**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Angela Pacheco Lopes

Geologia do Complexo Camboriú - Santa Catarina

**São Paulo
2008**

Angela Pacheco Lopes

Geologia do Complexo Camboriú - Santa Catarina

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientação: Miguel Angelo Stipp Basei

**São Paulo
2008**

[Termo de aprovação]

Para Gabriela, cuja vida e este projeto começaram juntos.

AGRADECIMENTOS

Neste mundo acelerado é difícil encontrar pessoas disponíveis; todos com mil coisas na cabeça e uma agenda repleta de afazeres. Mas ainda há professores que priorizam o ensino e, em meio ao tumulto da própria rotina, acham um tempinho para transmitir seus conhecimentos, mesmo quando não se trata de aula obrigatória. A estes, meus sinceros agradecimentos.

Agradeço à FAPESP (processo 03/04589-7) pela reserva técnica que sustentou os trabalhos de campo e parte das análises laboratoriais e pela bolsa de Doutorado que deu suporte aos três primeiros anos do Projeto.

Admiro o orientador deste trabalho, Miguel Ângelo Stipp Basei, por conseguir administrar tantas funções e projetos tratando a todos humanamente. Sinto um pesar, porque gostaria de ter tido mais oportunidades de discutirmos o trabalho e outros assuntos diversos da geologia. Porém, a fila de espera diante de sua sala é sempre grande. Agradeço inclusive pelos finais de semana em que deixou de descansar para ir ao campo ou rever textos e gráficos do projeto.

Gostaria de agradecer a Ian McReath por ter-se sentado comigo em diversas ocasiões para discutir o projeto e participar dos trabalhos de campo, além de levar dados para analisar em casa. Foi meu co-orientador, apesar da Universidade não permitir tal atribuição neste caso.

Agradeço a todo pessoal do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, principalmente à Ivone, que teve paciência para ensinar sobre gráficos Isoplot e outros cálculos via *e-mail*. Muito obrigada à Isabel, com quem tive oportunidade de acompanhar análises isotópicas de Pb, e a Kaú, que auxiliou com as planilhas isotópicas.

À Angélica, funcionária o Laboratório de Petrografia, agradeço pelo carinho, atenção e companhia nas intermináveis horas que passei descrevendo lâminas.

Aos amigos Leonardo Fadel Cury, Maurício Mella Barra e a todos que de alguma forma colaboraram para evolução do tema ou me apoiaram nas horas de desânimo, muito obrigada.

Da Universidade de São Paulo, agradeço também aos professores Valdecir de Assis Janasi e Renato Moraes pelas orientações durante a Qualificação e também por algumas sugestões extraclasse.

Da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, meus sinceros agradecimentos à Maria de Fátima Bitencourt, que mesmo possuindo interesse na mesma área, auxiliou com diversas referências e dicas, contribuindo para a evolução do trabalho. Agradeço ainda ao Léo Hartmann, meu orientador de Mestrado, pelos ensinamentos geoquímicos que puderam ser aplicados no trabalho sobre o Complexo Camboriú.

Na Universidade Federal do Paraná, pude sempre contar com o apoio de Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos e José Manoel dos Reis Neto, tanto para troca de idéias como para

utilização dos recursos que aquela Universidade disponibiliza. Muitas coisas que aprendi no PET (Programa Especial de Treinamento) com Eleonora foram úteis no decorrer da vida acadêmica.

Não tenho nem palavras para agradecer ao meu marido, Rogério Pajewski, que sempre me ajudou e incentivou nas horas difíceis, além de contribuir em campo e em discussões sobre o tema (sem contar o suporte financeiro, quando a bolsa FAPESP terminou). A ele também devo minha obra prima, a nossa filha Gabriela Pajewski. Não vejo possibilidade de viver sem eles... Os amores da minha vida...

Aos meus pais, sou eternamente grata pelo amor e compreensão nesta jornada, por vezes inexplicável, que é a vida. Sem o apoio deles, não teria condições de enfrentar mais este desafio, que foi conciliar a maternidade inexperiente com o doutoramento. Agradeço principalmente à minha mãe, uma mulher incrível, que eu amo e admiro.

