

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC

Maria de Fátima Bitencourt, Everton Marques Bongiolo, Ruy Paulo Philipp, Luiz Fernando Grafulha Morales, Rogério Roque Rubert, Clarissa Lovatto Melo, João Luiz Luft Jr.

Pesquisas em Geociências, 35 (1): 109-136, maio/ago., 2008.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/17898>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - maio/ago., 2008.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC

MARIA DE FÁTIMA BITENCOURT^{1,2}; EVERTON MARQUES BONGIOLO³;
RUY PAULO PHILIPP^{1,2}; LUIZ FERNANDO GRAFULHA MORALES³;
ROGÉRIO ROQUE RUBERT³; CLARISSA LOVATTO MELO³; JOÃO LUIZ LUFT JR.³

1. Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Cx. Postal 15001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. e-mail: fatimab@ufrgs.br;
2. Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brasília, DF, Brasil
3. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Cx. Postal 15001, CEP91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil

(Recebido em 08/06. Aceito para publicação em 07/08)

Abstract - In southern Brazil, the Florianópolis Batholith results from prolonged, mainly granitic magmatism, as part of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt. Plutonic associations in this belt are related to transpressive tectonism (650-580 Ma) in post-collisional setting, where the translithospheric discontinuities of the Southern Brazilian Shear Belt have triggered magmatism, acting as channels for melts originated in deep crustal or mantle sources. In the region of Garopaba-Paulo Lopes, a fraction of this magmatism was studied, resulting in a formal proposition for its stratigraphic organization in igneous suites. A small volume of gneissic host rocks is found as roof pendants. The Paulo Lopes Suite comprises the foliated Paulo Lopes Granite, Garopaba Granitoids and Silveira Gabbro. It is characterized as porphyritic granitoids of high-K tholeiitic affinity, coeval with mafic, tholeiitic magmatism. It is followed by metaluminous, alkaline series granitoids of the Pedras Grandes Suite, namely the Vila da Penha Granite, comprising heterogranular and porphyritic facies, and the Serra do Tabuleiro Granite, comprising heterogranular, equigranular and porphyritic facies. The Cambirela Suite, last magmatic episode in the study area, encompasses alkaline plutonic, volcanic and subvolcanic rock types, as the Ilha Granite, the Cambirela Rhyolite and the Itacorumbi Granite. Hypabissal rocks are also part of this suite, and result from recurrent acid and basic magma pulses emplaced either as individual dykes or composite ones. The magmatic associations described in this region attest to magma emplacement under a moderate to low stress field, possibly extinguished by the time the Cambirela Suite crystallized. Their age values indicate that they are mostly contemporaneous to the post-collisional, syntectonic magmatism of the Southern Brazilian Shear Belt, and the preservation of magmatic structures such as modal layering, relatively uncommon in granitoids, may also be attributed to their emplacement far from the main deformation sites. Features indicative of coeval mafic and felsic magmas are described in all three magmatic associations, and are especially significant in the Paulo Lopes and Cambirela suites. They attest to continuous mantle participation in the batholith construction.

Keywords - granitoid stratigraphy, post-collisional magmatism, plutonic suites

INTRODUÇÃO

A volumosa massa granítica que compõe a porção sul do Escudo Catarinense vem sendo investigada por diversos pesquisadores no intuito de estabelecer sua idade, estratigrafia interna, significado geotectônico e correlação com terrenos similares no Rio Grande do Sul e Uruguai. Apesar do grande número de determinações geocronológicas, obtidas sobretudo nos últimos vinte anos (e.g. Basei & Teixeira, 1987; Basei *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002, 2005), em grande parte desta região, e principalmente na sua metade sul, os mapas geológicos disponíveis ainda têm escala regional (Silva & Bortoluzzi, 1987; Zanini *et al.*, 1997).

O objetivo deste trabalho é apresentar novos dados estratigráficos obtidos durante o mapeamento geológico 1:25000 efetuado por alunos e professores do Curso de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul na Folha Paulo Lopes e parte da Folha Imbituba (Projeto Garopaba - UFRGS, 1999), acrescidos dos resultados obtidos pelos autores em estudo posterior ao desenvolvimento do Projeto. Na figura 1 são apresentados os limites das faixas

mapeadas durante o Projeto, bem como os nomes de seus executores.

A nomenclatura estratigráfica empregada tem por base as recomendações da International Subcommission on Stratigraphic Classification - International Union of Geological Sciences (ISSC-IUGS, 1994), entendendo-se como unidades litoestratigráficas "... corpos de rochas, acamados ou não, definidos e caracterizados com base em suas propriedades litológicas e em suas relações estratigráficas". São também aplicados neste trabalho os princípios discutidos por White *et al.* (2000), Philipp *et al.* (2003) e Bitencourt *et al.* (2004) no que se refere ao emprego dos termos Suíte e Fácies. Com vista à simplificação das designações estratigráficas, são abandonados todos os qualificativos de suítes e complexos, tais como intrusivo ou metamórfico.

As rochas plutônicas são individualizadas com base em suas características texturais, mineralógicas, estruturais e composicionais, além de relações de intrusão determinadas com base em dados de campo, seguidos de estudo petrográfico e microestrutural.

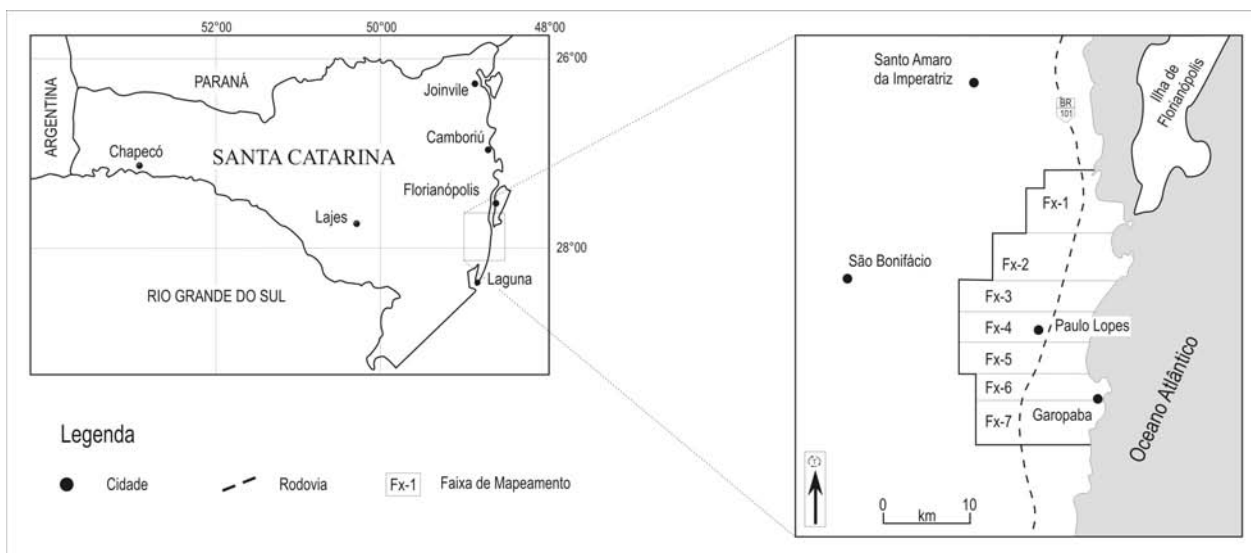


Figura 1 - Localização da área do Projeto Garopaba e divisão das faixas de mapeamento. Fx-1 - Aldoíno Valério Polachini de Moraes, Everton Marques Bongioiolo, Fernando Almeida de Souza, Rodrigo Pereira de Oliveira; Fx-2 - Anderson José Maraschin, Márcia Corrêa Machado, Maria Cristina Cerveira Soares, Rogério Roque Rubert; Fx-3 - Adilson Oliveira da Silva, Errol Gaspar dos Santos, Felipe de Almeida Travessas, Iran Flores Pinto; Fx-4 - Caroline Danni, João Luiz Luft Júnior, Luiz Fernando Grafulha Morales; Fx-5 - Carlos Augusto Mennet Marchiori, Luís Felipe Faccioni, Mauricio Schwab Lombard, Tiago do Canto Quadros; Fx-6 - Clarissa Lovato Melo, Marcelo Devenutte Ávila, Marcos José Michelli, Robson dos Santos Aquino; Fx-7 Juliana Cuerda Ferreira, Mirana Maria Domingues Troglio, Paulo César da Silva Júnior, Rejane dos Santos Silva.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cinturão Dom Feliciano é dominado por associações de rochas graníticas dispostas em uma faixa de direção NE que se estende de Santa Catarina ao Uruguai (Fig 2a), designada Batólito Pelotas no Escudo Sul-rio-grandense, Batólito Florianópolis no Escudo Catarinense e Batólito Aiguá no Escudo Uruguaio. A principal razão pela qual a maior parte dos autores mantém esta nomenclatura é a presença de extensas áreas de cobertura plataformal entre os segmentos. Por outro lado, para alguns autores (e.g. Silva, 1999; Basei *et al.*, 2000), os diferentes segmentos mostram características isotópicas e geocronológicas suficientemente diferentes para justificar sua

designação independente. A faixa comporta sucessivos pulsos graníticos, frequentemente vinculados a atividade mantélica na forma de enclaves microgranulares máficos, diques sinplutônicos e corpos dioríticos e gabróicos sincrônicos. O magmatismo plutônico é intimamente associado à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro, sendo interpretado no conjunto como típico de ambiente pós-colisional por Bitencourt & Nardi (1993, 2000), Philipp *et al.* (2000) e Oyhantçabal *et al.* (2007), entre outros. Alternativamente, o Batólito Florianópolis é interpretado como parte de um arco magmático continental (Silva *et al.*, 2005), como parte de um cinturão orogênico ensialico (Basei, 1985) ou como raiz de arco magmático (Basei *et al.*, 2000).

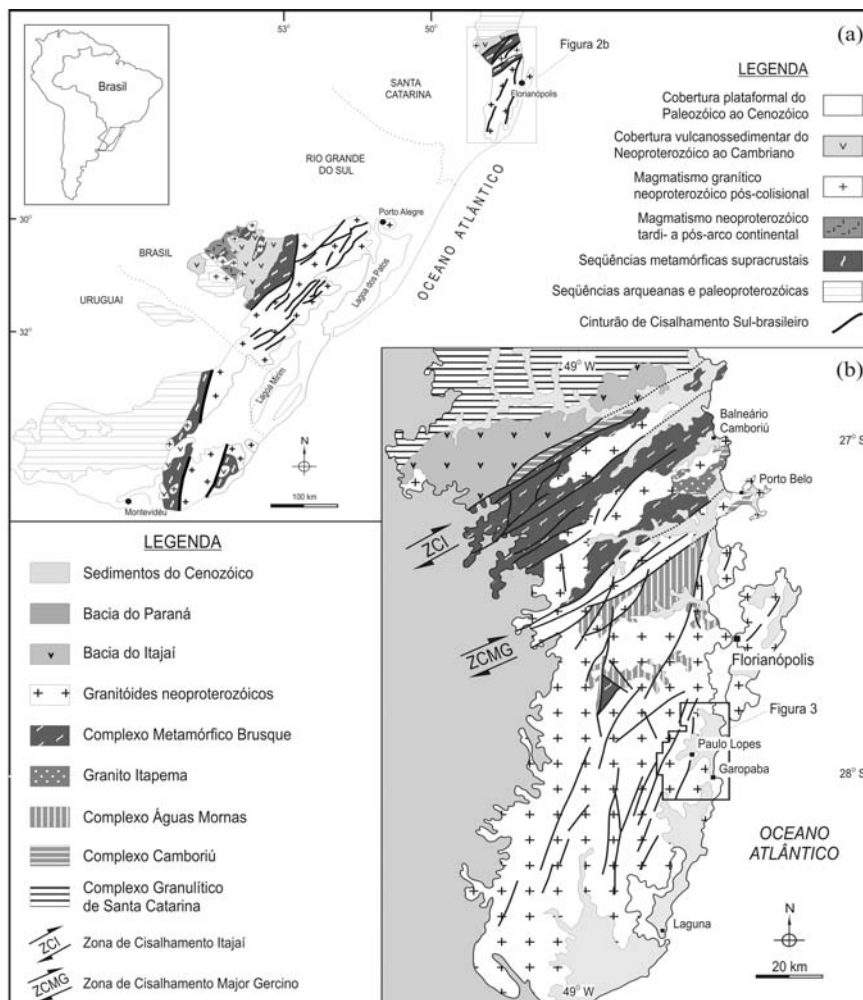


Figura 2 - (a) Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai; (b) principais unidades geológicas e traços tectônicos do Escudo Catarinense, com indicação da área estudada.

O magmatismo plutônico foi controlado em sucessivas etapas pela mesma descontinuidade de escala litosférica, ativa entre 650 e 580 Ma, referida como Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) por Bitencourt & Nardi (2000). Esta descontinuidade compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente. A maior partes destas zonas é subvertical, com direção variável entre NS e N60E, e deslocamento dextral ou sinistral. Um regime de cisalhamento compatível é registrado ao longo de zonas de cisalhamento de direção ENE e baixo ângulo de mergulho. Os dados disponíveis apontam para condições regionais compatíveis com as da fácies xistos verdes a anfíbolito inferior durante o estabelecimento das zonas que compõem o CCSb, com as temperaturas sendo periodicamente elevadas por consequência da atividade magmática continuada.

No Escudo Catarinense (Fig. 2b), a Zona de Cisalhamento Itajaí (Silva, 1999) e a Zona de Cisalhamento Major Gercino (Bitencourt *et al.*, 1989) são as principais estruturas de direção NE do CCSb, ambas com cinemática transcorrente dextral. Os terrenos situados a sul da ZCMG são ainda pouco estudados do ponto de vista tectônico, e as zonas de cisalhamento não têm denominação local. Entretanto, observa-se nestes terrenos uma predominância de *trends* estruturais NNE, em contraposição aos *trends* NE dos terrenos a norte, e a ampla dominância de estruturas magmáticas, que sugerem posicionamento distante dos principais focos deformacionais.

O estudo dos granitóides sintectônicos do CCSb, efetuado por Bitencourt & Nardi (1993, 2000) e Nardi *et al.* (2002), permitiu estabelecer a dominância do magmatismo calcialcalino alto-K ou toleítico na fase precoce (650-630 Ma), seguido por associações shoshoníticas (*ca.* 600 Ma) e associações alcalinas (590-580 Ma). Granitóides sintectônicos peraluminosos são descritos no intervalo de 630-617 Ma. Na zona de baixa deformação localizada entre a ZCMG e a ZCI (Fig. 2b), o magmatismo calcialcalino alto-K é amplamente dominante, e as estruturas discutidas por Peternell *et al.* (2002, *subm.*) indicam

posicionamento sintectônico sob fraco campo tensional.

As rochas encaixantes dos granitóides que compõem o Batólito Florianópolis compreendem principalmente ortognaisses atribuídos aos complexos Águas Mornas (Zanini *et al.*, 1997) e Camboriú (Chemale *et al.*, 1995), e seqüências metavulcanossedimentares do Complexo Metamórfico Brusque (Basei *et al.*, 2000, Philipp *et al.*, 2004).

