração de veios leucograníticos são identificadas nos gnaisses estudados. As feições de leucossoma *in situ* e *in source* são comumente observadas ao longo do bandamento gnáissico e são reconhecidas devido à sua heterogeneidade textural (Fig. 9A). Geralmente, a presença de leucossoma realça o bandamento gnáissico, deixando-o mais espesso do que era originalmente (Fig. 9A). Os veios leucograníticos têm espessura centimétrica, frequentemente são conectados ao bandamento gnáissico e, quando adquirem mobilidade, tendem a cortá-lo. A coalescência destes veios desenvolve uma rede de venulações leucograníticas (Fig. 9B).

Os anfibolitos registram a anatexia de maneira desordenada, a partir de pequenos *patches* (manchas), bolsões e veios de leucossoma discordantes. Geralmente, as camadas de anfibolito são fragmentadas e preenchidas por leucossoma, que auxiliam na sua desagregação (Fig. 9C). Este acúmulo de leucossoma em zonas dilatativas, como *inter-boudins*, é comum.

Nos granitoides porfiríticos, as feições de fusão parcial são identificadas como veios e bolsões centimétricos. Os veios são discordantes da foliação principal, têm contatos difusos e contêm hornblenda euédrica a subédrica (Fig. 9D). Os bolsões de leucossoma possuem contatos difusos, são discordantes da foliação e apresentam hornblenda euédrica a subédrica, geralmente alinhadas em agregados. (Fig. 9E).

Os neossomas gerados pela fusão parcial do CPB têm composição granítica a granodiorítica, compostos essencialmente por plagioclásio, hornblenda, quartzo e feldspato alcalino, com textura heterogranular fina a média. Quando o neossoma é mais expressivo, como ocorre no extremo norte da área, correspondem a hornblenda-granitos (Fig. 3A), mas mesmonestes casos ainda é possível identificar as estruturas do protólito (Fig. 9F).

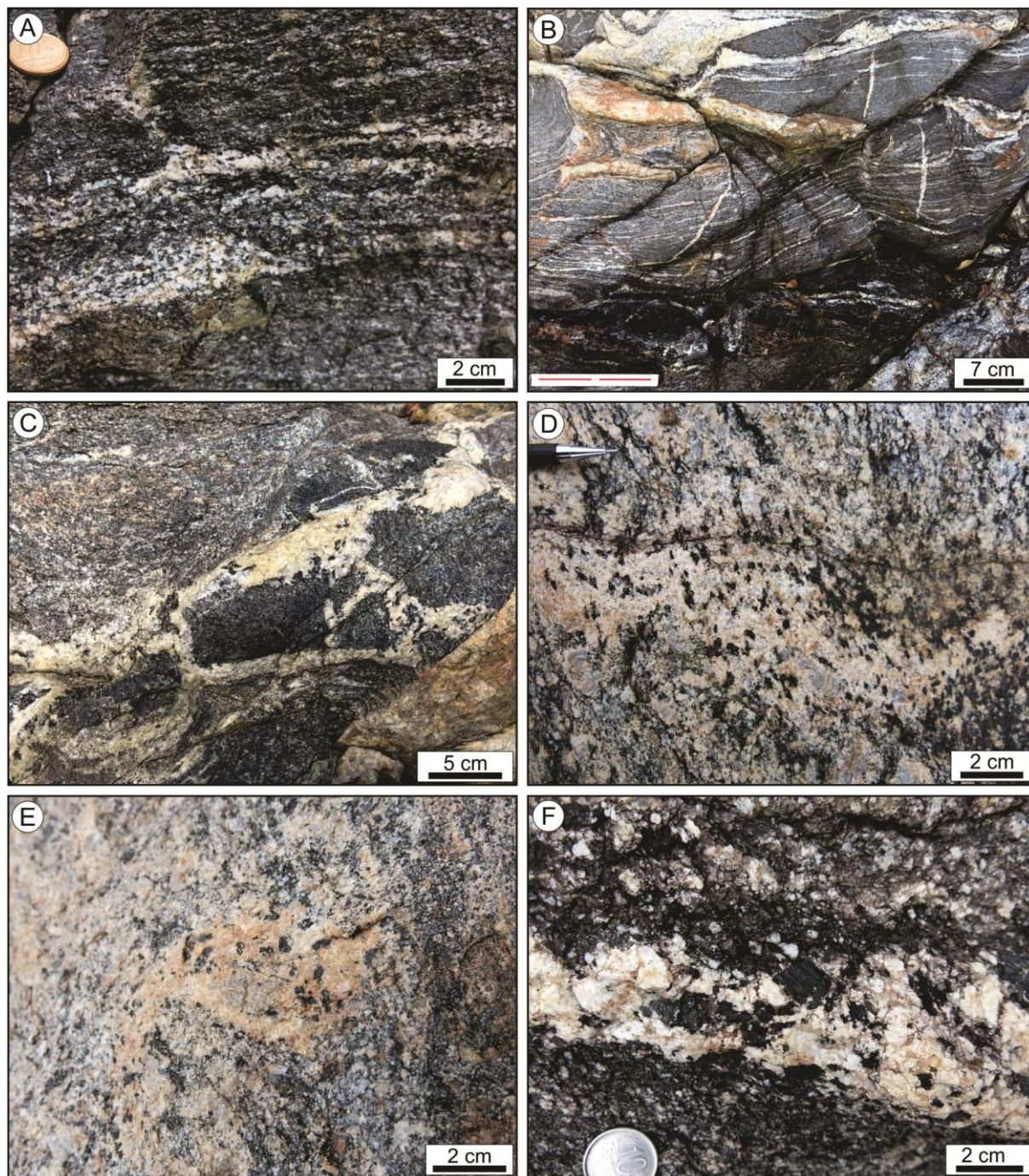


Figura 9. Evidências meso- e macroscópicas de fusão parcial; vista em planta (exceto quando indicado). A) Bandamento gnáissico realçado por leucossoma *in situ* e *in source*, vista em perfil; B) Rede de venulações formada pela coalescência de leucossoma *in source*, cortando o bandamento gnáissico; C) Xenólitos de anfibolito imersos em leucossoma; D) Veio discordante e de contatos difusos no granito porfirítico, com hornblenda euédrica a subédrica; E) Bolsão de fusão (*melt pocket*) no granito porfirítico, com contato difuso e agregados alongados e alinhados de hornblenda euédrica a subédrica.; F) Banda de hornblenda-granito (neossoma) em paleossoma, vista em perfil.