RESUMO

LOPES, A. P. *Geologia do Complexo Camboriú - Santa Catarina*. 2008. 118 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

A origem anatética dos migmatitos do Complexo Camboriú é evidenciada pelas macroestruturas e suportada pelos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos. A fusão parcial em regime compressivo é sugerida pela grande quantidade de leucossoma em regiões de baixa pressão como *interboudins* e superfície de dilatação. A intensificação do processo anatético pode ser devida ao aumento do gradiente geotérmico provocado pela intrusão dos muitos corpos graníticos neoproterozóicos presentes. A complexidade do sistema geoquímico e isotópico analisado em detalhe aponta possíveis equívocos em trabalhos regionais. Apesar dos dados isotópicos nos migmatitos anatéticos sugerirem gênese em crosta continental em sistema relativamente fechado, a mobilização de elementos em pequena escala modificou as razões isotópicas dos mesossomas, leucossomas e rochas ultramáficas associadas, as quais, sem controle de campo, petrográfico e geoquímico, conduziram a interpretações errôneas sobre a evolução geológica da região. A temperatura para formação do leucossoma é estimada em 750-800 °C, principalmente pelos indícios de geração por fusão de rochas quartzo-feldspáticas em presença de água, com possível participação da muscovita no processo de anatexia, porém com preservação da biotita. O estudo integrado aplicando diferentes métodos analíticos a dados de um único afloramento, com amostras de unidades regionais para correlação levou a uma melhor compreensão da evolução petrogenética do Complexo Camboriú, o qual, após a extração do manto há aproximadamente 2,5 Ga, foi reciclado em crosta continental espessada. Os resultados sugerem que migmatitos, associados a rochas ultramáficas, ou fontes muito semelhantes, em condições de temperatura e pressão mais altas, são os protólitos dos granitos Itapema, Serra dos macacos e Corre Mar, também resultantes de reciclagem crustal. Os valores negativos de $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{ Ma})}$ e positivos de $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{ Ma})}$, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (595 Ma) $> 0,706$ e $\mu > 8$, indicam gênese em crosta superior, suportada pela análise geoquímica. Estas condições, e as temperaturas relativamente baixas de formação dos leucossomas seriam compatíveis com um cenário em que as rochas migmatíticas constituíssem tetos pendentes das intrusões graníticas que predominam na região.

Palavras-chave: Complexo Camboriú, Petrografia, Geoquímica, Geologia Isotópica, Petrogênese.

ABSTRACT

LOPES, A. P. *Geologia do Complexo Camboriú - Santa Catarina*. 2008. 118 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

The anatectic origin evidenced by known macrostructures in migmatites of the Camboriú Complex is supported by petrographical, geochemical and isotopic data, with partial melting under compressional regimen being suggested by the large amount of leucosome bodies at low-pressure sites represented by interboudins and dilation surfaces. Despite the continental origin in a relatively closed system suggested by the isotopic data, small-scale mobilization of elements and its consequent isotopic ratio changes in leucosomes and their associated ultramafic rocks might lead studies unsupported by field, petrographic and geochemical control to erroneous interpretations of the geological evolution of the region. The geochemical and isotopic complexities revealed in the detailed study of one single outcrop bring about how misinterpreted interpretations can be in regional isotopic studies. Generation temperatures of 700 to 800 °C are estimated for leucosomes, from melting of quartzofeldspathic rocks in presence of water, biotite having taken part of the anatectic process, with possible participation of muscovite. Anatexis may have been intensified by the geothermal gradient elevation that followed numerous Neoproterozoic granite intrusions in the region. The combined use of different analytical methods on data from one single outcrop and correlation samples from regional units led to a better understanding of the petrogenetic evolution of the Camboriú Complex, recycled under thickened continental crust after mantle extraction circa 2.5 Ga. Migmatites in association with ultramafic rocks, or other compositionally similar combinations at higher pressure and temperature conditions, would be protoliths for the Itapema, Serra dos Macacos, and Corre-Mar granites, that also show evidence of having undergone similar crustal recycling. Negative values of $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{ Ma})}$, with initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (595 Ma) > 0.706 and $\mu > 8$ suggest upper-crust generation conditions, as supported by geochemical results. Such conditions, and the relatively low leucosome generation temperatures seem compatible with a geological setting in which the migmatites of the Camboriú Complex would represent pending roofs to granite intrusions.