GEOLOGIA DA REGIÃO DE GAROPABA-PAULO LOPES

A área de estudo, indicada na figura 2, situa-se na margem leste do Batólito Florianópolis. Sua metade norte faz parte das folhas Florianópolis e Lagoa, mapeadas em escala 1:100 000 no Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (Zanini *et al.*, 1997).

O mapa geológico da região de Garopaba-Paulo Lopes é apresentado na figura 3 e as características diagnósticas das unidades pré-cambrianas aqui descritas, acompanhadas dos dados geocronológicos disponíveis, são resumidas no quadro 1. As seções-tipo das unidades aqui denominadas e as melhores exposições, na área de estudo, das unidades previamente designadas, são apresentadas no quadro 2.

Os ortognaisses, subordinadamente paragneisses, que ocorrem na porção centro-sul da área de estudo, são correlacionados ao **Complexo Águas Mornas**, termo cunhado por Zanini *et al.* (1997), em referência à cidade homônima, situada cerca de 20km para noroeste. Dados U-Pb SHRIMP apresentados por Silva *et al.* (2000) na localidade-tipo indicam idade de 2.175 ± 13 Ma para a cristalização do protólito e 592 ± 5 Ma para um evento de cisalhamento e hidrotermalismo, o qual coincide com a idade magmática de sua encaixante oeste, na área estudada. A ocorrência de estrutura gnáissica discordante da foliação primária das encaixantes (Fig. 3), aliada à idade do protólito, permite interpretá-los como pendentes de teto nos granitóides neoproterozóicos.

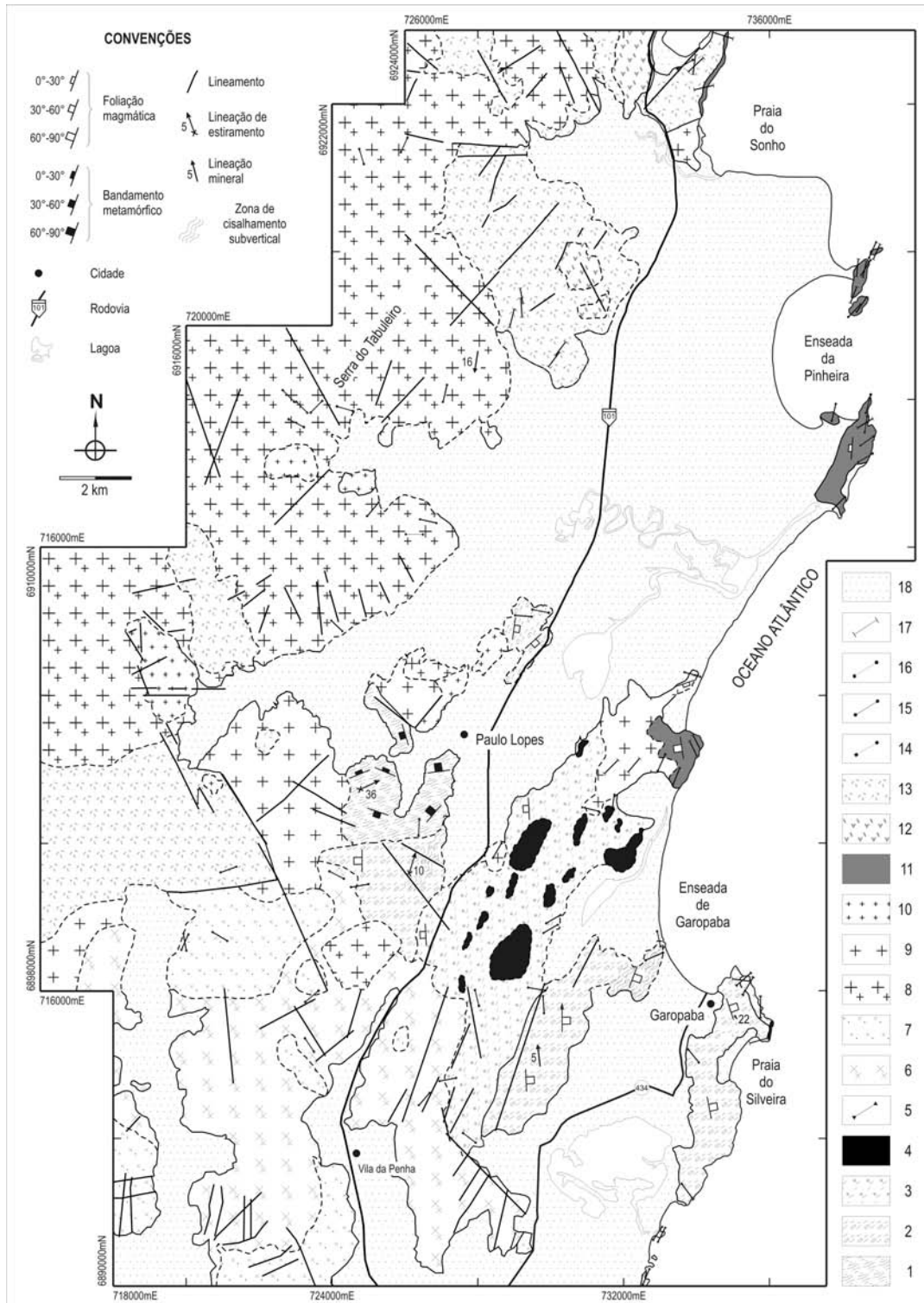


Figura 3 - Mapa geológico da região de Garopaba-Paulo Lopes (modificado de UFRGS 1999). Complexo Águas Mornas (1); Suíte Paulo Lopes: Granito Paulo Lopes (2), Granitóides Garopaba (3), Gabro Silveira (4), diques relacionados ao Gabro Silveira (5); Suíte Pedras Grandes: Granito Vila da Penha - fácies heterogranular (6) e fácies porfírica (7); Granito Serra do Tabuleiro - fácies heterogranular (8), fácies equigranular (9) e fácies porfírica (10); Suíte Cambirela: Granito Ilha - indiviso (11), Granito Itacorumbi (12), Rioloito Cambirela (13), diques ácidos (14), diques básicos (15) e diques compostos (16); diques básicos do Cretáceo (17); sedimentos do Cenozóico (18).

Quadro 1 - Características diagnósticas (modificado de UFRGS 1999) e dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas pré-cambrianas da região de Garopaba-Paulo Lopes.

SUÍTE CAMBIRELA	<p>Rochas Hipabissais Intrusões tabulares de rochas ácidas e básicas individuais, constituídas por riolitos porfíricos e diabásios de granulação fina a média; diques compostos de ocorrência subordinada, com centro formado por riolito porfírico ou dacito equigranular fino, contendo enxames de enclaves microgranulares máficos, e bordas constituídas por diabásio.</p>	<p>Granito Itacorumbi - hornblenda-biotita monzogranitos com teor variável de quartzo e de minerais máficos; textura porfírica de matriz fina; fenocristais ovóides ou manteados de K-feldspato, com quartzo euédrico e plagioclásio subordinados; abundantes enclaves microgranulares máficos, autólitos e xenólitos.</p> <p>Riolito Cambirela - sucessão de rochas efusivas de composição riolítica a riodacítica, por vezes laminadas e com estrutura de fluxo; ocorrência esporádica de enclaves microgranulares máficos de dimensões reduzidas e formas arredondadas ou angulosas; ocorrência subordinada de depósitos piroclásticos de fluxo. 552 ± 17 Ma (Rb/Sr rocha total - Basei, 1985).</p> <p>Granito Ilha - biotita monzo a sienogranitos; textura alotriomórfica, equigranular média a grossa; teor variável de minerais máficos, caracteristicamente na forma de agregados isolados; ocorrência subordinada de hornblenda nos termos menos diferenciados; veios e bolsões pegmatíticos abundantes nos termos leucograníticos; xenólitos das encaixantes e fragmentos de margens resfriadas; estratificação modal de ocorrência localizada. 524 ± 68 Ma (Rb/Sr rocha total - Basei, 1985).</p>
SUÍTE PEDRAS GRANDES	<p>Granito Serra do Tabuleiro - sienogranitos isótopos e raros monzogranitos; baixo teor de máficos (biotita >> hornblenda); quartzo arredondado a facetado; concentrações localizadas de feldspatos; fluorita, apatita e zircão como acessórios; <i>fácies heterogranular</i> amplamente dominante, com textura hipidiomórfica média a grossa; graduação para a <i>fácies equigranular</i> é acompanhada pelo aumento no teor de quartzo e diminuição no teor de máficos; <i>fácies porfírica</i> - matriz fina, fenocristais de quartzo e K-feldspato, contatos difusos, gradacionais ou intrusivos com os demais. 597 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP - Silva <i>et al.</i>, 2003).</p> <p>Granito Vila da Penha - biotita sieno a monzogranitos geralmente isótopos, contendo alanita e titanita como acessórios principais; biotita bem formada é característica, em agregados de distribuição irregular; quartzo geralmente facetado; termos da <i>fácies heterogranular</i> têm granulação média a grossa e predominam sobre os da <i>fácies porfírica</i>, que têm matriz fina e teor de máficos mais elevado; contatos difusos ou gradacionais entre as fácies.</p>	
SUÍTE PAULO LOPES	<p>Gabro Silveira Microgabros, dioritos e quartzo-dioritos de textura equigranular fina a porfírica, contendo hornblenda, clinopiroxênio, biotita e, raramente, olivina; titanita e badeleita como acessórios principais; foliação primária pouco desenvolvida; xenocristais de quartzo e de K-feldspato.</p>	<p>Granitóides Garopaba - biotita granodioritos a monzogranitos porfíricos de matriz heterogranular, com teor subordinado de hornblenda e rara ocorrência de clinopiroxênio; teor de quartzo variável; alanita e titanita como acessórios principais; fenocristais ovóides de feldspatos, comumente manteados, e ocelos de quartzo; abundantes enclaves microgranulares e <i>schlieren</i> máficos; foliação primária pouco desenvolvida.</p> <p>Granito Paulo Lopes - biotita monzo a sienogranitos porfíricos, foliados, de granulação média a grossa; termos leucograníticos de ocorrência subordinada; alanita como acessório principal; foliação primária bem desenvolvida, subparalela a uma foliação milonítica restrita a faixas discretas; enclaves microgranulares máficos, estratificação modal e cumulos feldspáticos de ocorrência localizada. 626 ± 8 Ma (U-Pb SHRIMP - Silva <i>et al.</i>, 2003).</p>
<p>COMPLEXO ÁGUAS MORNAS - ortognaisses de composição granítica, com biotita e, subordinadamente, hornblenda; ocorrência localizada de gnaisses calcissilicatados; injeções leucograníticas paralelas ao bandamento metamórfico; foliação milonítica superposta; veios leucograníticos tardios, discordantes. 2175 ± 13 Ma / 592 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP - Silva <i>et al.</i>, 1999)</p>		

A denominação Suíte Intrusiva Paulo Lopes foi primeiro adotada por UFRGS (1999) e corresponde aproximadamente à área mapeada como Granitóides Paulo Lopes por Zanini *et al.* (1997). Naquele Projeto, foram reconhecidos os granitóides Garopaba e rochas máficas temporal e geneticamente vinculadas a eles, denominadas diorito Silveira. As rochas máficas foram posteriormente estudadas por Nardi *et al.* (2002), e redenominadas, em função de sua composição, como Gabro Silveira. No presente trabalho, a **Suíte Paulo Lopes (SPL)** compreende o **Granito Paulo Lopes (GPL)**, os **Granitóides Garopaba (GG)** e o **Gabro Silveira (GS)**. As seções-tipo destas subunidades localizam-se, respectivamente, nos

arredores da cidade de Paulo Lopes, no costão de Garopaba e na Praia do Silveira (Fig. 3).

A idade da SPL é balizada pela determinação U-Pb SHRIMP de 626 ± 8 Ma, efetuada por Silva *et al.* (2003) no Granito Paulo Lopes, e interpretada como a idade de sua cristalização. Este valor indica que a SPL é aproximadamente contemporânea com o magmatismo sintectônico calcálico alto-K descrito no interior da Zona de Cisalhamento Major Gercino (Granitóides de Quatro Ilhas - 641 ± 7 Ma, U-Pb em zircão - Chemale Jr. *et al.* 2003) e na zona de baixa deformação situada entre as ZCMG e a ZCI (Granito Valsungana - 638 ± 32 Ma, U-Pb em zircão - Basei *et al.* 2000).

Quadro 2 - Localização das seções-tipo das unidades definidas neste trabalho (*) e das melhores exposições, na área de estudo, de unidades previamente definidas.

Unidade / Subunidade		Coordenadas UTM (m)	
SUÍTE CAMBIRELA	Rochas Hipabissais *	6.013.611 N / 738.706 E	
	Granito Itacorumbi	6.922.470 N / 736.626 E	
	Riolito Cambirela	6.923.704 N / 734.895 E	
CAMBIRELA	Granito Ilha	Fácies Leucogranítica*	6.912.331 N / 738.662 E
		Fácies Biotítica*	6.923.325 N / 734.839 E
SUÍTE PEDRAS GRANDES	Granito Serra do Tabuleiro	Fácies Heterogranular*	6.920.791 N / 729.718 E
		Fácies Equigranular*	6.907.015 N / 721.682 E
		Fácies Porfíritica*	6.912.840 N / 724.184 E
CAMBIRELA	Granito Vila da Penha	Fácies Heterogranular*	6.897.990 N / 725.875 E
		Fácies Porfíritica*	6.896.800 N / 725.730 E
SUÍTE PAULO LOPES	Gabro Silveira*	6.896.873 N / 776.119 E	
	Granitóides Garopaba*	6.898.486 N / 735.279 E	
	Granito Paulo Lopes	6.907.342 N / 729.359 E	
COMPLEXO ÁGUAS MORNAS		6.903.295 N / 724.295 E	

O termo Pedras Grandes vem sendo utilizado na literatura com significados diversos desde a definição original do Granito Pedras Grandes por Teixeira (1969), em referência a granitóides ocorrentes no sul do estado de Santa Catarina. O termo Suíte Intrusiva Pedras Grandes foi empregado por Trainini *et al.* (1978) para reunir diversos corpos de granitóides alcalinos ocorrentes na porção centro-sul do Estado, e ampliado por Silva

(1987) para se referir aos granitóides tardios que perfazem mais de 50% do Batólito Florianópolis. Esta unidade foi ampliada por Basei (1985), passando a comportar também as rochas relacionadas ao magmatismo Cambirela, sob a denominação de Suíte Plutono-vulcânica Pedras Grandes. O sentido empregado por Trainini *et al.* (1978) foi retomado por Zanini *et al.* (1997), que restringem o seu significado aos granitóides não-

foliados de quimismo alcalino que ocupam cerca de um terço da folha Florianópolis. Incluem nesta designação, entre outros, os granitos Ilha e Serra do Tabuleiro.

No presente trabalho, o termo **Suíte Pedras Grandes** (SPG) é empregado com a conotação dada por Zanini *et al.* (1997), reunindo os granitos Vila da Penha e Serra do Tabuleiro. O Granito Ilha é retirado desta unidade e atribuído ao magmatismo da Suíte Cambirela.