Figure 9. Evidence of partial melting at meso and microscale; plan view (except where indicated). A) Gneissic banding enhanced by in situ and in source leucosomes, cross section; B) Network of veins formed by coalescence of in source leucosome crosscut the gneissic banding; C) Amphibolite xenoliths in leucosome; D) Discordant hornblende-bearing vein of diffuse boundaries in the porphyritic granite, hornblende crystals are euhedral or subhedral; E) Melt pocket with euhedral hornblende crystals and diffuse boundaries in the porphyritic granite; F) Hornblende granite (neosome) in paleosome, cross section.

Lentes milimétricas de leucossoma *in source* são observadas ao longo do bandamento gnáissico (Fig. 10A). Os minerais consumidos na reação de fusão apresentam bordas corroídas e geralmente têm contatos difusos. Essas feições são observadas principalmente em cristais de biotita e hornblenda, mas também ocorrem em cristais de plagioclásio (Fig. 10B). Resulta também da fusão parcial a formação de contatos em cúspides entre cristais de plagioclásio, marcados pela presença de quartzo (Fig. 4B). Nos anfibolitos, bolsões de fusão (*melt pockets*) são salientados pela presença de minerais reagentes envolvidos por quartzo com bordas difusas (Fig. 10C).

As microestruturas relacionadas com a cristalização de neossoma são caracterizadas pela geração de minerais euédricos, com crescimento parcial ou total no líquido anatético. No neossoma, a formação de cristais euédricos e subédricos compreende hornblenda, plagioclásio e, pontualmente, titanita (Fig. 10D e 10E). Plagioclásio e K-feldspato geralmente formam cristais subédricos. O sobrecrecimento de plagioclásio em cristais de plagioclásio mais antigos representa outra feição típica do processo de fusão parcial, com cristalização de neossoma nos interstícios.

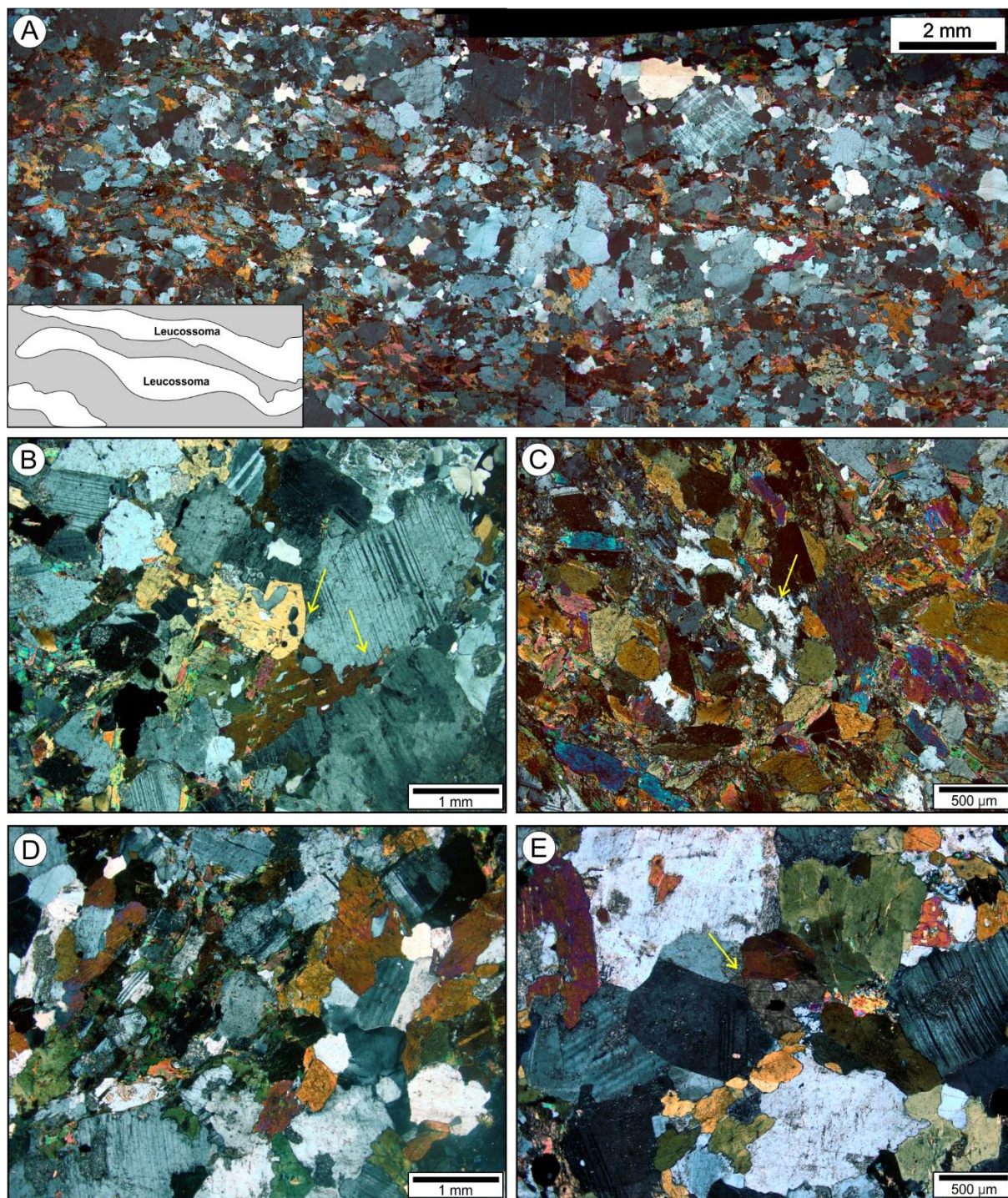


Figura 10. Microestruturas relacionadas à fusão parcial, em luz polarizada. (A) Lentes milimétricas de leucossoma *in source* no bandamento gnáissico do ortogneisse tonalítico; (B) Textura resultante de reação de consumo de cristais de hornblenda, com bordas corroídas, e de cristais de plagioclásio, com contatos irregulares e difusos; (C) Bolsão de fusão (*melt pocket*) em anfibolito com fragmentos de cristais irregulares de hornblenda e biotita; (D) Cristais de hornblenda, plagioclásio e quartzo no neossoma; (E) Cristal de titanita e hornblenda em neossoma.