Keywords: Camboriú Complex, Petrography, Geochemistry, Isotopic Geology, Petrogenesis.

ILUSTRAÇÕES

3.1	Mapa geológico-geotectônico da porção leste do Escudo Catarinense	24
4.1	Mapa geológico da área de estudo, com a localização dos pontos amostrados . .	27
4.2	Estruturas presentes em migmatitos segundo Mehnert (1968)	28
4.3	Migmatitos do Complexo Camboriú na área de estudo	29
4.4	Aspectos gerais do Granito Itapema na área de estudo	31
4.5	Relações de campo entre o Granito Itapema e os migmatitos na área de estudo .	32
4.6	Relações de campo entre migmatitos e granitos que cortam o Complexo Camboriú	32
4.7	Granitos da área de estudo correlacionados a granitos regionais	33
5.1	Características essenciais do leucossoma em migmatito do Complexo Camboriú	37
5.2	Mesosomas de migmatitos do Complexo Camboriú	38
5.3	Contatos entre leucossoma, mesossoma e melanossoma em migmatitos do Complexo Camboriú	39
5.4	Características petrográficas de rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Camboriú	41
5.5	Aspecto textural de um bolsão tonalítico deformado do Complexo Camboriú . .	41
5.6	Granodiorito em veio e em bolsão	42
5.7	Corpos tabulares de monzogranito do Complexo Camboriú	43
5.8	Granitos regionais	44
6.1	Localização de amostras de mesossoma, leucossoma e migmatito total do Complexo Camboriú no diagrama Ab-An-Or normativo classificatório de Barker (1979)	47
6.2	Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos maiores (% em peso) para amostras de leucossoma, mesossoma e migmatito total do Complexo Camboriú, com SiO ₂ como índice de diferenciação	48
6.3	Diagramas de variação de SiO ₂ e CaO vs. razão e soma de elementos maiores para leucossomas, mesossomas e migmatitos totais do Complexo Camboriú . .	49
6.4	Diagramas de variação de SiO ₂ vs. elementos-traço para amostras de leucossoma, mesossoma e migmatito total do Complexo Camboriú	50
6.5	Diagramas de variação de SiO ₂ vs. razões de elementos-traço (Rb, Ba e Sr) para amostras de leucossoma, mesossoma e migmatito total do Complexo Camboriú	51
6.6	Diagramas classificatórios para amostras de leucossoma, mesossoma e migmatito total do Complexo Camboriú: SiO ₂ vs. (Zr/TiO ₂)*0,0001 de Winchester e Floyd (1977) e Na ₂ O+K ₂ O vs. SiO ₂ de Peacock (1931)	51
6.7	Diagramas discriminantes para amostras de leucossoma, mesossoma e migmatito total do Complexo Camboriú: FeO _{total} + MgO vs. CaO, log(Rb) vs. log(Y+Nb) e log(Nb) vs. log(Y), e Hf-(Rb/30)-Ta*3	52