O **Granito Vila da Penha (GVP)**, compreendendo termos heterogranulares e porfiríticos, é designado em referência à localidade de mesmo nome, situada na porção sudoeste da área estudada. Ao redor desta localidade, em cortes de estrada e em pequenas pedreiras, ocorrem boas exposições de suas variedades. Em trabalhos anteriores, estas rochas constam como parte do Granito Serra do Tabuleiro, sendo dele separadas por UFRGS (1999). No presente trabalho, o GVP é definido como biotita sienogranitos a monzogranitos geralmente isótopos, contendo alanita e titanita como acessórios principais. Suas principais características distintivas são o caráter precoce da biotita, euédrica a subédrica, em agregados de distribuição irregular, e a ocorrência comum de quartzo facetado.

O **Granito Serra do Tabuleiro (GST)** corresponde aos granitóides denominados por Zanini *et al.* (1997), que por sua vez fazem parte das rochas designadas Granito Tabuleiro por Trainini *et al.* (1978). Dados U-Pb SHRIMP discutidos por Silva *et al.* (2003) indicam idade magmática de 597 ± 9 Ma para esta unidade. Na área estudada, O GST é intrusivo no Granito Vila da Penha e compreende (hornblenda)-biotita monzo a sienogranitos leucocráticos, geralmente isótopos, com rara ocorrência de foliação primária, contendo fluorita como acessório diagnóstico. É distinguido do GVP por conter biotita subédrica a anédrica, hornblenda precoce e quartzo arredondado a facetado, além de baixo teor de minerais máficos. Suas variedades texturais são similares às do GVP, agrupadas em fácies heterogranular, fácies equigranular e fácies porfirítica.

Considerando os dados geocronológicos disponíveis, a Suíte Pedras Grandes é correlacionável à Suíte Zimbros, descrita por Bitencourt & Nardi (1993) na região de Porto Belo.

Esta suíte, de 590 ± 3 Ma (U-Pb zircão, Chemale Jr. *et al.* 2003), reúne rochas hipabissais e granitóides metaluminosos de afinidade moderadamente alcalina, tardios em relação à tectônica transcorrente da Zona de Cisalhamento Major Gercino, posicionados no foco principal da deformação ou na sua periferia.

A Suíte Plutono-vulcânica Cambirela foi definida por Zanini *et al.* (1997) nas folhas Florianópolis-Lagoa, e considerada representativa do estágio final do magmatismo alcalino desta região. Esta suíte compreenderia uma unidade plutônica (Granito Itacorumbi) e uma fração vulcânica (Riolito Cambirela).

A ampliação desta suíte foi sugerida por UFRGS (1999) para incorporar os corpos hipabissais ácidos e básicos que ocorrem de modo independente, ou na forma de diques compostos, na área de estudo. Com base em dados químicos de elementos maiores e traços obtidos nos riolitos da suíte, Bongiolo *et al.* (1999) sugeriram sua correlação com os termos ácidos da Suíte Intrusiva Zimbros (Bitencourt & Nardi, 1993) e com os riolitos da Formação Campo Alegre (Waichel, 1998), depositados sobre área cratônica no extremo norte do Escudo Catarinense, com idade média de 595 ± 16 Ma (U-Pb SHRIMP - Cordani *et al.*, 1999).

Conforme empregado no presente trabalho, a Suíte Cambirela (SC) reúne o Granito Ilha (GI), o Riolito Cambirela (RC), o Granito Itacorumbi (GI) e Rochas Hipabissais (RH). Os dados geocronológicos disponíveis nesta subunidade são pouco precisos, mas os valores de 552 ± 17 Ma e 524 ± 68 Ma (Rb/Sr - rocha total) obtidos por Basei (1985) para o Riolito Cambirela e Granito Ilha, respectivamente, corroboram as relações de campo indicativas de contemporaneidade, observadas na área estudada.

A denominação informal **Granito Ilha (GI)** foi proposta por Zanini *et al.* (1997) para referir os granitóides predominantes na Ilha de Santa Catarina, em ilhas oceânicas próximas e em porções isoladas do continente, correspondendo ao Granito Grosseiro Ilha, cartografado por Scheibe & Teixeira (1970). Na área estudada, esta unidade é composta por monzogranitos a sienogranitos de textura alotriomórfica, equigranular média a grossa, com teor variável de minerais máficos, caracteristicamente na forma de agregados esparsos,

intersticiais.

O termo **Riolito Cambirela** foi proposto por Zanini *et al.* (1997) para designar derrames, tufos e diques riolíticos ocorrentes na ilha de Florianópolis e nos flancos da Serra do Tabuleiro, genética e temporalmente relacionados ao Granito Itacorumbi. Na área do presente estudo, o Riolito Cambirela é uma sucessão de rochas efusivas de composição riolítica, subordinadamente riódacítica, com ocorrência localizada de depósitos piroclásticos de fluxo, representados por ignimbritos.

O **Granito Itacorumbi**, denominado por Zanini *et al.* (1997), tem sua seção-tipo no córrego Itacorumbi, Ilha de Florianópolis. Na região de Garopaba-Paulo Lopes, corresponde a hornblenda-biotita monzogranitos, subordinadamente biotita sienogranitos, de coloração acinzentada e textura porfirítica de matriz fina.

As **Rochas Hipabissais** da Suíte Cambirela foram discriminadas por UFRGS (1999) e compreendem diques de riolito, diques de diabásio e diques compostos, cuja parte central é riolítica a dacítica, com enxames de enclaves máficos, e cujas bordas são de diabásio.

A discriminação entre os diques básicos neoproterozóicos das suítes PauloLopes e Cambirela e os diques relacionados ao magmatismo cretáceo da Formação Serra Geral é difícil. A separação entre os corpos hipabissais dos três eventos foi tentada com base em aspectos estruturais, descrições macroscópicas, microscópicas e análise magnetométrica (UFRGS, 1999), mas os resultados não foram satisfatórios. Esta separação é possível em raros locais, onde são observadas relações de corte, e os diques neoproterozóicos tendem a ter granulação mais grossa e conter anfibólio e biotita, em contraposição aos diques cretáceos, que em geral contêm apenas piroxênio. Entretanto, uma discriminação mais efetiva exige a obtenção de dados geoquímicos.

Todas as unidades mapeadas são afetadas por tectônica rúptil de direção NE ou NE, que se expressa às vezes como faixas discretas, de espessura centimétrica, onde a intensa cominuição resulta em cataclasitos de cor cinza escura a preta. Os efeitos deste episódio são também observados fora das faixas de cataclasitos, na forma de alteração hidrotermal do minerais, principalmente plagioclásio e biotita.

CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA E ESTRUTURAL DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Complexo Águas Mornas

O Complexo Águas Mornas (CAM), na região de Garopaba-Paulo Lopes, compreende principalmente ortognaisses, com ocorrência subordinada de paragnaisses. Os afloramentos são principalmente de matacões, raramente lajeados.

Os ortognaisses possuem cor acinzentada, com níveis fêlsicos de cor esbranquiçada a rosada, de granulação média a fina. Têm textura plutônica reliquiar e composição monzo a sienogranítica. Sua principal estrutura é um bandamento composto (Fig. 4), em que bandas resultantes de processos metamórfico-deformacionais são realçadas por injeções concordantes de espessura centimétrica. Ao longo do bandamento, alternam-se níveis fêlsicos descontínuos, de composição quartzo-feldspática, e níveis máficos contínuos, ricos em biotita, ambos com espessuras de 2 a 12 mm. As bandas de injeção são sempre mais espessas que as demais (1 a 5 cm), formadas por biotita leucogranitos de coloração rosada, com textura equigranular média a grossa.

Os paragnaisses são encontrados de modo restrito, no extremo norte da área de ocorrência do CAM, e não é possível observar suas relações de contato com os ortognaisses encaixantes. São rochas de composição calcissilicática, de cor cinza escura esverdeada, com bandamento milimétrico contínuo e regular definido pela alternância de bandas que contêm quartzo, feldspatos e carbonatos e bandas ricas em clinopiroxênio, anfibólio e titanita.

A escassez de afloramentos adequados para o levantamento de dados estruturais impede a reconstituição da cinemática original dos eventos deformacionais no CAM. Entretanto, a descrição e interpretação das diferentes feições estruturais, ainda que efetuadas em blocos e matacões, permitiu a elaboração de uma cronologia relativa de tais eventos. São reconhecidos nesta unidade três eventos deformacionais (D_1 , D_2 e D_3), acompanhados por três eventos metamórficos regionais (M_1 , M_2 e M_3). O evento D_1 é responsável pela geração do bandamento de segregação metamórfica (M_1) e pela injeção concordante de leucogranitos. O segundo

evento (D₂) é representado por uma deformação milonítica caracterizada pela ocorrência de quartzo fitado, *micafish* em biotita e porfiroclastos de K-feldspato tipo *augen*, onde é possível observar caudas de destruição assimétricas do tipo σ . O evento D₃ é caracterizado pela deformação das estruturas anteriores, gerando dobras abertas, decimétricas a métricas, com eixos de médio caimento para SE. Os eixos desta fase de dobramento são perpendiculares à lineação de estiramento do evento D₂. O desenvolvimento das dobras é acompanhado por retrometamorfismo (M₂).

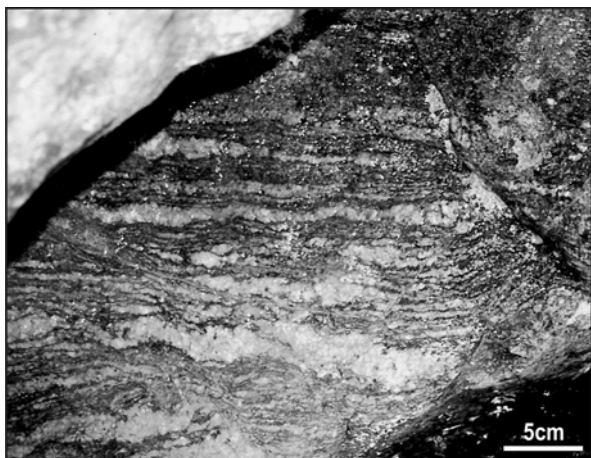


Figura 4 - Bandamento composto nos ortognaisses do Complexo Águas Mornas; notar injeções leucograníticas mais estreitas, concordantes, e injeções mais largas, subconcordantes com o bandamento metamórfico.

Os **ortognaisses** são constituídos por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Zircão, alanita, titanita e minerais opacos são os minerais acessórios. Como minerais retrometamórficos ocorrem epidoto, micas brancas e clorita.

O bandamento metamórfico-deformacional é milimétrico e bem marcado pela intercalação de bandas ricas em quartzo e feldspatos e níveis ricos em biotita. As bandas máficas são contínuas e compostas por biotita, com teores subordinados de hornblenda. A principal textura é lepidoblástica grossa e, subordinadamente, nematoblástica, definida pela orientação de cristais de hornblenda. Nas bandas félsicas, a textura dominante é granoblástica interlobada inequigranular média, ocorrendo de forma subordinada textura granoblástica poligonal fina. De modo localizado,

observa-se textura blastoinequigranular hipidiomórfica, marcada por cristais subédricos de K-feldspato e plagioclásio, contendo inclusões de zircão.

Os **paragnaisses** mostram um bandamento milimétrico e contínuo, formado pela alternância de níveis ricos em quartzo, K-feldspato, plagioclásio e carbonatos, e níveis máficos compostos por diopsídio, hornblenda e titanita. As bandas máficas mostram textura granoblástica interlobada, inequigranular média, sendo compostas por diopsídio, epidoto e titanita. Subordinadamente, a orientação dos prismas de hornblenda caracteriza uma textura nematoblástica. As bandas félsicas possuem textura dominante granoblástica interlobada média e, em porções restritas, granoblástica poligonal. De modo localizado, observam-se microfissuras com espaçamento de 1 a 5mm, que cortam o bandamento em baixo ângulo e estão preenchidas por epidoto + clorita + carbonato + actinolita + minerais opacos. Esta paragênese é associada a um evento retrometamórfico, caracterizado pela passagem de fluidos ricos em H₂O e CO₂ nas zonas fraturadas.

A paragênese {K-feldspato + plagioclásio + carbonato + diopsídio + hornblenda + titanita}, reforçada por bandamento milimétrico contínuo, sugere um protólito metassedimentar margoso para estes gnaisses. A variação composicional em níveis contínuos e regulares caracteriza, ainda, a presença de um acamamento sedimentar (S₀) reliquiar, superposto por um evento de metamorfismo e deformação regional que originou a orientação mineral nas bandas máficas.

As paragêneses encontradas nos gnaisses monzograníticos {plagioclásio + microlínio + hornblenda + biotita} e nos gnaisses calcissilicáticos {plagioclásio + diopsídio + hornblenda} indicam que o CAM sofreu metamorfismo regional orogênico em condições mínimas da fácies anfibolito médio.

Suíte Paulo Lopes

Granito Paulo Lopes

O Granito Paulo Lopes (GPL) compreende biotita monzogranitos a sienogranitos porfíricos

foliados (Fig. 5a), em que megacristais de feldspatos de 2 a 5cm de comprimento estão imersos em matriz de granulação média a grossa, cuja proporção atinge até 60% da rocha. Termos leucograníticos têm ocorrência restrita. A estrutura principal é marcada pelo alinhamento planar e linear dos megacristais, constituindo uma trama S=L, ressaltada por agregados lamelares de biotita que circundam os megacristais. Feições de entelhamento de megacristais são comuns, indicando sentido de movimento variável durante o fluxo. A foliação tem direção NNE a NE e mergulhos subverticais, e contém lineação mineral subhorizontal com pequeno caimento, preferencialmente para NNE (Fig. 3).

Enclaves microgranulares máficos são comuns, com dimensões decimétricas, formas variadas e composição básica a intermediária, em geral orientados segundo a foliação principal. Os enclaves menos contaminados são angulosos e têm contatos nítidos, enquanto os mais contaminados são ovalados, de contatos difusos, contendo muitos

xenocristais de K-feldspato e, raramente, de quartzo.

É comum a ocorrência de termos cumuláticos (Fig.5b), com freqüência retrabalhados pelo fluxo, formando autólitos de dimensões centimétricas a métricas, contornados pela foliação primária. Nestes locais, observa-se às vezes a formação de estruturas tubulares de seção elíptica, cujo perímetro é marcado pela concentração de minerais máficos. Nas extremidades da estrutura desenvolvem-se zonas de sombra, onde os cristais de K-feldspato acumulados têm orientação aleatória (Fig. 6). O retrabalhamento de acumulações precoces e de enclaves microgranulares dá origem também a *schlieren* compostos por biotita e hornblenda. A assembléia cumulática é principalmente K-feldspato, plagioclásio e biotita, com rara ocorrência de hornblenda. De modo localizado, observa-se estratificação modal com geometria tabular preservada, paralela à foliação de fluxo dos granitóides, alternando-se estratos feldspáticos e biotíticos (Fig. 5c).