Figure 10. Microstructures related to partial melting; crossed polars. (A) Mm-thick lenses of in source leucosome along the gneissic banding of tonalitic gneiss; (B) Textures resulting of hornblende-consuming reaction, showing corroded rims, and plagioclase crystals of irregular and diffuse boundaries; (C) Melt pocket in amphibolite with hornblende and biotite crystals; (D) Hornblende, plagioclase and quartz in neosome; (E) Titanite and hornblende crystals in neosome.

4. Discussão dos resultados

4.1 Condições de deformação

A geração de subgrãos ortogonais no quartzo, implicando deslizamento nos planos basal-a e prismático-c, constitui o padrão tabuleiro de xadrez, que é observado tanto nos ortognaisses como nos granitoides. Esta microestrutura, típica de deformação em alta temperatura, é tomada como um marcador térmico da ordem de 650° C (Kruhl, 1996; Stipp *et al.*, 2002). Nos ortognaisses, a presença de cristais de quartzo com o padrão tabuleiro de xadrez em conjunto com a neoformação de minerais, como o diopsídio, indicam que as condições de metamorfismo nessas rochas é compatível com as da fácies anfibolito superior. Esses dados corroboram as condições previamente descritas por outros autores (*e.g.* Silva, 1991; Chemale Jr *et al.*, 1995; Bitencourt, 1996).

No entanto, a presença de cristais de quartzo com o padrão tabuleiro de xadrez nos granitoides tem outro significado, e indica que estas rochas registraram uma deformação sincrônica à sua cristalização. Além disso, as microfraturas extensionais seladas pela matriz, por vezes recristalizada, encontradas em cristais de plagioclásio e K-feldspato são características comuns de condições magmáticas, como descrito por Büttner *et al.* (1999). Os aspectos microestruturais de alta temperatura, em conjunto com as texturas ígneas preservadas nos granitoides, demonstram que a deformação ocorreu ao longo de sua cristalização e atestam seu caráter sintectônico.

A deformação é sincrônica ao metamorfismo dos protólitos ígneos (tonalitos e dioritos) em fácies anfibolito superior, o qual gerou o bandamento gnáissico de baixo ângulo de mergulho. As intrusões graníticas têm seu posicionamento ao longo de zonas de fraqueza representadas pelo bandamento gnáissico. Como as intrusões registram essa deformação ao longo de sua cristalização, depreende-se que seu posicionamento se superpõe, ao menos em parte, com o evento metamórfico na região estudada.

A geração de *boudins* ocorre nas camadas de anfíbolitos, cuja geometria tabular original sugere ser um antigo dique ou *sill* básico. As dobras ptigmáticas se desenvolveram em antigos veios leucocráticos nos protólitos ígneos (tonalitos e dioritos). Neste caso, o eixo de maior estiramento (X) do elipsoide de deformação é dado pelo eixo maior dos *boudins* (Sanderson, 1974; Fossen, 2016), e revela ser paralelo ao eixo de dobras ptigmáticas. O eixo de maior encurtamento (Z) é horizontal e tem direção NW-SE. A partir desta análise, é possível inferir que a deformação é própria de um ambiente contracional e que há uma componente de encurtamento horizontal de direção NW-SE.

O desenvolvimento de morfologias distintas nas dobras dos ortognaisses e dos granitoides evidencia o caráter heterogêneo da deformação que, neste caso, é dado pela resposta reológica de cada litologia ao campo tensional. Apesar das diferenças morfológicas nas dobras do CPB, suas vergências são concordantes e indicam transporte para SW. As dobras isoclinais recumbentes nos ortognaisses apresentam uma variação no caimento dos seus eixos, de sudeste para sul, que pode indicar seu caráter não cilíndrico (Fig. 6B). Outros indicadores cinemáticos, como fragmentos rotacionados, indicam movimento de topo para NW (Fig. 8D e 8E), compatível com o sentido do transporte tectônico da colisão continental no Cinturão Dom Feliciano referido por diversos autores (Martil, 2016; Passareli *et al.*, 2018). A variação na vergência das dobras pode ser explicada pelo aspecto não cilíndrico das mesmas, ou simplesmente pela partição da deformação ao longo de zonas de cavalgamento (Evans & Dunne, 1991; Dittmar *et al.*, 1994; Jones & Tanner, 1995). Contudo, a presença de indicadores cinemáticos confiáveis, como fragmentos rotacionados de gnaisses e porfiroclastos nos granitoides, demonstra geometrias compatíveis com a movimentação principal da máxima convergência, de direção NW-SE com transporte tectônico para NW.

4.2 Fusão parcial

A fusão parcial nas rochas do CPB é pouco expressiva; embora feições de indicativas do processo sejam amplamente observadas nas litologias mapeadas, o volume de líquido anatético gerado é subordinado. A geração de líquidos anatéticos é marcada por feições de leucossoma *in situ*, registrada em pequenos bolsões de fusão e em lentes ao longo do bandamento gnáissico (Fig. 9A e 9E). Localmente, quando esses líquidos adquirem mobilidade, progridem para feições de leucossoma *in source*, definidas por lentes de leucossoma que, conforme coalescem, cortam as estruturas planares principais (S_b e S_0) e formam uma rede de venulações (Fig. 9B e 9D).