6.8	Diagramas multielementares normalizados pela crosta continental e padrão de elementos terras raras normalizados pelo condrito conforme os valores de Taylor e McLennan (1985) para mesossomas do Complexo Camboriú	53
6.9	Diagramas multielementares normalizados pela crosta continental e padrões de elementos terras raras normalizados pelo condrito conforme os valores de Taylor e McLennan (1985) para leucossomas dos migmatitos do Complexo Camboriú	55
6.10	Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos maiores para rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Camboriú, com MgO como índice de diferenciação	57
6.11	Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos-traço para rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Camboriú, com o MgO como índice de diferenciação	58
6.12	Diagramas discriminantes de afinidade magmática e ambiente tectônico para rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Camboriú conforme a classificação de Winchester e Floyd (1977): SiO_2 vs. $\log(\text{Zr}/\text{TiO}_2)$, AFM, $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ e $\text{La}/10\text{-Y}/15\text{-Nb}/8$	59
6.13	Diagramas multielementares e de elementos terras raras para amostras de rochas metamáficas (enclaves) do Complexo Camboriú, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985)	60
6.14	Diagramas multielementares e de elementos terras raras para amostras de rochas metaultramáficas do Complexo Camboriú, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985)	60
6.15	Amostras de granitóides do ponto 1 e de granitos regionais correlacionadas no diagrama Ab-An-Or normativo classificatório de Barker (1979)	62
6.16	Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos maiores (% em peso) para granitóides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados, com $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ como índice de diferenciação	63
6.17	Diagramas Harker de variação de geoquímica de elementos maiores (% em peso) para granitóides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados, com SiO_2 como índice de diferenciação	64
6.18	Diagramas Harker de variação de geoquímica de elementos-traço (ppm) para granitóides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados, com $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ como índice de diferenciação	65
6.19	Diagramas Harker de variação de geoquímica para razões de elementos-traço (ppm) e maiores (% peso) para granitóides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados	66
6.20	Diagramas discriminantes para granitóides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados	67
6.21	Diagramas multielementares e de elementos terras raras para amostras do bolsão tonalítico deformado e do granodiorito em veios e bolsões do ponto 1, em valores normalizados conforme Taylor e McLennan (1985)	68
6.22	Diagramas multielementares e de elementos terras raras para amostras do monzogranito em corpos tabulares e irregulares do ponto 1, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985)	69
6.23	Diagramas multielementares e de elementos terras raras para as amostras dos granitos do ponto 8 e para amostras correlacionadas aos granitos Serra dos Macacos e Corre-Mar, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985)	70

6.24	Diagramas multielementares e de elementos terras raras para as amostras correlacionadas aos granitos Itapema e Valsungana, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985)	71
7.1	Razões isotópicas Rb/Sr: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial vs. SiO_2 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	73
7.2	Razões isotópicas do sistema Pb/Pb entre si e vs. SiO_2	78
7.3	Razões isotópicas do sistema Sm/Nd vs. SiO_2 e $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ vs. TDM	81
7.4	Diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ vs. $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$	84
7.5	Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (inicial) vs. Tempo vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (atual) com sugestão de evolução isotópica do Sr para amostras do ponto 1.	85
7.6	Diagrama de evolução isotópica do Nd com amostras analisadas neste trabalho	86

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	MOTIVAÇÃO E OBJETIVOS	13
1.2	DESENVOLVIMENTO DA TESE	14
1.3	MIGMATITO: DEFINIÇÃO E GÊNESE	14
1.4	ANATEXIA	16
1.5	DEFINIÇÕES EMPREGADAS NO PRESENTE TRABALHO	17
2	MATERIAIS E MÉTODOS	19
2.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	19
2.2	TRABALHOS DE CAMPO E PETROGRÁFICO	19
2.3	ANÁLISES QUÍMICAS (ROCHA TOTAL)	20
2.4	ANÁLISES ISOTÓPICAS	20
2.4.1	Pb/Pb	21
2.4.2	Sm/Nd	21
2.4.3	Rb/Sr	22
3	CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOCRONOLÓGICO REGIONAL	23
4	GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	27
4.1	COMPLEXO CAMBORIÚ	27
4.1.1	Migmatitos	28
4.1.2	Granito Itapema	30
4.1.3	Granitóides	30
4.2	ESTUDO DE DETALHE: PONTO 1	33
4.2.1	Migmatitos	33
4.2.2	Granitóides	34
5	PETROGRAFIA	36
5.1	MIGMATITOS	36
5.2	ROCHAS METAMÁFICAS E METAULTRAMÁFICAS	40
5.3	GRANITÓIDES	40
5.4	GRANITÓIDES REGIONAIS	43
6	GEOQUÍMICA	46
6.1	COMPLEXO CAMBORIÚ	46
6.1.1	Migmatitos	46
6.1.1.1	Mesossomas	52
6.1.1.2	Leucossomas	54
6.1.1.3	Migmatitos estromático e nebulítico	55
6.1.2	Rochas metamáficas e metaultramáficas	56
6.1.3	Granitóides	61
6.2	GRANITOS REGIONAIS	68