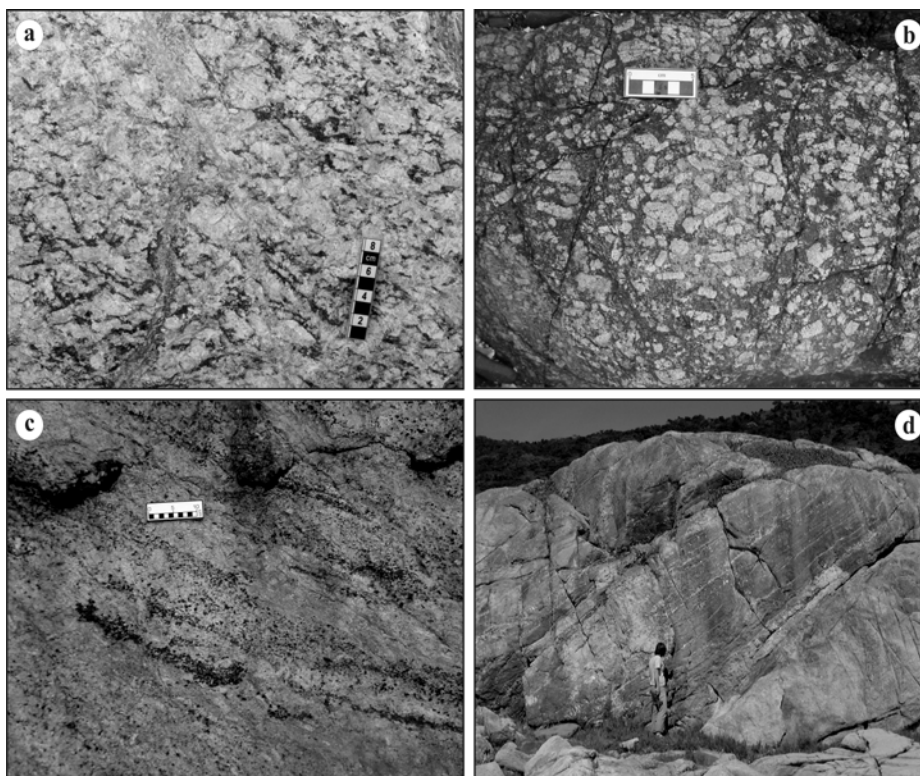


Figura 5 - Feições mesoscópicas do Granito Paulo Lopes: (a) aspecto textural típico dos granitóides porfíricos, com injeção discordante de biotita monzogranito fino; (b) termos cumuláticos, com K-feldspato e biotita como principais fases cumulus; (c) estratificação modal paralela à foliação de fluxo dos granitóides, dada pela variação da proporção relativa de minerais máficos e félsicos em estratos de espessura variável; (d) corpos aplopegmatíticos estratificados típicos das fases finais do Granito Paulo Lopes, próximo ao contato com os Granitóides Garopaba.

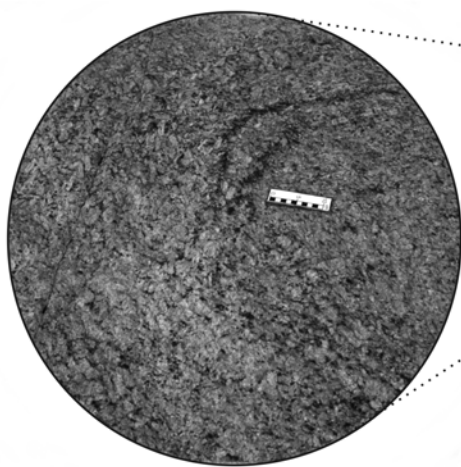


Figura 6 - Seção transversal de uma feição tubular subvertical resultante de fluxo no Granito Paulo Lopes. A parte central do tubo, composta por adcumulato feldspático, é contornada pela foliação primária, onde se alinham biotita e feldspatos. Concentrações de biotita marcam o limite desta porção precocemente cristalizada e relativamente imóvel. No extremo da estrutura (detalhe), observa-se uma zona de sombra onde os megacristais de K-feldspato se dispõem de modo aleatório.

Veios de biotita monzogranitos de coloração cinza média e granulação fina ocorrem esporadicamente. Têm espessura da ordem de 10 a 30cm e se posicionam ao longo da foliação ou cortam a estrutura planar em alto ângulo (Fig. 5a). Próximo ao contato com os Granitóides Garopaba, ocorre no GPL grande quantidade de material aplítico e pegmatítico, por vezes formando corpos espessos e estratificados (Fig. 5d).

De modo localizado, a trama primária é transposta por uma trama milonítica L>S em faixas discretas, de direção NNE e espessura métrica a decamétrica, marcada pelo estiramento de quartzo e K-feldspato. O quartzo forma fitas milimétricas e os megacristais de K-feldspato constituem porfiroclastos manteados tipo σ , que indicam movimentação destral. A presença de *shear bands* subverticais de direção NE é constatada em zonas de mais alta deformação, indicando também movimento destral.

No Granito Paulo Lopes, monzogranitos predominam sobre sienogranitos, sendo os megacristais principalmente de K-feldspato, com plagioclásio subordinado, de tamanho geralmente menor. A matriz é hipidiomórfica equigranular média a grossa, composta por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita. Os minerais acessórios são alanita, comumente zonada, zircão e

apatita.

Os megacristais de K-feldspato são euédricos a subédricos e têm bordas comumente crenuladas, reativas com a matriz. Inclusões de biotita, plagioclásio e zircão são freqüentes e às vezes orientadas paralelamente ao maior alongamento do cristal. O K-feldspato contém cerca de 20% em volume de perfitas em forma de fios e tranças, localizadamente evoluindo para manchas. Dupla macla é observada ocasionalmente, distribuída de modo heterogêneo nos megacristais, e mais comum nos cristais da matriz. Extinção ondulante e subgrãos são feições localizadas. Fraturas transversais são preenchidas por quartzo ou por material da matriz.

O quartzo é intersticial e às vezes forma agregados lenticulares. Extinção ondulante e subgrãos prismáticos são freqüentes. Esporadicamente, observam-se nos cristais de quartzo dois conjuntos de subgrãos ortogonais, em padrão tabuleiro de xadrez (Kruhl, 1996), o que implica a ativação do sistema de deslizamento prismático-c, em alta temperatura. Nos termos mais deformados, o quartzo forma agregados finos, de textura granoblástica poligonal, exibindo relictos de grãos antigos, com o padrão de subgrãos de alta temperatura preservado.

O plagioclásio ocorre principalmente na

matriz, como cristais subédricos, de composição An_{23-27} , determinada oticamente. Sua extinção ondulante é rara, bem como subgrãos e recristalização marginal; *kink bands* são comuns. Os megacristais têm no máximo 2cm de comprimento e seus contatos, ao contrário do observado nos megacristais de K-feldspato, são retilíneos. A alteração para epidoto, micas brancas e carbonatos, ressalta a zonação primária dos grãos.

A biotita é castanha avermelhada e forma agregados lamelares orientados, comumente com *kink bands*. Nas zonas de alta deformação, é freqüente a ocorrência de biotita *fish* indicando movimento dextral. Localizadamente, a alteração hidrotermal da biotita em baixa temperatura resulta em agregados finos e oxidados, com micas brancas, clorita, titanita xenomórfica e minerais opacos.

Os enclaves microgranulares máficos têm textura equigranular hipidiomórfica fina e composição diorítica a quartzo-diorítica, contendo plagioclásio, hornblenda, biotita e, raramente, clinopiroxênio. K-feldspato e quartzo ocorrem como xenocristais de forma irregular ou amebóide.

Os termos cumuláticos têm proporção variável de fases *cumulus* e *intercumulus*, constituindo adcumulatos a mesocumulatos na classificação de Irvine (1987). Os cristais *cumulus* são principalmente K-feldspato, de contatos retos ou interdigitados e, subordinadamente, hornblenda e zircão; o material *intercumulus* contém biotita, hornblenda, quartzo e feldspatos.

Granitóides Garopaba

Os Granitóides Garopaba (GG) formam um corpo principal, na porção sudeste da região estudada (Fig.3), e um corpo menor, situado na costa, a nordeste de Garopaba, onde se encontram suas melhores exposições. São biotita granodioritos a monzogranitos porfíricos de matriz heterogranular média a grossa (Fig.7a), com hornblenda subordinada e rara ocorrência de clinopiroxênio. Variedades pobres em quartzo ocorrem esporadicamente, sobretudo próximo ao contato com a unidade máfica da Suíte. Os megacristais de feldspatos, da ordem de 2 cm de comprimento, são caracteristicamente ovóides, e seu teor varia entre 5 e 10%. Texturas de desequilíbrio,

tais como feldspatos manteados, xenocristais corroídos e ocelos de quartzo são características diagnósticas destes granitóides. A foliação primária é concordante com a foliação do GPL, porém menos desenvolvida. Zonas miloníticas não são observadas nesta subunidade.

Os contatos com o GPL são ora intrusivos, ora gradacionais. Nas bordas do corpo principal, os Granitóides Garopaba mostram um discreto afinamento do tamanho de grão, bem como aumento da quantidade de matriz e do tamanho dos megacristais, que tendem a se tornar mais euédricos. Estas feições são acompanhadas da diminuição do teor de máficos e aumento da quantidade de quartzo. Por outro lado, a presença de fragmentos de termos cumuláticos do Granito Paulo Lopes nos Granitóides Garopaba (Fig. 7b), por vezes bordejados por concentrações de biotita, indica uma defasagem na cristalização dos dois magmas.

Enclaves microgranulares máficos, relacionados a *co-mingling*, são muito abundantes, e a interação dos mesmos com o magma granítico é a causa provável da variação composicional dos Granitóides Garopaba. Próximo ao contato com a unidade máfica da suíte, a abundância de enclaves é ainda mais marcante. Os enclaves têm dimensões de 10 cm até 2 m de eixo maior, formas ovaladas ou amebóides, contatos lobados e difusos, composição gabróica a diorítica, e com freqüência contem xenocristais de feldspato (Fig. 7c). Em diversos locais observa-se sua desagregação parcial, gerando-se *schlieren* que realçam a foliação de magmática.

As principais diferenças petrográficas entre os GG e os GPL dizem respeito à morfologia ovóide dos K-feldspatos, que contêm cerca de 10% em volume de pertitas do tipo fios. O plagioclásio destas rochas tem composição mais cálcica (An_{32-44}) e forte zonação, regular ou do tipo manchas, ressaltada pela alteração para epidoto e micas brancas. A matriz é heterogranular hipidiomórfica, com cristais subédricos a euédricos de plagioclásio. Microestruturas indicativas de recuperação, tais como subgrãos em feldspatos, *kink bands* em plagioclásio e subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez no quartzo são também encontradas nos GG, embora raras e pouco desenvolvidas. A hornblenda é relativamente precoce, mostrando contatos reativos com a biotita. Em apenas uma amostra foi constatado clinopiroxênio em desequilíbrio,

parcialmente transformado em hornblenda e biotita. A mineralogia acessória dos Granitóides Garopaba é idêntica à do GPL, exceto pela presença de titanita euédrica. Por outro lado, as feições de desequilíbrio são mais frequentes, incluindo feldspatos manteados e a formação de finas coroas de hornblenda e biotita ao redor de xenocristais de quartzo. Cristais de

plagioclásio de morfologia celular são às vezes encontrados, sobretudo nos termos mais ricos em máficos. Os produtos de alteração hidrotermal dos minerais máficos são também mais abundantes, incluindo clorita, micas brancas, titanita e minerais opacos.

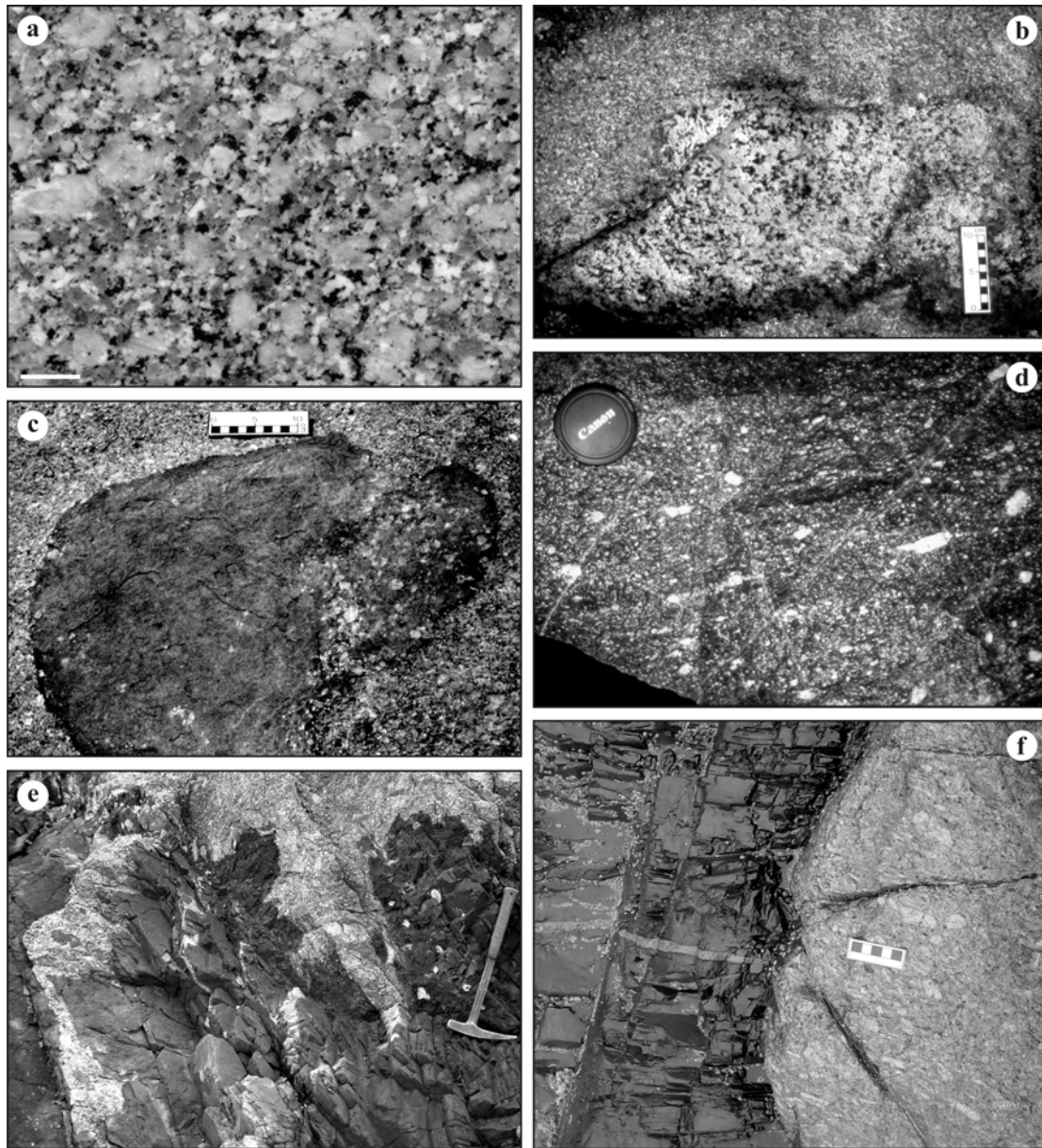


Figura 7 - Feições mesoscópicas da Suíte Paulo Lopes: (a) aspecto textural típico dos Granitóides Garopaba em amostra serrada (barra de escala = 1cm); (b) autólito de termo cumulático do Granito Paulo Lopes nos Granitóides Garopaba; (c) enclave microgranular máfico nos Granitóides Garopaba; observar o grau de contaminação mecânica mais elevado no segmento à direita; (d) hornblenda quartzo-dioritos porfíricos que representam os termos mais contaminados e mais fortemente foliados do Gabro Silveira; (e) contatos lobados e relação de intrusão mútua entre os Granitóides Garopaba e o Gabro Silveira; (f) estreita injeção de líquido final do Granito Paulo Lopes em dique do Gabro Silveira, nele intrusivo.