O controle estrutural da fusão parcial é pouco significativo, sem atuação significativa na canalização e transporte de líquido anatético ao longo de estruturas, apenas auxilia no seu acúmulo em zonas dilatativas, como zonas de charneira de dobras e zonas *inter-boudins* (Fig. 8F e 9C). Como a coalescência destes líquidos é condicionada a partir do bandamento gnáissico e de estruturas dilatativas, é possível que a fusão parcial seja relativamente tardia em relação à gênese do bandamento gnáissico e das dobras principais. Interpreta-se, portanto, que a fusão parcial das rochas do CPB é tardi-deformacional.

Além de contribuir para a baixa mobilidade dos líquidos anatéticos, o fraco controle estrutural também pode ter resultado na baixa penetratividade da fusão parcial, uma vez que, as principais estruturas dos protólitos encontram-se preservadas. O baixo volume de neossoma gerado, a ampla preservação das estruturas do protólito e o predomínio de feições de leucossoma *in situ* e *in source*, justificam a classificação dos migmatitos do CPB como metatexitos.

A presença de cristais de biotita, hornblenda e plagioclásio com contatos corroídos e arredondados sugere que estes são os principais minerais reagentes na reação de fusão parcial. Um dos resultados comuns neste processo corresponde ao produto sólido desta reação, denominado mineral peritético (Sawyer, 2008; Vernon, 2011; Erdmann *et al.*, 2012; Weinberg & Hasalová, 2015). No caso das rochas do CPB, um dos principais marcadores da fusão parcial é a geração de hornblenda peritética (Fig. 8C, 8D, 8E, 8F).

A ocorrência de hornblenda como a fase peritética é descrita por alguns autores (*e.g.* Sawyer, 2010; Weinberg & Hasalová, 2015) como diagnóstica em processos de fusão parcial assistida por água (*water-fluxed melt*). Além deste aspecto característico de fusão assistida por água, as rochas do Complexo Porto Belo apresentam temperaturas de metamorfismo relativamente baixas, em fácies anfibolito superior, para gerar fusão por quebra de minerais hidratados (*dehydration melt*) a partir de biotita ou hornblenda. Neste caso, a presença de fluidos aquosos, mesmo que em quantidades pequenas, seria imprescindível para desencadear as reações de fusão parcial nas rochas do CPB.

4.3 Significado das rochas de embasamento a norte e a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino

Zonas de cisalhamento constituem um dos principais canais de fluidos da crosta, assim como controlam a geração e posicionamento de magmas (Brown, 2007). Em locais que registram fusão parcial assistida por água é comum zonas de cisalhamento serem adjacentes, visto que elas funcionariam como canais para infiltração de água na crosta (Sawyer, 2010).

A intensa atividade tectônica e magmática dessas zonas de cisalhamento inibe o processo de fusão parcial em seu interior e, assim, a anatexia tende a ocorrer nas áreas adjacentes. No caso da ZCMG, dados preliminares demonstram que no seu interior as rochas do CPB não apresentam registro de fusão parcial, conforme apontado por Andres & Bitencourt (2018). No entanto, as áreas adjacentes registram a ocorrência de migmatitos, como é observado no Complexo Porto Belo, na área do presente estudo, e no Complexo Camboriú, a norte.

O escape de água do interior da ZCMG para zonas adjacentes, como a sul onde se encontra o CPB, poderia ter auxiliado na diminuição da temperatura necessária para a reação de fusão dos minerais reagentes, e pode ter constituído uma das principais fontes de água para o processo de fusão parcial. Outro fator significativo é o magmatismo precoce associado à ZCMG, marcado pelos Granitoides de Quatro Ilhas, que possui contribuição de magmas básicos (Floribal *et al.*, 2012b), que poderiam ter atuado como fontes de calor para o aumento de temperatura das rochas encaixantes e assim, favorecido o desenvolvimento da fusão parcial nas rochas do CPB. Esses aspectos, além da presença de hornblenda peritética, permitem conjecturar um cenário de fusão assistida por água para estas rochas, cuja gênese possivelmente está associada com a atividade tectônica e magmática da Zona de Cisalhamento Major Gercino.

Por outro lado, o volume e intensidade da anatexia observados a norte da ZCMG, no Complexo Camboriú, é mais expressivo, e seus migmatitos são definidos como diatexitos. Segundo Martini (2019), a mobilidade do líquido anatético no CC tem amplo controle estrutural, desenvolvendo-se a partir de zonas de cisalhamento sin-magmáticas que evoluem de maneira progressiva para diques leucograníticos verticais, que caracterizam um volume expressivo de magma. Este autor também define que as condições e gênese da anatexia no CC são decorrentes de fusão assistida por água.

5. Considerações Finais

A tectônica de baixo ângulo retrata um importante estágio da evolução crustal em regimes transpressivos, uma vez que, antecede a tectônica transcorrente e compõe a fase inicial dos movimentos de empurrão que, neste caso, são correlatos às colisões continentais durante o Ciclo Brasileiro/Panafricano. Os aspectos estruturais do Complexo Porto Belo na porção situada fora dos limites da Zona de Cisalhamento Major Gercino correspondem ao registro desta tectônica.

As condições de deformação e metamorfismo demonstram temperaturas de fácies anfíbolito superior para os eventos registrados na região estudada. As intrusões graníticas

ocorrem ao longo do bandamento gnáissico, e são posicionadas no final do evento metamórfico. A deformação é contraccional, com uma componente de encurtamento de direção NW-SE. Indicadores cinemáticos, marcados por fragmentos rotacionados e porfiroclastos nos granitoides, atestam movimentos de topo para NW, compatíveis com o transporte tectônico da máxima convergência associada ao estágio colisional do Ciclo Brasileiro/Panafricano. Mesmo assim, deve-se considerar que a área estudada neste trabalho corresponde a uma faixa estreita de rochas do Complexo Porto Belo e, desta forma, interpretações com implicações regionais podem não ser representativas nesta escala.

As principais feições diagnósticas de fusão parcial no CPB são observadas ao longo do bandamento gnáissico, em pequenos bolsões de leucossoma e veios discordantes de contato difuso. Uma das principais características do neossoma é a presença de cristais de hornblenda peritética. Os líquidos gerados pela fusão parcial possuem controle estrutural pouco expressivo e tendem a acumular-se em zonas dilatativas, como zonas de charneira de dobras e zonas inter-*boudins*, que evidenciam seu caráter tardi-tectônico. A ampla preservação das estruturas do protólito e a justifica a classificação de metatexitos para estes migmatitos. A contribuição da fusão parcial do Complexo Porto Belo na geração dos magmas graníticos da região é desconhecida e sua investigação pode fomentar futuros trabalhos.

Evidências de fusão parcial são encontradas em rochas pré-colisionais neoproterozoicas ao longo do Cinturão Dom Feliciano. Além do Complexo Porto Belo, a presença de migmatitos é descrita em orto- e paragneisses do Complexo Cerro Olivo (CCO), no Uruguai (Masquelin *et al.*, 2012; Lenz *et al.*, 2013), e em orto- e paragneisses do Complexo Várzea do Capivarita (CVC), no Rio Grande do Sul (Silva *et al.*, 2008; Martil *et al.*, 2017). Além disso, as idades neoproterozoicas, *ca.* 770 – 800 Ma para o CCO e 790 Ma para o CVC, definidas para o magmatismo pré-colisional de arco magmático representado por essas associações, são semelhantes à idade do CPB de *ca.* 799 Ma (De Toni *et al.*, 2016). Dessa maneira, o CPB é aqui interpretado como mais um exemplo de rochas pré-colisionais neoproterozoicas que registram fusão parcial durante o estágio pós-colisional no Cinturão Dom Feliciano.

Agradecimentos

As autoras gostariam de agradecer ao CNPq, processo 442812/2014-0, pelos recursos destinados à pesquisa.

6. Referências bibliográficas

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2): 1-29.
- Andres, F.G., Bitencourt, M.F., Caracterização estrutural do Complexo Porto Belo: o embasamento da Zona de Cisalhamento Major Gercino em Bombinhas, SC. *In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro. Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.D.C., Lopes, A.P., 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. *Brazilian Journal of Geology*, 43: 427-443.
- Bitencourt and Nardi, 1993. Late- to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65: 4-16
- Bitencourt, M.F. 1996. Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 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.
- Bitencourt, M.F. & Kruhl, J.H. 2000. Crustal-scale shearing, magmatism and the development of deformation structures: an example from Santa Catarina (Southern Brazil). *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 229-236.
- 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(1-2): 1-19.
- Brown, M., 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society*, 164(4): 709-730.
- Büttner, S.H. 1999. The geometric evolution of structures in granite during continuous deformation from magmatic to solid-state conditions: an example from the Central European Bariscan Belt. *The American mineralogist*, 84(11-12): 1781-1792.
- Campos, R.S. & Philipp, R.P. 2007. Petrografia e Geoquímica das Rochas Metavulcânicas Máficas e Ultramáficas da Região da Serra da Miséria. *Revista Brasileira de Geociências*, 3: 63-75.
- Chemale Jr, F., Hartmann, L. A., Silva, L.D. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10: 151-166.
- Chemale Jr, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K. 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22(1): 184-199.
- Citroni, S.B., Basei, M.A.S., Siga Jr., O, & Neto, J.M.R. 2001. Volcanism and stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(4): 581-597.

- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Almeida, B.S., Geraldés, M.C., 2016. Magmatismo pré-colisional Criogeniano (ca. 790 Ma) do Cinturão Dom Feliciano registrado no embasamento da Zona De Cisalhamento Major Gercino: os ortognaisses do Complexo Porto Belo (Bombinhas, SC). In: *48º Congresso Brasileiro De Geologia, 2016. Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia
- Dittmar, D., Meyer, W., Oncken, O., Schievenbusch, T., Walter, R., Von Winterfeld, C. 1994. Strain partitioning across a fold and thrust belt: the Rhenish Massif, Mid-European Variscides. *Journal of Structural Geology*, 16(10): 1335-1352.
- 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*, 53(11): 2231-2258.
- Evans, M.A., Dunne, W.M. 1991. Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachians, USA. *Journal of Structural Geology*, 13(1): 21-35.
- Florisbal, L. M., de Assis Janasi, V., de Fátima Bitencourt, M., & Heaman, L. M. 2012a. 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.
- Florisbal, L. M., de Fátima Bitencourt, M., de Assis Janasi, V., Nardi, L. V. S., & Heaman, L. M. 2012b. Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: Whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal Granites, Southern Brazil. *Lithos*, 153: 53-71.
- Fossen, H., 2016. *Structural geology*. United Kingdom, Cambridge University Press. 510p
- Guadagnin, F., Chemale Jr, F., Dussin, I.A., Jelinek, A.R., dos Santos, M.N., Borba, M.L., Alessandretti, L. 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research*, 180(3-4): 156-182.
- Hartmann, L.A., Silva, L.D., Orlandi Filho, V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina; descrição e implicações genéticas. *Acta Geológica Leopoldensia*, 3(6): 93-112.
- Hartmann, L. A., de Fátima Bitencourt, M., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Rivera, C. B., & Betiollo, 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 Sciences*, 16(6): 477-492.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14(5): 581-589.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Soliani Jr, E., Koester, E., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Zircon U–Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(8): 739-750.
- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Masquelin, H., Koester, E., Conceição, R.V. 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic (800–767 Ma) Cerro Bori orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, 107(5): 785-806.
- Masquelin, H., D'Avila Fernandes, L.A., Lenz, C., Porcher, C.C., McNaughton, N.J. 2012. The Cerro Olivo Complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54(10): 1161-1183.