Gabro Silveira

Sob esta denominação são reunidos microgabros, dioritos e quartzo-dioritos que formam corpos arredondados ou diques na Suíte Paulo Lopes, principalmente nos GG. São rochas de cor cinza-média a preta, textura equigranular fina a média, raramente porfirítica, estrutura maciça ou foliada, com a estrutura planar marcada pelo fraco alinhamento de plagioclásio, anfibólio e biotita. Xenocristais de quartzo e K-feldspato são comuns, às vezes também alinhados na foliação. A variação composicional e textural é função do grau de interação do magma básico com o magma Garopaba, e os termos mais contaminados são hornblenda quartzo-dioritos porfiríticos, onde a foliação é mais acentuada (Fig. 7d).

O contato com os GG é lobado ou interdigitado, característico de baixo contraste de viscosidade (Fig. 7e), e sua relação de intrusão mútua atesta a coexistência de ambos ainda como magmas, embora com diferentes teores de cristais. As relações de intrusão recíproca com o Granito Paulo Lopes são menos freqüentes, e neste caso apenas os líquidos muito diferenciados do granito cortam a rocha básica em estreitas injeções (Fig. 7f). Raros diques do Gabro Silveira cortam o contato das duas unidades graníticas.

Os termos dioríticos da Suíte foram estudados apenas oticamente. Sua textura é equigranular hipidiomórfica média, definida por cristais prismáticos alongados de plagioclásio e hornblenda, com pequena quantidade de biotita anédrica e intersticial. O plagioclásio tem composição An_{45-57} , às vezes alterado para epidoto e argilo-minerais. O anfibólio é hornblenda, de pleocroísmo verde escuro a castanho claro, e contém pequenos núcleos de clinopiroxênio incolor. A biotita, em quantidade inferior a 5%, forma lamelas xenomórficas ou agregados menores que 1mm. O quartzo é intersticial e amebóide.

Os gabros têm granulação mais fina que os dioritos. Segundo Nardi *et al.* (2002), os gabros da seção-tipo têm textura equigranular hipidiomórfica, contendo labradorita-andesina, augita e pigeonita, olivina serpentinizada, Mg-hornblenda e Fe-hornblenda, biotita, magnetita, ilmenita, apatita e badeleíta. Estudos geoquímicos de detalhe do Gabro

Silveira na região da seção-tipo e sua comparação com o magmatismo cretáceo Serra Geral são encontrados em Florisbal *et al.* (2005a).

Considerações petrogenéticas

Os contatos ora gradacionais ora intrusivos entre os granitóides da SPL atestam o baixo contraste de temperatura entre os magmas, e a sua contemporaneidade. As relações de contato entre os GG e o GS, e entre o GPL e o GS, indicam a contemporaneidade dos magmas máficos e félsicos, justificando a colocação dos três corpos plutônicos na mesma suíte. Ainda assim, a discreta diminuição da granulação dos GG em direção aos contatos com o GPL indica que o seu posicionamento foi um pouco posterior a ele, mas anterior ao GS. Evidência adicional desta relação é a abundância de material aplo-pegmatítico (Fig. 5d) nas imediações do contato do Granito Paulo Lopes com os Granitóides Garopaba, sugestivos de que houve supersaturação daquele sistema granítico por ocasião da entrada deste último e do Gabro Silveira. No mesmo sentido, a presença de fragmentos de termos cumuláticos do GPL nos GG (Fig. 7b), e o fato de que apenas os líquidos finais do GPL são intrusivos no GS (Fig. 7f), indicam que a cristalização do magma Paulo Lopes era avançada por ocasião da entrada do pulso básico sincrônico ao magma Garopaba.

Os GG são interpretados como resultantes da cristalização de um líquido híbrido, possivelmente gerado pela interação do magma Paulo Lopes com um magma básico, o que é evidenciado por sua grande variação composicional e abundância de texturas de desequilíbrio. Neste caso, os enclaves mais contaminados representariam a porção não inteiramente homogeneizada, e os enclaves gabróicos a composição básica original.

A variação morfológica e composicional de enclaves microgranulares máficos em sistemas plutônicos pode resultar do local e grau de contaminação do líquido básico, mas pode também indicar a diferenciação do componente máfico ou a existência de mais de um pulso básico. A composição (gabrótica a diorítica) e forma (angulosa, arredondada, irregular) de enclaves microgranulares máficos sugere mais de uma etapa de interação dos magmas graníticos da SPL com magmas básicos. O

Gabro Silveira pode ter sido o último pulso de magma máfico, uma vez que seus contatos com o Granito Paulo Lopes (Fig. 7f) indicam que este já estava quase inteiramente cristalizado quando foi intrudido pelo magma máfico. O grau de alongamento dos enclaves e a hibridização localizada dos magmas graníticos sugerem que a interação entre magmas de composição contrastante pode ter iniciado antes do posicionamento dos granitos, o quais já teriam ascendido contendo glóbulos máficos.

De acordo com Florisbal *et al.* (2005b), os granitóides da SPL são metaluminosos a levemente peraluminosos e, juntamente com o Gabro Silveira, pertencem à série toleítica alto-K.

À parte a formação de milonitos em zonas discretas, os componentes da SPL, principalmente o GPL, têm foliação magmática bem marcada. O fluxo relacionado à mesma resulta no retrabalhamento de cumulos e na formação de *schlieren*, e pode ter favorecido a homogeneização local de componentes máficos e félsicos. Microestruturas de recuperação, como subgrãos em feldspatos e quartzo, indicam a atuação constante de um campo tensional, ainda que pouco intenso, uma vez que a recristalização dinâmica é limitada e as estruturas primárias se encontram em grande parte preservadas. A presença de subgrãos com padrão tabuleiro de xadrez no quartzo implica a ativação do sistema de deslizamento prismático-c, possível somente em temperaturas muito elevadas. (Blumenfeld *et al.*, 1986, Mainprice *et al.*, 1986). De acordo com Kruhl (1996), a formação deste padrão é sensível à temperatura e à pressão, indicando temperaturas acima de 650°C em pressões da ordem de 4kbar. Estas estruturas, em conjunto com o retrabalhamento de termos cumuláticos, indicam condições de fluxo magmático em temperaturas próximas à da solidus do sistema.

Suíte Pedras Grandes

Granito Vila da Penha

O Granito Vila da Penha é composto por monzogranitos, com sienogranitos subordinados, de cor branca-acinzentada, ricos em quartzo, comumente facetado, com agregados de biotita

precoce, euédrica, distribuídos irregularmente. A **fácies heterogranular** e a **fácies porfirítica**, de contato gradacional em distâncias da ordem de alguns metros, são as duas variedades texturais mapeáveis nesta unidade. As rochas da fácies heterogranular (Fig. 8a) têm textura hipidiomórfica média a grossa, destacando-se o K-feldspato com até 4 cm, euédrico a subédrico e por vezes zonado. Em escala mesoscópica, é marcante sua irregularidade textural em curta distância, passando localmente a termos equigranulares. As rochas da fácies porfirítica (Fig.8b) são mais ricas em minerais máficos e têm abundante matriz fina, com fenocristais de 1 a 3 cm de feldspatos euédricos e de quartzo facetado. A biotita é euédrica a subédrica, formando agregados de 1 a 2 cm de diâmetro.

Nas imediações do contato com o Granito Paulo Lopes, observa-se progressiva diminuição do tamanho de grão na fácies heterogranular, acentuando-se sua heterogeneidade textural na presença de pequenas quantidades de matriz. Entretanto, diversas áreas irregulares de termos porfiríticos são observadas, independente da proximidade dos contatos laterais, o que pode ser indicativo de porções de topo da intrusão.

A estrutura é maciça ou fracamente foliada. Em raros locais, observa-se lineação mineral marcada por cristais euédricos de K-feldspato. É comum a ocorrência de pequenos enxames de enclaves microgranulares máficos arredondados, centimétricos, de composição básica a intermediária. Acumulações de biotita euédrica, raramente acompanhada de feldspatos, são observadas em alguns locais, por vezes formando trilhas irregulares que lembram *schlieren*. Veios e bolsões pegmatíticos e aplíticos de 50 cm de diâmetro, em média, são esporádicos.

Injeções de espessura centimétrica a métrica são comuns, principalmente na fácies heterogranular, de contatos difusos e irregulares. Constituem leucogranitos de textura equigranular fina ou porfirítica, com biotita e quartzo euédricos, provavelmente cristalizados de líquidos comagmáticos tardios. Quando encaixadas pelos granitóides da Suíte Paulo Lopes, estas injeções são tabulares e têm contatos nítidos.

Nos termos heterogranulares, o K-feldspato tem no máximo 20% em volume de pertitas finas, raramente na forma de tranças ou manchas. A macla

tartan é bem desenvolvida em alguns megacristais, mas está ausente na maior parte dos grãos. Inclusões de plagioclásio parcialmente reabsorvido, com auréola albítica, são comuns, às vezes acompanhadas de quartzo, biotita e zircão. O quartzo é anédrico ou facetado, e a maior parte dos grãos tem extinção fortemente ondulante e subgrãos prismáticos. Em raros cristais, observam-se subgrãos prismáticos e basais em padrão tabuleiro de xadrez fracamente desenvolvido. No plagioclásio (An_{28}), as maclas polissintéticas são frequentemente encurvadas. Alguns cristais são zonados, com bordas limpas e contatos embaiados. Textura mirmequítica é comum. A biotita forma lamelas individuais caracteristicamente euédricas, ou agregados de cor castanha-avermelhada; acompanhada de minerais opacos, alanita e zircão. É comum a ocorrência de uma segunda geração de biotita como pequenos

grãos anédricos bordejando os cristais maiores.

Nos termos porfíricos, a matriz é alotriomórfica fina, composta por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Os fenocristais de K-feldspato contêm cerca de 15% em volume de pertitas finas, em fios ou fitas, e são comumente bordejados por pequenos cristais de quartzo globular. Os fenocristais de quartzo são arredondados ou facetados, enquanto na matriz são anédricos; e em ambos os casos têm forte extinção ondulante. O padrão tabuleiro de xadrez, ainda que localizado, é mais desenvolvido nas rochas desta fácies. Alguns fenocristais de plagioclásio são zonados (An_{28} a An_{11}). A biotita é castanha-avermelhada, ocorrendo como lamelas euédricas a subédricas, geralmente na forma de agregados que contêm também minerais opacos, zircão, alanita zonada e titanita euédrica.

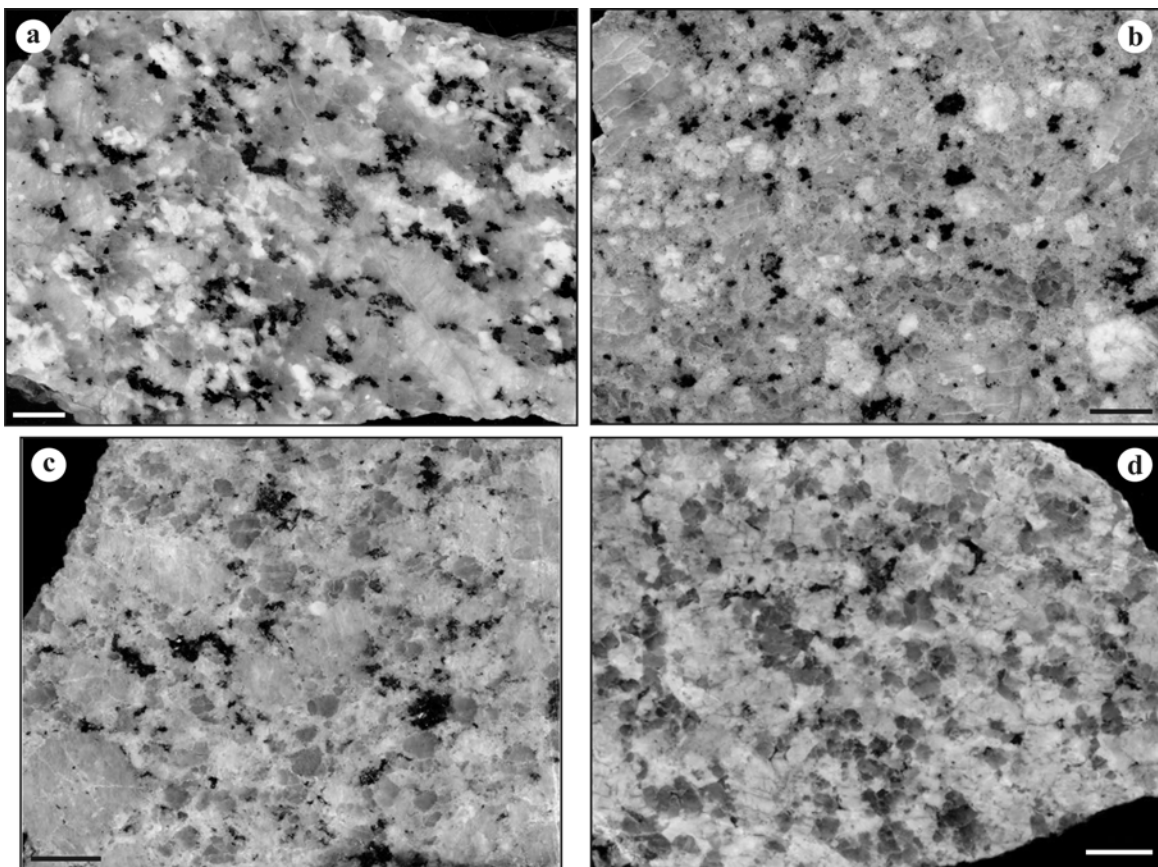


Figura 8 - Texturas típicas dos granitóides da Suíte Pedras Grandes em amostras serradas (barra de escala = 1cm): (a) Granito Vila da Penha, fácies heterogranular; (b) Granito Vila da Penha, fácies porfírica; (c) Granito Serra do Tabuleiro, fácies heterogranular; (d) Granito Serra do Tabuleiro, fácies equigranular.

Granito Serra do Tabuleiro

As litologias do Granito Serra do Tabuleiro têm em comum o baixo teor de minerais máficos, nunca superior a 6%, o caráter destacado e abundante do quartzo, arredondado ou facetado, por vezes opalescente, a ocorrência de hornblenda e o caráter tardio da biotita, que forma agregados intersticiais. São rochas de cor cinza clara a branca, composição predominante sienogranítica, raramente monzogranítica, e estrutura predominantemente maciça. De modo localizado, megacristais de K-feldspato macropertítico e agregados alongados de grãos equidimensionais de quartzo têm orientação preferencial, marcando uma foliação incipiente.