- Martil, M.M.D., 2016. O magmatismo de Arco Continental Pré-Colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, Sul da Província Mantiqueira. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Koester, E., Pimentel, M.M. 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274: 39-52.
- Martini, A., 2019. Migmatitos e a geração de granitos no Complexo Camboriú, SC: Controle estrutural, condições de fusão da crosta e gênese do Granito Itapema. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga, O., & Harara, O.M.M., 2018. The Luis Alves and Curitiba Terranes: Continental Fragments in the Adamastor Ocean. In: *Geology of Southwest Gondwana* (189-215). Springer, Cham.
- Peruchi, F.M., Florisbal, L.M., Bitencourt, M.F., 2017. Nova delimitação temporal do magmatismo shoshonítico sincrônico à Zona de Cisalhamento Major Gercino – Idades U-Pb do Granodiorito Estaleiro. In: *Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2017*. Curitiba.
- Philipp, R.P., & Campos, R.S., 2004. Geologia, petrografia e litogeoquímica dos Gnaisses Porto Alegre, RS, Brasil: implicações geotectônicas. *Pesquisas em Geociências. Porto Alegre, RS*. 31(2): 79-94.
- Sanderson, D.J. 1974. Patterns of boudinage and apparent stretching lineation developed in folded rocks. *The Journal of Geology*, 82(5): 651-661.
- Sawyer, E.W., 2008. *Atlas of migmatites* (Vol. 9). Canada, NRC Research Press. 371p.
- 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(3-4): 273-286.
- Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Droop, G. 2008. Termobarometria da suíte metamórfica várzea do Capivarita (Rs): embasamento do Cinturão Dom Feliciano. *Brazilian Journal of Geology*, 32(4): 419-432.
- Silva, L.C.D., 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(1): 60-73.
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *Am. Mineral*. 85: 649–667.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2005. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos*, 82(3-4): 503-525.
- Van der Pluijm, B.A., & Marshak, S., 2004. Convergence and Collision In: Van der Pluijm, B.A. & Marshak S. (2nd Ed). *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. New York/London, W.W. Norton & Company, 412-443.
- Vernon, R.H. 2011. Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks. *Geological Society of America Memoirs*, 207: 1-11.

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

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185-187.

Referências bibliográficas

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2): 1-29.
- Ashworth, J.R., 1985. *Migmatites*. Springer Science & Business Media. 302p.
- Bitencourt, M.F. 1996. Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- 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 Jr, F., Hartmann, L. A., Silva, L.D. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10: 151-166.
- Chemale Jr, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K. 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22(1): 184-199.
- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Almeida, B.S., Geraldes, M.C., 2016. Magmatismo pré-colisional Criogeniano (ca. 790 Ma) do Cinturão Dom Feliciano registrado no embasamento da Zona De Cisalhamento Major Gercino: os ortognaisses do Complexo Porto Belo (Bombinhas, SC). In: *48º Congresso Brasileiro De Geologia, 2016. Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia
- Florisbal, L. M., de Assis Janasi, V., de Fátima Bitencourt, M., & Heaman, L. M. 2012a. 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.
- Holmquist, P.J., 1916. Swedish Archean structures and their meaning. *Bulletin of Geological Institute Upsala*, 15:125-148.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos* 45, xv-xvii.
- Martil, M.M.D., 2016. O magmatismo de Arco Continental Pré-Colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, Sul da Província Mantiqueira. Tese de Doutorado, 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. Amsterdam.
- Moore, E.M., Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*. New York, W.H. Freeman & Co., 415 p.
- Sawyer, E.W., 2008. *Atlas of migmatites*. (Vol. 9) NRC Research Press. Canada, 317p.

Sederholm, J.J, 1907. On granite and gneiss: their origin, relations and occurrence in the Pre-Cambrium complex of Fennoscandia. Bulletin Community of Geology, Finlande, 23:1-110.

Silva, L.C.D., 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(1): 60-73.

Van der Pluijm, B.A., & Marshak, S., 2004. Convergence and Collision *In: Van der Pluijm, B.A. & Marshak S. (2nd Ed). Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. New York/London, W.W. Norton & Company, 412-443.

CAPÍTULO V

ANEXOS

ANEXO A – Carta de confirmação de submissão do artigo.

[Pesq Geoc] Agradecimento pela Submissão



Pesquisas em Geociências - Comissão Editorial <pesqgeoc@ufrgs.br>

Ter, 19/02/2019 11:54

Para: Franciele Gonçalves Andres ↗

Franciele Gonçalves Andres,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "Condições de deformação do Complexo Porto Belo a sul da Zona de Cisalhamento Major Gercino, Bombinhas (SC)" para Pesquisas em Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<https://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/author/submission/90417>

Login: franciele-andres

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este e-mail. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Pesquisas em Geociências - Comissão Editorial

Pesquisas em Geociências

Pesquisas em Geociências

<http://www.seer.ufrgs.br/index.php/PesquisasemGeociencias>

ANEXO B - Resumo submetido ao 49º Congresso Brasileiro de Geologia

49º Congresso Brasileiro de Geologia
20 e 24 de agosto de 2018 – Rio de Janeiro

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO COMPLEXO PORTO BELO: O EMBASAMENTO DA ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO EM BOMBINHAS, SC

Andres, F.G.¹; Bitencourt, M.F.¹;

¹Programa de Pós-Graduação em Geodências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