Seu contato intrusivo no Granito Vila da Penha foi observado em apenas um local, uma vez que esta é uma região de intensa cobertura vegetal e boa parte da zona de contato é recoberta pelas lavas riolíticas da Suíte Cambirela.

Três variedades texturais são mapeáveis nesta unidade, agrupadas em **fácies heterogranular**, **fácies equigranular** e **fácies porfirítica**. As rochas do primeiro grupo são amplamente dominantes e compõem o corpo granítico que sustenta a Serra do Tabuleiro, no extremo noroeste da área. Os granitóides desta fácies (Fig. 8c) têm granulação média a grossa, destacando-se megacristais de K-feldspato macropertítico, com frequência em acumulações decimétricas a métricas, onde são acompanhados por pequena quantidade de plagioclásio e quartzo. Na ocorrência principal, observam-se alguns fragmentos angulosos de dimensões decimétricas de monzogranito com fenocristais euédricos de biotita, correlacionados por UFRGS (1999) ao Granito Vila da Penha.

No interior do corpo principal, variações gradacionais ocorrem em curta distância, em dois sentidos: (i) para os termos da fácies equigranular, marcada pela homogeneização do tamanho de grão, aumento do teor de quartzo e diminuição do teor de minerais máficos e (ii) para os termos da fácies porfirítica, marcada pelo surgimento de matriz em teor variável, com fenocristais de quartzo e K-feldspato.

É possível que as rochas da fácies equigranular representem a borda lateral da intrusão, mas o seu contato é coberto pelos riolitos da Suíte Cambirela e por sedimentos cenozóicos. Os termos

desta fácies têm textura hipidiomórfica média a grossa (Fig. 8d), são mais ricos em quartzo e mais pobres em minerais máficos que os da fácies heterogranular. A presença de margem de resfriamento contra os ortognaisses do Complexo Águas Mornas e granitóides da Suíte Paulo Lopes é marcada por significativa diminuição do tamanho de grão próximo aos contatos.

A fácies porfirítica compreende rochas de matriz fina a muito fina, com fenocristais de quartzo e K-feldspato, que ocorrem em três contextos distintos: (i) como porções irregulares, de composição idêntica à dos termos heterogranulares encaixantes e contatos difusos com os mesmos, possivelmente representando porções de topo da intrusão ou fragmentos de margem resfriada parcialmente reabsorvidos; (ii) como injeções leucossienograníticas de espessura decimétrica e contatos difusos com os termos heterogranulares, com frequência mostrando relação de intrusão recíproca com os mesmos, que possivelmente representam líquidos finais, posicionados quando o magma principal ainda não estava completamente consolidado; e (iii) como pequenos *plugs*, intrusivos nas rochas das demais fácies, às vezes contendo fragmentos centimétricos das rochas encaixantes, de contatos difusos e formas sinuosas. No interior dos *plugs*, as rochas da fácies porfirítica mostram grande variação na proporção de fenocristais e matriz, bem como acentuada tendência do K-feldspato a mostrar formas ovóides.

Em todas as variedades texturais, sienogranitos são amplamente dominantes sobre monzogranitos. Zircão, apatita, fluorita e minerais opacos ocorrem em todas as variedades, enquanto alanita é muito rara, observada apenas em poucas amostras da fácies heterogranular, onde é parcialmente transformada em epidoto.

Nos termos heterogranulares, é característica a presença de duas gerações de K-feldspato, uma precoce, formada por grãos fortemente pertíticos, onde a fase sódica atinge até 40% em volume, na forma de tranças e fitas da ordem de 0,1mm de espessura, com manchas localizadas. A segunda geração, que forma grãos individuais ou zonas externas dos grãos pertíticos, é representada por grãos homogêneos. Nos termos equigranulares, os grãos homogêneos têm ocorrência restrita, e predominam pertitas finas, do tipo filme, com rara

ocorrência de padrões entrelaçados ou manchas, que não ultrapassam 20% em volume. Já nas rochas porfíricas, o K-feldspato ocorre em apenas uma geração de grãos com cerca de 20% em volume de pertitas do tipo fios e filmes. Macla *tartan* é geralmente pouco desenvolvida, distribuída de modo irregular, e mais abundante nas rochas porfíricas. Inclusões de quartzo e plagioclásio são comuns no K-feldspato de todas as variedades texturais, sendo mais abundantes nos núcleos de cristais zonados. Em todas as variedades do GST, é comum a ocorrência de fraturas sinmagmáticas no K-feldspato, cicatrizadas por quartzo tardio ou por material da matriz.

O plagioclásio (An_{26-28}) é euédrico a subédrico, às vezes formando inclusões com auréola albítica no interior do K-feldspato precoce. Nas rochas porfíricas, forma fenocristais de composição mais sódica (An_{10-12}), e em todas as variedades tem forte extinção ondulante e maclas encurvadas.

O quartzo forma grãos precoces, facetados, por vezes reabsorvidos, de contatos embaiados, ou grãos tardios, às vezes fazendo parte de intercrescimentos micrográficos. É também comum a ocorrência de quartzo precoce, facetado, incluso em quartzo tardio. Observam-se, em algumas seções, agregados de grãos facetados, muito fraturados, às vezes mostrando subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez bem desenvolvido, sobretudo nos termos heterogranulares. Nos termos porfíricos, o quartzo é com frequência recristalizado na matriz, enquanto os fenocristais têm abundantes subgrãos prismáticos.

Agregados cumuláticos de K-feldspato e plagioclásio, de contatos interpenetrados, são mais comuns nos termos de granulação mais grossa, enquanto agregados glomeroporfíricos de quartzo são típicos da fácies porfírica.

Hornblenda e biotita formam agregados relativamente tardios, intersticiais, onde a hornblenda é, em geral, instável, intercrescida com biotita, epidoto e titanita anédrica, secundária. Em raras amostras da fácies heterogranular, a hornblenda forma coroas de grãos euédricos ao redor de cristais precoces de quartzo, em textura ocelar. Nestas amostras, predominam ainda os agregados máficos intersticiais, neste caso contendo principalmente biotita castanha escura, que contém inclusões de quartzo, zircão, apatita, fluorita e minerais opacos.

Considerações petrogenéticas

A presença de margem resfriada contra as encaixantes, bem como as variações texturais em curta distância, observadas em ambas as subunidades da suíte, são sugestivos de intrusões pouco profundas. O desenvolvimento apenas localizado de foliação nestas rochas é compatível com seu posicionamento longe dos focos principais de deformação, e poderia resultar também de posicionamento pós-tectônico. Entretanto, as microestruturas descritas, sobretudo do quartzo, sugerem a presença de um fraco campo tensional durante o posicionamento.

Os granitóides da SPG são bastante similares entre si, tanto textural quanto composicionalmente, o que por si só justifica sua colocação na mesma suíte. Ambos os granitóides contêm quartzo facetado, precoce, característico de associações graníticas da série alcalina sódica, o que é coerente com as conclusões de Zanini *et al.* (1997), com base em dados geoquímicos. A relação de intrusão do Granito Serra do Tabuleiro no Granito Vila da Penha, ainda que observada em apenas um local, corrobora as feições texturais sugestivas de que o Granito Serra do Tabuleiro é mais marcadamente alcalino, tais como a abundância de macropertitas e o caráter tardio da biotita, sendo, portanto, a fase mais evoluída da Suíte.

Suíte Cambirela

Granito Ilha

Na área estudada, o Granito Ilha compreende monzo a sienogranitos de textura alotriomórfica equigranular média a grossa, com variável teor de minerais máficos, caracteristicamente na forma de agregados intersticiais (Fig. 9a). Biotita leucogranitos são amplamente dominantes, mas na estreita ocorrência do extremo nordeste da área (Fig. 3) observam-se termos ricos em máficos, denominados por UFRGS (1999) de fácies biotítica, de contato transicional com a fácies dominante.

Os leucogranitos têm coloração rosada a acinzentada e teores de quartzo muito elevados (cerca de 30%). De modo geral, são rochas

isótropas, embora localizadamente se observe foliação magmática incipiente, marcada pela orientação preferencial de agregados de biotita.

No costão a sul da Enseada da Pinheira (Fig. 3), o Granito Ilha mostra tamanho de grão mais fino e contém pequenos fenocristais esparsos de feldspatos, bem como agregados isolados de minerais máficos. Tal variação textural, aliada ao grande volume de veios aplo-pegmatíticos subverticais e subhorizontais aí encontrados, sugere ser esta uma região de topo da intrusão. Esta observação é ratificada pela presença de inúmeros

xenólitos arredondados do Granito Paulo Lopes, bem como de diversos fragmentos de contornos irregulares, parcialmente reabsorvidos, de leucogranitos porfiríticos de matriz fina, provavelmente fragmentos de sua margem resfriada. Nestes locais, a foliação é subhorizontal, marcada pela alternância de bandas de granulação fina com bandas onde a textura é mais grossa, e por injeções aplo-pegmatíticas concordantes. Nos fragmentos de margem resfriada observam-se pequenas trilhas de minerais máficos, sugestivas de processos de acumulação precoces.

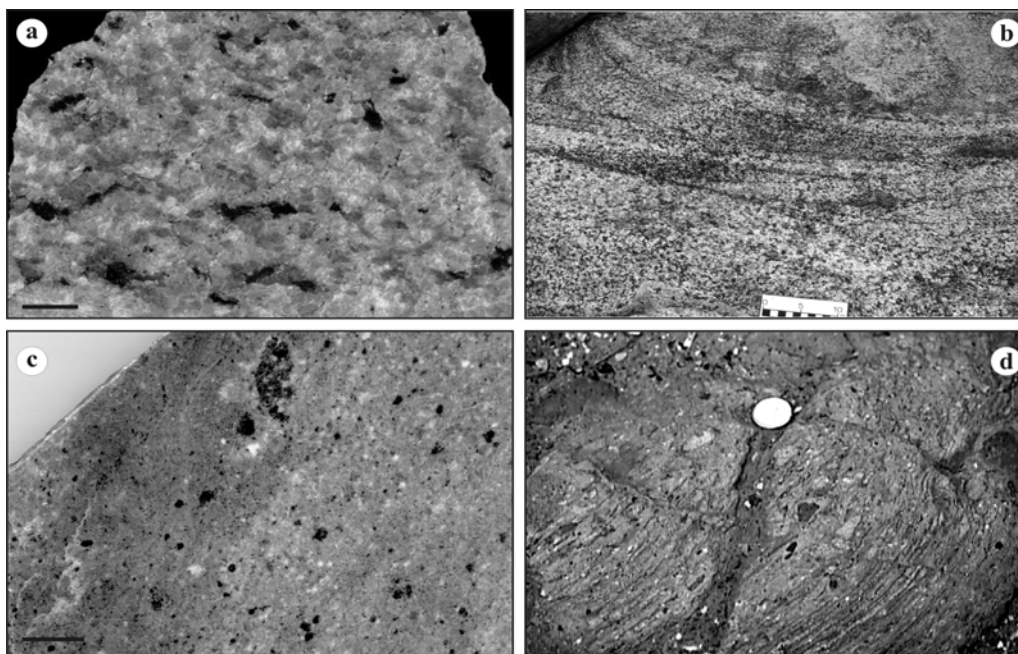


Figura 9 - Feições mesoscópicas e macroscópicas da Suíte Cambirela: (a) textura típica do Granito Ilha, fácies leucogranítica (barra de escala = 1cm); (b) estratificação cruzada de alto ângulo na estrutura de fluxo do Granito Ilha, fácies biotítica, dada pela alternância de estratos cumuláticos tabulares; (c) textura de fluxo em amostra serrada de lava do Riolo Cambirela (barra de escala = 1cm); (d) estratificação tabular em ignimbritos riolíticos, marcada pela concentração de cristaloclastos, variação de granulação e cristalinidade dos constituintes da matriz e por porções alongadas de matriz desvitrificada.

De modo localizado, observam-se nos leucogranitos enclaves microgranulares máficos esparsos de cerca de 15 cm de diâmetro maior, de contatos lobados ou crenulados com a encaixante, contendo fenocristais ovóides de K-feldspato e raros xenocristais de quartzo.

A fácies biotítica compreende hornblenda-biotita monzogranitos de textura hipidiomórfica heterogranular média a grossa, subordinadamente equigranular média, contendo concentrações de minerais máficos precoces, quartzo globular e K-

feldspato subédrico. Localizadamente, estas rochas apresentam estratificação modal em faixas contínuas, de aproximadamente 20 cm de espessura, dada pela intercalação de bandas ricas em biotita com bandas onde predominam quartzo e K-feldspato, às vezes mostrando estratificação cruzada de médio ângulo (Fig. 9b). Em raros locais, observa-se a fragmentação da estrutura cumulática pelo fluxo, com geração de *schlieren*, aos quais são incorporados também fragmentos de margem resfriada. Nestes locais, o granito torna-se pobre em

quartzo. Os processos cumuláticos evidentes nesta fácies podem ser responsáveis pela geração de grandes porções de magma pobre em máficos, como sugerem os raros *schlieren* observados nos leucogranitos.

Feições petrográficas distintivas dos leucogranitos incluem sua textura granular alotriomórfica média a grossa, caracterizada por cristais equidimensionais de K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Raros cristais de plagioclásio mostram faces retas, sendo os contatos de modo geral interpenetrados. Os minerais acessórios são zircão, apatita e minerais opacos. O quartzo é globular ou amebóide, de extinção fortemente ondulante e abundantes subgrãos prismáticos. O K-feldspato contém inclusões de quartzo globular e de plagioclásio. É relativamente homogêneo, mostrando no máximo 10% em volume de pertitas do tipo fios. Seus contatos com o plagioclásio são frequentemente reativos, ocasionalmente desenvolvendo-se coroas trocadas. Mirmequitos e intercrescimentos micrográficos são comuns. A biotita é castanha avermelhada e forma agregados intersticiais. Em raras amostras, é acompanhada de pequena quantidade de muscovita. O plagioclásio (An₄₋₁₂) tem extinção ondulante e estrutura *kink* das maclas geralmente bem desenvolvida.

Nos termos ricos em máficos, texturas cumuláticas de feldspatos e hornblenda são comuns, dadas por contatos de equilíbrio, a 120°, de grãos equidimensionais.

Riolito Cambirela

Na área estudada, o Riolito Cambirela constitui uma sucessão de rochas efusivas de composição riolítica e, subordinadamente riodacítica. De modo localizado, ocorrem depósitos piroclásticos de fluxo, representados por ignimbritos. Os vulcanitos têm coloração acinzentada, raramente cinza escura ou preta. A textura é porfírica, com cerca de 30% de fenocristais, em média, de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, localizadamente em agregados glomeroporfíricos. A matriz é composta por material quartzo-feldspático fanerítico fino a afanítico, contendo biotita em lamelas disseminadas e, por vezes, enclaves máficos de granulação fina a

média com diâmetro de até 0,5 cm, compostos principalmente por biotita. Os enclaves têm formas arredondadas ou angulosas, e seus contatos com a matriz são difusos ou nítidos; neste caso, é comum a ocorrência de margens félsicas ao redor dos mesmos, sugerindo bordas de reação com a matriz.