RESUMO: A região de Porto Belo-Bombinhas (SC), situada na porção centro-leste do Escudo Catarinense, está quase inteiramente contida nos limites da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG), com exceção do extremo sudeste da península. A ZCMG é uma zona de transcorrência dextral, de escala crustal, com direção NE-SW que integra o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, ativo ao final do Ciclo Brasileiro/Panafricano. Esta zona foi responsável pela ascensão e posicionamento de magmas graníticos na região durante o estágio pós-colisional (~630-580 Ma), e se estabeleceu sobre um embasamento granítico-gnáissico, o Complexo Porto Belo (CPB). O CPB é composto por uma associação de ortognaisses de composição granítica, diorítica e tonalítica, além de granitos e granodioritos. Essa associação registra os eventos pré-transcorrência na região, que são caracterizados principalmente por estruturas de baixo ângulo associadas ao estágio colisional. Neste trabalho, são estudadas comparativamente duas áreas onde predominam os ortognaisses: a área I, localizada fora dos limites da ZCMG, na Praia do Caçador, e a área II, localizada dentro dos limites da ZCMG, na Praia Triste. Na área I encontram-se gnaisses tonalíticos e dioríticos com bandamento composicional de espaçamento milimétrico intrudido concordantemente por granitoides porfíricos. A trama planar dessas rochas tem direção NNE e mergulho de baixo ângulo para ESE, e encontra-se afetada por dobras. As principais dobras são recumbentes, variam em escala centimétrica a métrica, têm eixos com baixo caimento para SE e vergência para W e SW. As dobras parasíticas são abundantes ao longo dos afloramentos. Nesta área, as rochas mostram evidências de fusão parcial, como bolsões de leucossoma, leucossoma *in situ* e *in source*, e acúmulo de leucossoma nas chameiras de dobras e no bandamento gnáissico. Localmente, são afetadas por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais tardias que, conseqüentemente, verticalizam a foliação e os planos axiais das dobras. Na área II, as litologias encontradas são gnaisses e granitoides. O gnaisse tem composição tonalítica e bandamento composicional de espaçamento milimétrico. O granitoide tem composição granítica a granodiorítica, textura heterogranular, localmente porfírica, e é intrusivo paralelamente no bandamento do gnaisse. Nenhuma evidência de fusão parcial foi encontrada ao longo dessa área. A trama planar de ambas as litologias tem direção NE, com mergulhos moderados para NW, e encontra-se localmente dobrada com eixos de baixo caimento para SW. A integração de dados obtidos até o momento permite assumir que a deformação do Complexo Porto Belo é diferente nas duas áreas. Na área I, a deformação é dúctil, com feições de média a alta temperatura (500-600 °C). Na área II, a deformação é dúctil-rúptil, de temperatura compatível com as da fácies xisto-verde, como registrado ao longo da ZCMG. Os dados comparativos das duas áreas indicam a presença de uma dobra em escala regional, com plano axial de direção NE-SW e mergulho de alto ângulo, e eixo de baixo caimento para SW.

PALAVRAS-CHAVE: ESCUDO CATARINENSE, COMPLEXO PORTO BELO, ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO

ANEXO C - Histórico escolar da aluna




Informações Acadêmicas do Aluno

Histórico Escolar

Emissão: 16/02/2019 às 17:00

Período Letivo	Atividade de Ensino	Atividades de Ensino			Nome Professor	Situação	Orgão
		Turma	Créditos	Conceito			
2018/1	Geologia das Rochas Granitóides	A	4	A	<ul style="list-style-type: none"> ▀ RUY PAULO PHILIPP 	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2018/1	T.E. em GEOQUÍMICA: Processos de deformacionais em rochas (Deformation processes)	A	2	A	<ul style="list-style-type: none"> ▀ MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT 	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/2	MAGMATISMO: FONTES E PROCESSOS	A	4	A	<ul style="list-style-type: none"> ▀ EDINEI KOESTER 	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/2	Trajetórias de P-T-t em cinturões orogênicos	A	4	A	<ul style="list-style-type: none"> ▀ CARLA CRISTINE PORCHER 	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/1	Geologia Estrutural de rochas intrusivas - estrut. magmáticas e subsolid	A	5	A	<ul style="list-style-type: none"> ▀ - 	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/1	Geoquímica das rochas graníticas	A	5	A	<ul style="list-style-type: none"> ▀ - 	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2017/1	T.E. GEOQUÍMICA: Petrologia de fases e modelamento termodinâmico em petro	A	2	A	<ul style="list-style-type: none"> ▀ MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT 	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências
2016/2	T. E. Geoquímica: MECANISMOS da deformação dútil: do cristal à litosfera	A	2	A	<ul style="list-style-type: none"> ▀ MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT 	Aprovado	Programa de Pós-Graduação em Geociências

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
"CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DO COMPLEXO PORTO BELO A SUL DA ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO, BOMBINHAS (SC)"	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autora: Franciele Gonçalves Andres	
Orientadora: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt	
Examinador: Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff	
Data: 28/02/2019	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação de Franciele Gonçalves Andres é uma contribuição importante para o conhecimento do Complexo Porto Belo, unidade há pouco tempo definida e ainda carente de estudos detalhados. A integração de dados petrográficos e estruturais executada permite avançar no entendimento das condições do metamorfismo relacionado à tectônica tangencial no domínio nordeste do Orógeno Dom Feliciano, em Santa Catarina. A autora demonstra o domínio das técnicas de análise estrutural, tanto de campo quanto de laboratório; e também a qualificação para tratar de questões sobre petrografia de rochas ígneas e metamórficas.</p> <p>A dissertação inclui um artigo científico, submetido ao periódico Pesquisas em Geociências. O texto referente a esse artigo está perfeitamente redigido, bem estruturado, e apresenta uma boa discussão sobre os dados obtidos.</p> <p>Quanto aos aspectos passíveis de crítica, três podem ser mencionados:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) o texto sobre <i>colisão continental e orógenos</i>, no Capítulo II (Estado da Arte) é baseado essencialmente em dois compêndios de Geologia Estrutural de caráter generalista e não faz menção aos artigos de referência; 2) a dissertação não traz um <i>mapa de pontos</i>, o que seria desejável, uma vez que o mapa geológico da área de estudo é parte essencial da obra; 3) a nomeação das dobras, em alguns casos, parece ter sido feita sem atender aos critérios básicos para a classificação. <p>No conjunto da obra o resultado alcançado é muito bom e qualifica a autora para prosseguir com trabalhos de pesquisa na área das geociências.</p>	
Assinatura: 	Data: 28/02/2019
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DO COMPLEXO PORTO BELO A SUL DA ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO, BOMBINHAS (SC)"

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Franciele Gonçalves Andres**

Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Examinador: Prof. Dr. Edinei Koester

Data: 22 de fevereiro de 2019

Conceito: "A" (excelente)

PARECER:

A dissertação acima citada apresenta um texto introdutório, incluindo estado da arte e materiais e métodos, um artigo submetido a uma revista científica e os anexos, atendendo as normas do Programa de Pós-graduação em Geociências. Sob ponto de vista de forma o texto está claro, com fácil leitura, apresenta figuras de boa qualidade e referências atualizadas sobre o tema em estudo, qual seja, a caracterização estrutural e petrográfica do Complexo Porto Belo em Santa Catarina. Pequenos ajustes de formatação podem ser feitos (e.g. pag. 11, crustal; pag. 18, gnaisses; pag. 20, consiste; uso de vírgula após citações no texto, e.g. pag. 13 Almeida x Martil; pag. 38, as figuras que contenham fotomicrografias, e.g. 4, 5 e 10, poderiam ter a indicação dos minerais. Nos objetivos (pag. 11) destaca-se, além do estudo estrutural e petrográfico, o detalhe de condições de metamorfismo, o que não aparece contemplado, mas poderia, no título do trabalho. Observar que, no artigo submetido (pag. 28) as condições de metamorfismo não são enfocadas como "objetivo" do artigo. Ainda no objetivo do artigo, sugere estudar a estrutura apenas dos gnaisses e não do complexo (exclui os anfibolitos e granitoides), como é a ideia apresentada no título da dissertação e na introdução do trabalho (pag. 11). Na página 25 (resumo do artigo), apenas ortognaisses tonalíticos compõe o Complexo Porto Belo, entretanto nas páginas 8, 36 e 39 são citados gnaisses dioríticos como também pertencentes ao complexo. Por sua vez, na página 28 são citados gnaisses com composições graníticas e granodioríticas nessa unidade. Deixar claro quais as composições existentes, bem como o que aflora na área de estudo ou são citações de referências. Quanto aos granitoides (hbl granito e granitoides porfíricos, cf. pag. 35) não são apresentadas as descrições de ambos na página 39 (individualizados na figura da pag. 35). No que se refere aos resultados e discussões o trabalho apresenta os dados estruturais e petrográficos para o complexo, correlacionando com microestruturas e feições de fusão assistida por água. Deixa em aberto a questão da geração de líquidos anatéticos a partir da fusão dos ortognaisses e anfibolitos e suas relações com os granitoides (hbl granito x granitoides porfíricos). Nas considerações finais, traz uma série de informações sobre outras áreas do Cinturão Dom Feliciano que

poderiam ter sido enfocadas no item "Discussão dos resultados". A dissertação de mestrado de Franciele Gonçalves Andres demonstra a capacidade da mesma em redigir um texto científico dentro das normas exigidas, com qualidade, investigando um tema relevante e atual, além de integrar com discussões pertinentes (e.g. condições de fusão, participação de zonas de cisalhamento), motivo pelo qual considero a dissertação aprovada, com conceito final "A" (excelente).

Edsoni Hader

Assinatura:

Data: 22 de fevereiro de 2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E PETROGRÁFICA DO COMPLEXO PORTO BELO A SUL DA ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO, BOMBINHAS (SC)"

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Franciele Gonçalves Andres**

Orientador: Profa. Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Examinador: Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

Data: 28/02/2019

Conceito: B

PARECER:

O trabalho está bem estruturado, apresentando os itens básicos para um trabalho de pesquisa, como introdução, apresentação do tema e objetivos, métodos, resultados e conclusões, trazendo contribuições para o conhecimento geológico da região.

Os objetivos propostos são cumpridos e os métodos empregados demonstram coerência com os resultados alcançados.

Considerando estes aspectos básicos, considero o trabalho aprovado.

As correções principais referem-se a problemas de escrita, formatação e citações, todas pormenorizadamente anotadas como comentários e grifos no documento PDF em anexo.

Sugestões e contribuições principais:

- As palavras-chave não conferem com o que está na ficha catalográfica da dissertação;
- A abstract, principalmente no início, não confere com o que está no resumo;
- O texto explicando a estrutura da dissertação não confere com o que está nos anexos;
- Cuidar com os problemas de português (escrita, concordância, pontuação etc) e escrita (algumas expressões e frases confusas ou sem nexo no contexto);
- Referências: estão faltando referências ao citar unidades geológicas. Algumas referências ao citar unidades geológicas não são originais (ou definidoras) e outras não condizem com o que está no texto. Algumas referências faltam na lista, assim como sobram na mesma. Tem que arrumar as duas listas de referências (dissertação e artigo), assim como inserir no sumário uma delas. As listas devem ser formatadas e arrumadas em termos de ordem alfabética;
- Unidades geológicas: toda unidade geológica introduzida no documento deve ter, além de citação, uma breve descrição para situar o leitor;
- Figuras: alguns mapas estão com a legenda incompleta. Outras figuras têm problemas descritos no PDF. Todas figuras devem ser citadas em ordem no texto.

- Expressões: cuidar algumas expressões geológicas, como tectônica tangencial como sinônimo de baixo ângulo, pois isto não é definitivo para todos os autores. Se levar em conta o significado do termo tangente ou tangencial, não é específico para baixo ângulo.
- Estrutural: dobras recumbentes não têm mergulho de plano axial e caimento de eixo, conforme indicado na figura 3. O uso da expressão vergência ou transporte tectônico, que ora aparece como topo para NW, ora simplesmente como para NW, seria melhor explicado como topo para NW, pois fica mais claro. Normatizar o uso da expressão ao longo do texto. Se a estrutura está verticalizada, não tem como ter mergulho para uma direção. A legenda dos estereogramas está confusa, dando a entender que existe polo de lineação;
- Petrografia: seria bom colocar a estimativa modal de minerais para classificar a rocha; algumas texturas não foram usadas corretamente, assim como o nome de algumas rochas (texto *versus* figura). Pode um mineral planar, como mica, marcar uma lineação?

Assinatura:

Data: 28/02/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

Diogo Rafael Gregory
Professor Adjunto
SIAPE: 2214633
UNIPAMPA - Cachapava do Sul