São observados, nestas rochas, xenólitos arredondados, de tamanho decimétrico, dos granitos Paulo Lopes, Serra do Tabuleiro e Ilha, além de xenólitos angulosos de microgranito.

Os riolitos são geralmente maciços, mas localizadamente se observam dois tipos de bandamento primário. O primeiro tipo é representado pela variação granulométrica da matriz em finas bandas cuja coloração clara e escura é realçada pela alteração intempérica (Fig. 9c); este bandamento provavelmente reflete uma relação inversa entre velocidade do fluxo e taxa de crescimento dos cristais. O segundo tipo é dado por diferenças na proporção fenocristais:matriz, o que pode ser atribuído à tendência dos fenocristais a se concentrar em zonas de mais baixa velocidade de fluxo, de modo similar ao observado nas bordas de corpos filonianos, conforme discutido por Barrière (1976). A formação de dobras isoclinais ou assimétricas abertas, fechadas e apertadas sobre o bandamento granulométrico, observadas de forma localizada, reflete heterogeneidades na intensidade e direção do fluxo ou do comportamento reológico da lava. Entretanto, o caráter pontual destas ocorrências, aliado à baixa qualidade das exposições, não permite a reconstituição da geometria original dos derrames.

Os ignimbritos têm coloração acinzentada e textura porfírica. Os pórfiros, em média 35%, são cristaloclastos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, angulosos e fraturados, imersos em matriz quartzo-feldspática fina a afanítica. São observadas estratificações tabulares incipientes a bem desenvolvidas, de médio ângulo e com direções variáveis ao longo de um mesmo afloramento, marcadas pela concentração dos cristaloclastos de quartzo e feldspato, variação de granulação e cristalinidade dos constituintes da matriz, e por porções alongadas de matriz devitrificada (Fig. 9d). Em certos locais, são observados enclaves máficos de dimensões centimétricas, alinhados no bandamento de fluxo destas rochas. A estrutura bandada contorna enclaves máficos maiores,

centimétricos a decimétricos, de formas angulosas e arredondadas, e que são envoltos por uma margem félsica no contato com a matriz.

Nas lavas riolíticas, os fenocristais são principalmente de quartzo e K-feldspato, raramente de plagioclásio. Os minerais acessórios são zircão, titanita e alanita. Intercrescimentos micrográficos de quartzo e K-feldspato são às vezes observados nos fenocristais de K-feldspato e na matriz, sugerindo alta pressão de fluidos durante a cristalização. Bordas corroídas são comuns nos fenocristais de K-feldspato e quartzo, sugerindo relativa instabilidade no momento da cristalização, que conduziu à dissolução dos mesmos através de reação descontínua. Os fenocristais de quartzo são hexagonais a globulares, de limites retos a embaiados; extinção ondulante é freqüente, bem como subgrãos basais ou prismáticos. Os de K-feldspato são subédricos a euédricos, em geral não-maclados e com extinção ondulante; contatos embaiados são comuns. Pertitas são principalmente irregulares, do tipo manchas, subordinadamente fios ou tranças, perfazendo cerca de 15% em volume. Contêm inclusões de biotita, plagioclásio e material da matriz. Fenocristais de plagioclásio (An₁₅₋₂₀) são muito raros, de contatos retos ou embaiados, contendo inclusões de quartzo microgranular. A biotita é castanha ou verde escura e ocorre de modo intersticial ou em agregados corroídos, raramente formando fenocristais. A matriz é quartzo-feldspática, muito fina, ocorrendo às vezes porções irregulares de granulação mais grossa, sugestivas de estruturas de fluxo ou microfissuras onde se alojaram voláteis.

Os ignimbritos são compostas por cerca de 35% de cristaloclastos angulosos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz quartzo-feldspática fina a afanítica. Os grãos de quartzo, de contatos nítidos com a matriz, são angulosos, localizadamente arredondados, e perfazem 10 a 15 % do volume modal. Os cristaloclastos de K-feldspato representam 5 a 7 % do volume modal, são subédricos a anédricos e geralmente angulosos, muito fraturados. A extinção é ondulante e as pertitas irregulares, do tipo manchas. O cristaloclastos de plagioclásio são subédricos a anédricos, com tamanho entre 0,4 e 1,8 mm, comumente têm macla polissintética e intensa alteração para mica branca. Ocorrem também alguns grãos límpidos, fraturados

e com extinção ondulante. A matriz é cinerítica, composta por material quartzo-feldspático muito fino em proporção de 65 a 75 %. Nesta, observam-se bandas de granulação mais grossa, de mesma composição. Estes grãos se alojam, por vezes, em bolsões estratificados, envolvendo cristais imbricados, que deformam mais os estratos inferiores, caracterizando os depósitos piroclásticos de queda. Esporadicamente, observam-se lamelas muito finas de biotita esverdeada, bem como apatita com forma acicular e hábito fibrorradiado.

Riolito Cambirela

Na área estudada, o Riolito Cambirela constitui uma sucessão de rochas efusivas de composição riolítica e, subordinadamente riodacítica. De modo localizado, ocorrem depósitos piroclásticos de fluxo, representados por ignimbritos. Os vulcanitos têm coloração acinzentada, raramente cinza escura ou preta. A textura é porfirítica, com cerca de 30% de fenocristais, em média, de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, localizadamente em agregados glomeroporfiríticos. A matriz é composta por material quartzo-feldspático fanerítico fino a afanítico, contendo biotita em lamelas disseminadas e, por vezes, enclaves máficos de granulação fina a média com diâmetro de até 0,5 cm, compostos principalmente por biotita. Os enclaves têm formas arredondadas ou angulosas, e seus contatos com a matriz são difusos ou nítidos; neste caso, é comum a ocorrência de margens félsicas ao redor dos mesmos, sugerindo bordas de reação com a matriz.

São observados, nestas rochas, xenólitos arredondados, de tamanho decimétrico, dos granitos Paulo Lopes, Serra do Tabuleiro e Ilha, além de xenólitos angulosos de microgranito.

Os riolitos são geralmente maciços, mas localizadamente se observam dois tipos de bandamento primário. O primeiro tipo é representado pela variação granulométrica da matriz em finas bandas cuja coloração clara e escura é realçada pela alteração intempérica (Fig. 9c); este bandamento provavelmente reflete uma relação inversa entre velocidade do fluxo e taxa de crescimento dos cristais. O segundo tipo é dado por diferenças na proporção fenocristais:matriz, o que pode ser atribuído à tendência dos fenocristais a se

concentrar em zonas de mais baixa velocidade de fluxo, de modo similar ao observado nas bordas de corpos filonianos, conforme discutido por Barrière (1976). A formação de dobras isoclinais ou assimétricas abertas, fechadas e apertadas sobre o bandamento granulométrico, observadas de forma localizada, reflete heterogeneidades na intensidade e direção do fluxo ou do comportamento reológico da lava. Entretanto, o caráter pontual destas ocorrências, aliado à baixa qualidade das exposições, não permite a reconstituição da geometria original dos derrames.

Os ignimbritos têm coloração acinzentada e textura porfírica. Os pórfiros, em média 35%, são cristaloclastos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, angulosos e fraturados, imersos em matriz quartzo-feldspática fina a afanítica. São observadas estratificações tabulares incipientes a bem desenvolvidas, de médio ângulo e com direções variáveis ao longo de um mesmo afloramento, marcadas pela concentração dos cristaloclastos de quartzo e feldspato, variação de granulação e cristalinidade dos constituintes da matriz, e por porções alongadas de matriz devitrificada (Fig. 9d). Em certos locais, são observados enclaves máficos de dimensões centimétricas, alinhados no bandamento de fluxo destas rochas. A estrutura bandada contorna enclaves máficos maiores, centimétricos a decimétricos, de formas angulosas e arredondadas, e que são envoltos por uma margem félsica no contato com a matriz.

Nas lavas riolíticas, os fenocristais são principalmente de quartzo e K-feldspato, raramente de plagioclásio. Os minerais acessórios são zircão, titanita e alanita. Intercrescimentos micrográficos de quartzo e K-feldspato são às vezes observados nos fenocristais de K-feldspato e na matriz, sugerindo alta pressão de fluidos durante a cristalização. Bordas corroídas são comuns nos fenocristais de K-feldspato e quartzo, sugerindo relativa instabilidade no momento da cristalização, que conduziu à dissolução dos mesmos através de reação descontínua. Os fenocristais de quartzo são hexagonais a globulares, de limites retos a embaiados; extinção ondulante é freqüente, bem como subgrãos basais ou prismáticos. Os de K-feldspato são subédricos a euédricos, em geral não-maclados e com extinção ondulante; contatos embaiados são comuns. Pertitas são principalmente

irregulares, do tipo manchas, subordinadamente fios ou tranças, perfazendo cerca de 15% em volume. Contêm inclusões de biotita, plagioclásio e material da matriz. Fenocristais de plagioclásio (An_{15-20}) são muito raros, de contatos retos ou embaiados, contendo inclusões de quartzo microgranular. A biotita é castanha ou verde escura e ocorre de modo intersticial ou em agregados corroídos, raramente formando fenocristais. A matriz é quartzo-feldspática, muito fina, ocorrendo às vezes porções irregulares de granulação mais grossa, sugestivas de estruturas de fluxo ou microfissuras onde se alojaram voláteis.

Os ignimbritos são compostas por cerca de 35% de cristaloclastos angulosos de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz quartzo-feldspática fina a afanítica. Os grãos de quartzo, de contatos nítidos com a matriz, são angulosos, localizadamente arredondados, e perfazem 10 a 15 % do volume modal. Os cristaloclastos de K-feldspato representam 5 a 7 % do volume modal, são subédricos a anédricos e geralmente angulosos, muito fraturados. A extinção é ondulante e as pertitas irregulares, do tipo manchas. O cristaloclastos de plagioclásio são subédricos a anédricos, com tamanho entre 0,4 e 1,8 mm, comumente têm macla polissintética e intensa alteração para mica branca. Ocorrem também alguns grãos límpidos, fraturados e com extinção ondulante. A matriz é cinerítica, composta por material quartzo-feldspático muito fino em proporção de 65 a 75 %. Nesta, observam-se bandas de granulação mais grossa, de mesma composição. Estes grãos se alojam, por vezes, em bolsões estratificados, envolvendo cristais imbricados, que deformam mais os estratos inferiores, caracterizando os depósitos piroclásticos de queda. Esporadicamente, observam-se lamelas muito finas de biotita esverdeada, bem como apatita com forma acicular e hábito fibrorradiado.

Granito Itacorumbi

O Granito Itacorumbi (GI_t) compreende hornblenda-biotita monzogranitos de textura porfírica dada por fenocristais de K-feldspato e plagioclásio, subordinadamente de quartzo euédrico, em matriz fina, onde os minerais máficos formam pequenas concentrações (Fig. 10a). A elevada

proporção de matriz (>60%) confere à rocha uma coloração cinza média a escura. Variações composicionais de ocorrência restrita são representadas por biotita sienogranitos; bem como termos de matriz média e termos pobres em quartzo.

Enclaves microgranulares máficos, típicos de mistura heterogênea de magmas, são abundantes,

com tamanho centimétrico a decimétrico, formas arredondas ou irregulares, e contatos lobados (Fig. 10b), com freqüência contendo xenocristais de feldspato. Alguns enclaves de contatos nítido mostram bordas de reação com a matriz. Enclaves máficos de granulação média, formas angulosas, alongadas ou sinuosas são esporádicos.

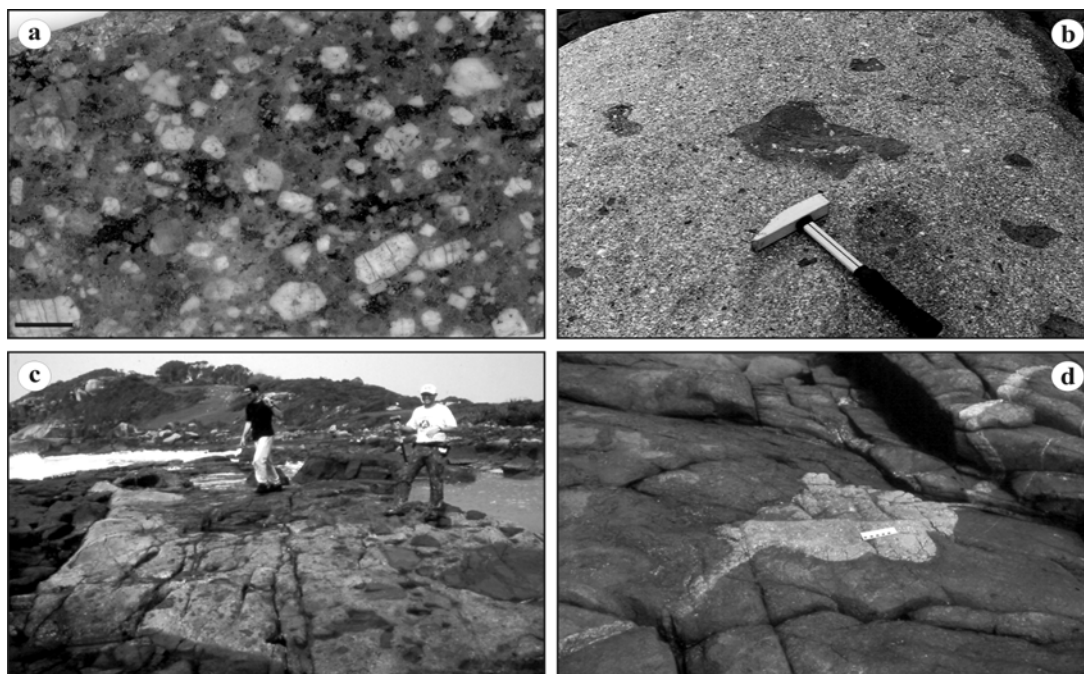


Figura 10 - Feições mesoscópicas e macroscópicas da Suíte Cambirela: (a) textura típica do Granito Itacorumbi (barra de escala = 1cm); (b) enclaves microgranulares e aspecto textural do Granito Itacorumbi; (c) aspecto geral dos diques compostos da Enseada da Pinheira; (d) injeção riolítica cortando a porção básica de dique composto.

De modo localizado, observa-se no Granito Itacorumbi a formação de brechas de intrusão típicas de topo de corpos subvulcânicas, provavelmente resultante de acúmulo de voláteis. Os fragmentos têm diâmetros de até 40 cm e são representados por: (i) autólitos do GI; (ii) xenólitos arredondados ou sinuosos do Riolito Cambirela, com estrutura de fluxo; (iii) xenólitos angulosos de rochas básicas de granulação média ou afanítica; (iv) xenólitos de rocha leucocrática equigranular fina, contendo acumulações máficas nos contatos com a matriz, correlacionados à margem resfriada do Granito Ilha. Nestes locais, o granito encaixante contém também grande quantidade de enclaves microgranulares máficos, e sua matriz tem granulação média.

Intrusões tabulares do Granito Itacorumbi cortam os termos biotíticos do Granito Ilha, por

vezes contendo também fragmentos parcialmente reabsorvidos de sua margem fêlsica e de seus termos cumuláticos. Já com o Riolito Cambirela, os contatos do Granito Itacorumbi são ora difusos e gradacionais, ora intrusivos, ainda que com pequeno intervalo de temperatura, o que é evidenciado pela presença de fragmentos irregulares, de contatos sinuosos do RC na rocha plutônica. Relações similares entre o Granito Itacorumbi e o Riolito Cambirela são descritas por Zanini *et al.* (1997) na Ilha de Florianópolis.

A presença de hornblenda precoce é uma das feições petrográficas distintas do Granito Itacorumbi na área de estudo. Cristais euédricos estão comumente em desequilíbrio, parcialmente substituídos por agregados de biotita castanha ou verde garrafa e epidoto, às vezes acompanhados por

titanita anédrica e minerais opacos.

Os fenocristais de K-feldspato são com frequência ovóides, às vezes manteados por plagioclásio. Contêm no máximo 10% em volume de pertitas do tipo fios, que raramente evoluem para fitas ou pequenas manchas. O plagioclásio é em geral fortemente zonado e, muitas vezes, apresenta morfologia dendrítica ou celular, com manto de plagioclásio não-celular. Tanto os fenocristais de feldspatos como os de quartzo têm feições de corrosão pela matriz, formando cristais embaiados. É também comum a ocorrência de agregados glomeroporfíricos de cristais de plagioclásio e K-feldspato muito interpenetrados, por vezes com formação de coroas trocadas, e abundantes fraturas sinmagmáticas preenchidas pelo material fino da matriz. Ocelos de quartzo e de plagioclásio são manteados por pequenos cristais euédrico de hornblenda. Zircão é o único acessório observado.

Em algumas seções, são observados também fragmentos incorporados de uma rocha máfica com forma subarredondada a subangulosa e textura equigranular muito fina, composta por plagioclásio, quartzo e piroxênio.

Rochas Hipabissais

Os corpos hipabissais da Suíte Cambirela compreendem diques ácidos, básicos e compostos. Frequentes relações indicativas de contemporaneidade são observadas entre as rochas hipabissais e os componentes plutônicos da Suíte.

Os diques ácidos, constituídos por riolitos e dacitos, têm entre 2 e 15 m de espessura, orientações variadas e podem ocorrer em enxames. São frequentes na Serra do Tabuleiro, intrusivos no granito homônimo. Os diques básicos têm entre 1,5 e 60 m de espessura e são constituídos principalmente por diabásios de textura fanerítica fina a afanítica, com orientação preferencial N-S e NE-SW.

Os diques compostos são corpos hipabissais definidos pela ocorrência de termos máficos e félsicos na mesma intrusão, onde os termos máficos constituem glóbulos ou fragmentos irregulares no interior dos termos félsicos, ou faixas irregulares que margeiam o centro félsico. São observados apenas no Granito Ilha, concentrando-se na Enseada da

Pinheira (Fig. 3), onde têm orientação N-S e NNE-SSW e espessuras entre 15 e 100 m. As bordas das intrusões compostas são formadas por diabásio de granulação média, às vezes desenvolvendo margem resfriada descontínua, de espessura centimétrica a decimétrica, contra a encaixante. O centro das intrusões é composto por riolitos ou dacitos. Contém enxames de enclaves máficos de granulação fina a média, de formas arredondadas ou angulosas e tamanho centimétrico a métrico (Fig. 10c). O contato com as bordas básicas é lobado ou crenulado, nítido ou difuso. De modo localizado, a porção ácida corta transversalmente a rocha básica, atestando a contemporaneidade entre os líquidos (Fig. 10d).

A presença de margens resfriadas das rochas hipabissais máficas contra o Granito Ilha é sugestiva de que são mais jovens. Entretanto, o mesmo corpo é intrudido por apófises do granito encaixante, indicando que o mesmo, apesar da diferença de temperatura, ainda não estava totalmente cristalizado por ocasião da entrada do magma básico. A variação da morfologia e textura dos enclaves máficos no centro das diferentes intrusões compostas, sobretudo a presença de fragmentos angulosos de textura equigranular média, é também sugestiva da presença de pulsos básicos recorrentes, e o estudo detalhado dessas estruturas, acompanhado de dados geoquímicos, é necessário para investigar a evolução deste magmatismo.

Muitas das intrusões compostas na área estudada são cortadas discordantemente por diques básicos de textura muito fina a afanítica, provavelmente correlacionáveis ao magmatismo cretáceo Serra Geral.

Considerações petrogenéticas

A Suíte Cambirela é interpretada como um conjunto de pulsos de magmas ácidos e básicos posicionados em condições rasas, como indicado pelas relações descritas entre o Granito Itacorumbi e o Riolito Cambirela. A recorrência do magmatismo básico é indicada pelas relações de contemporaneidade entre os termos máficos e os demais componentes da suíte, tais como enxames de enclaves microgranulares, mais abundantes no Granito Itacorumbi, mas também encontrados no

Granito Ilha, e diques compostos intrusivos no Granito Ilha e cortados por apófises do mesmo. No centro félsico de algumas intrusões compostas, a presença de fragmentos angulosos de rocha básica de granulação mais grossa que a de suas bordas máficas sugere também mais de um pulso básico.

Os dados químicos apresentados por Zanini *et al.* (1997) para o Granito Ilha e demais termos ácidos da Suíte Cambirela indicam sua afinidade alcalina, com predominância de termos metaluminosos sobre peralcalinos.

A contemporaneidade do Granito Ilha com as rochas hipabissais da Suíte Cambirela é o principal argumento para associá-lo a esta suíte, em detrimento de sua correlação com a Suíte Pedras Grandes, proposta por Zanini *et al.* (1997). A similaridade dos elementos maiores e traços do Granito Ilha com os dos termos ácidos da Suíte Cambirela, apontada por Zanini *et al.* (1997), reforça o posicionamento estratigráfico adotado neste trabalho. As determinações geocronológicas disponíveis (quadro 1), apesar de imprecisas, não favorecem sua correlação com a Suíte Zimbros ou com os riolitos da Formação Campo Alegre.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As associações plutônicas e plutono-vulcânicas do Batólito Florianópolis na região de Garopaba-Paulo Lopes, SC, atestam um prolongado período de geração de magmas no final do Neoproterozóico, na presença de um campo tensional moderado a fraco e, possivelmente, já extinto por ocasião do posicionamento da Suíte Cambirela. A idade dessas associações indica que são contemporâneas ao magmatismo pós-colisional sintectônico ao Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro, descrito também nos batólitos Pelotas e Aiguá, que correspondem aos segmentos meridionais do mesmo cinturão granítico. A preservação de estruturas magmáticas como estratificação modal, relativamente incomuns em magmas graníticos, pode ser também atribuída ao posicionamento destes magmas longe dos sítios principais de deformação.

As relações estratigráficas discutidas neste trabalho permitem correlacionar a Suíte Paulo Lopes com o magmatismo pós-colisional precoce do

Cinturão Dom Feliciano, de afinidade calcialcalina ou toleítica alto-K, conforme discutido por Nardi *et al.* (2002) e Florisbal *et al.* (2005a, b). Os granitóides da Suíte Pedras Grandes (SPG) têm características petrográficas compatíveis com termos metaluminosos da série alcalina sódica, o que é corroborado pelos dados geoquímicos discutidos por Zanini *et al.* (1997) para o Granito Serra do Tabuleiro. A idade desta intrusão reforça a correlação da SPG com os termos da Suíte Intrusiva Zimbros, de mesma afinidade, posicionados tanto no foco da deformação do CCSb como na sua periferia.

O magmatismo da Suíte Cambirela, incluindo o Granito Ilha, tem afinidade alcalina, segundo os dados discutidos por Zanini *et al.* (1997) e Bongioiolo *et al.* (1999). As idades dos termos vulcânicos e plutônicos desta suíte, ainda que pouco precisas, uma vez tomadas em conjunto com as relações estratigráficas aqui descritas, corroboram a interpretação de que esta unidade representa as manifestações finais do magmatismo máfico e félsico do Batólito Florianópolis na região estudada.

A interação entre magmas máficos e félsicos é constatada em todas as associações magmáticas mapeadas, sendo mais significativa na Suíte Paulos Lopes e na Suíte Cambirela. Tais feições atestam a participação continuada do manto na geração dos granitóides do referido batólito.

Agradecimentos - Este trabalho foi financiado em parte pelo Instituto de Geociências da UFRGS e em parte pelo Projeto Núcleos de Excelência do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica da UFRGS.

REFERÊNCIAS

- Barrière, M. 1976. Flowage differentiation: limitation of the "Bagnold Effect" to the narrow intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **55**:139-145.
- Basei, M.A.S. 1985. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. São Paulo. 195 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J.,

- Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). **Tectonic Evolution of South America**. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.311-334.
- Basei, M.A.S. & Teixeira, W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. *In*: Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (eds.). Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E = 1:500.000. Florianópolis, DNPM/CODISC. p. 91-130. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de SC, 1).
- Bitencourt, M.F.; Hackspacher, P.C. & Nardi, L.V.S. 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2, 1989, Fortaleza. **Atas...** Fortaleza, SBG, p.214-216.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasileiro Magmatism in Southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 65 (Supl. 1):3-16.
- 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.; Nardi, L.V.S.; Philipp, R.P. & Garavaglia, L. 2004. Litoestratigrafia das Rochas Plutônicas: discussão de conceitos, critérios e terminologia. *In*: REUNIÃO ABERTA DA COMISSÃO BRASILEIRA DE ESTRATIGRAFIA, 2004, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre, SBG, p.56-61.
- Blumenfeld, P.; Mainprice, D. & Bouchez, J.L. 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. **Tectonophysics**, 127:97-115.
- Bongiolo, E.; Moraes, A.V.P.; Oliveira, R.P. & Souza, F.A. 1999. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC - Geologia da Faixa I**. Porto Alegre. 142p. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. Excursion Guidebook. **Acta Geologica Leopoldensia**, 42:5-117.
- Chemale Jr. F.; Mallmann, G.; Bitencourt, M.F. & Kawashita, K. 2003. Isotope Geology of Syntectonic Magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: implications for the timing of deformation events. *In*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador, CBPM, v.2, p.516-519.
- Cordani, U.G.; Basei, M.A.S.; Siga Jr., O. & Nutman, A. 1999. Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR). Resumos. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 71, p. 835.
- Floribal, L.; Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2005a. Geoquímica das rochas máficas toleíticas da Suíte pós-colisional Paulo Lopes, Neoproterozóico do sul do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 32 (2):69-79
- Floribal, L.; Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2005b. Magmatismo pós-colisional precoce de idade neoproterozóica e afinidade toleítica alto-K no sul do Brasil: a Suíte Paulo Lopes. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10 / SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2, 2005, Porto de Galinhas. **Anais...** Porto de Galinhas, SBGq, 4p. CD-Rom.
- Fragoso Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E. & Faccini, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia, SBG, v.3, p. 1322-1343.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) of IUGS (Amos Salvador ed.) 1994. **International Stratigraphic Guide B - a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure**. New York, John Wiley & Sons, 214p.
- Irvine, T.N. 1987. Glossary of terms for layered intrusions. *In*: Parsons, I. (ed) 1987. **Origin of Igneous Layering**. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, p.641-647.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. **Journal of Metamorphic Geology**, 14:581-589.
- Mainprice, D.; Bouchez, J.L.; Blumenfeld, P. & Tubia, J.M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. **Geology**, 14:819-822.
- Nardi, L.V.S.; Bitencourt, M.F. & Bettiollo, L. 2002. Coeval tholeiitic gabbros and biotite granitoids in the post-collisional, Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt, Garopaba, Santa Catarina. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa, SBG, p.457.
- Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K.; Frei, R. & Layer, P. 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan-African, Uruguay). **Lithos**, 98: 141-159.
- Peternell, M.; Schlossnikel, A.; Bitencourt, M.F. & Kruhl, J.H. 2002. The Rio Pequeno granitoid (Dom Feliciano

- Belt, SE-Brazil) - an example of syntectonic magmatism under low differential stress. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa, 2002. *Anais...* João Pessoa, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo NE, p.464.
- Peternell, M. Bitencourt, M.F. & Kruhl, J.H. Macro- and Microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and their host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** (submetido).
- Philipp, R.P., Malmann, G., Bitencourt, M.F.; Souza, E.R.; Silva, M.M.A.; Liz, J.D.; Wild, F.; Arendt, S.; Oliveira, A.S.; Duarte, L.C.; Rivera, C.B.; Prado, M. 2004. A Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, SC: caracterização litológica e evolução metamórfica. **Revista Brasileira de Geociências**, 34:21-34.
- Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F. 2003. Estratigrafia das Rochas Plutônicas: revisão e comentários. *In: ENCONTRO SOBRE ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS*, 1, 2003, Porto Alegre. *Anais...* p.95-98.
- Scheibe, L.F. & Teixeira, V.H. 1970. **Mapa Topogeológico da Ilha de Santa Catarina**. Porto Alegre, DNPM. (Sem texto explicativo).
- Silva, L.C. 1987. Geologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. *In: Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (eds.) Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E = 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CODISC. p. 11-90. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina n. 1).
- Silva, L.C. 1999. **Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-africano**. Porto Alegre. 243p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandola, J., Rmagrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. **Revista Brasileira de Geociências**, 32(4):529-544.
- Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. (eds.) 1987. **Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina**. DNPM/CODISC, Florianópolis. 1 mapa color. Escala 1:500 000 (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, n. 1).
- Silva, L.C.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J. & Fletcher, I.R. 2000. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. **American Mineralogist**, 85:649-667.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 2003. Contrasting zircon growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 4, 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador, CBPM, v.2, p.687-690.
- 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**, 82:503-525.
- Teixeira, C.A.S. 1969. Relatório Preliminar da Geologia das Quadrículas de Braço do Norte e Morro da Fumaça, 1:50.000. Porto Alegre, DNPM. 37p (Relatório Interno).
- Trainini, D.R.; Dias, A.A.; Krebs, A.S.J.; Souza, E.C.; Capeletti, I.; Toniolo, J.A.; Silva, L.C. & Silva, M.A.S. 1978. Projeto Vidal Ramos-Biguaçu. Porto Alegre, 303 p. Convênio DNPM/CPRM. (Relatório Interno)
- UFRGS 1999. **Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC**. Porto Alegre. 1 mapa color., 7 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Waichel, B.L. 1998. **Caracterização Geoquímica das Rochas Vulcânicas da Bacia de Campo Alegre, SC**. Porto Alegre, 114p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- White, A.J.R.; Allen, C.M.; Beams, D.; Carr, P.F.; Champion, D.C.; Chappell, B.W.; Wyborn, D. & Wyborn, L.A.I. 2001. Granite Suites and Supersuites of Eastern Australia. **Australian Journal of Earth Sciences**, 48:515-530.
- Zanini, L.F.P.; Branco, P.M.; Camozzato, E. & Ramgrab, G.E. (orgs.) 1997. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Florianópolis (Folha SH.22-Z-D-V) e Lagoa (Folha SH.22-Z-D-VI)**. CPRM, Brasília, 252p., mapas. Escala 1:100.000.

Editor responsável pelo artigo: Lauro V. S. Nardi