7	GEOLOGIA ISOTÓPICA: Rb/Sr, Pb/Pb, Sm/Nd	72
7.1	SISTEMA Rb-Sr	72
7.1.1	Migmatitos	72
7.1.2	Rochas metamáficas e metaultramáficas	75
7.1.3	Granitóides	75
7.1.4	Granitos regionais	76
7.2	SISTEMA Pb-Pb	76
7.2.1	Migmatitos	76
7.2.2	Rochas metamáficas e metaultramáficas	77
7.2.3	Granitóides	77
7.2.4	Granitos regionais	79
7.3	SISTEMA Sm-Nd	80
7.3.1	Migmatitos	80
7.3.2	Rochas metamáficas e metaultramáficas	81
7.3.3	Granitóides	82
7.3.4	Granitos regionais	83
7.4	INTEGRAÇÃO DAS RAZÕES ISOTÓPICAS	83
8	DISCUSSÃO	87
8.1	MIGMATITO ANATÉTICO	87
8.2	CONDIÇÕES DE FUSÃO PARCIAL E EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DO PONTO 1	88
8.3	AMBIENTE TECTÔNICO E GEOCRONOLOGIA	92
8.4	RELAÇÕES DO COMPLEXO CAMBORIÚ COM OS GRANITOS REGIONAIS	94
9	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	96
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	98
	APÊNDICE A:	
	RECONSTITUIÇÃO FOTOGRÁFICA	
	E INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA DO PONTO 1	103
	APÊNDICE B:	
	DETALHAMENTO E AMOSTRAGEM DO PONTO 1	104
	APÊNDICE C:	
	ELEMENTOS MAIORES, TRAÇO E ETR, EM ROCHA TOTAL	105
	APÊNDICE D:	
	RESULTADOS E CÁLCULOS ISOTÓPICOS DE Pb/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr	112

1 INTRODUÇÃO

O Complexo Camboriú (CHEMALE JR; HARTMANN; SILVA, 1995) é constituído por gnaisses, migmatitos, granitóides e rochas máficas. As rochas migmatizadas formam corpos de direção NE em meio a uma diversidade de granitos que comumente as cortam, com exceção do Granito Ponta do Cabeço (BASEI, 1985) ou Granito Itapema (BITENCOURT; NARDI, 2004), que contém uma quantidade excepcional de xenólitos de anfibolitos e do próprio migmatito, estando em relação bastante controversa com as rochas do Complexo. Alguns trabalhos regionais não separam este granito dos diatexitos do Complexo Camboriú, pela semelhança aparente de seus litotipos. As paragêneses ortoderivadas pouco suscetíveis a variações de temperatura e pressão e a sobreposição de eventos tornam o estudo genético destes migmatitos ainda mais controverso e cada vez mais instigante à medida que as técnicas analíticas avançam e o detalhamento necessário é alcançado.

As ocorrências de corpos migmatíticos do Complexo Camboriú são interpretadas por Basei (2000) como possíveis resquícios do embasamento do Complexo Brusque afetados pelos processos de fusão crustal neoproterozóicos geradores do Granito Valsungana, cuja intrusão teria levado tais rochas a níveis crustais superiores. Esta interpretação difere de algumas interpretações atuais (HARTMANN et al., 2003; BITENCOURT; NARDI, 2004; SILVA et al., 2005), principalmente na idade paleoproterozóica que estas atribuem ao Complexo.

1.1 MOTIVAÇÃO E OBJETIVOS

Os estudos publicados sobre os migmatitos da área de ocorrência do Complexo Camboriú são abrangentes porém não contam com o detalhamento necessário ao entendimento da complexidade geológica envolvida, mesmo quando ferramentas acuradas são utilizadas. Daí a motivação do presente trabalho, que prioriza o estudo geológico de detalhe, com coleta de amostras localizadas dos diferentes litotipos. Amostras de unidades adjacentes também foram utilizadas, para comparação. Os trabalhos de campo e petrográfico foram realizados considerando a diversidade estrutural, textural e composicional das rochas do Complexo Camboriú. Estes trabalhos foram complementados por análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras, e análises isotópicas (Sr, Nd e Pb) em rocha total feitas a partir de amostras previamente selecionadas nas duas primeiras etapas do estudo.

Através do detalhado estudo das diferentes partes do migmatito e das rochas associadas, buscou-se caracterizar a evolução petrogenética do Complexo Camboriú, objetivando inclusive o posicionamento geocronológico dos eventos registrados nos diferentes litotipos e suas implicações tectônicas. O esclarecimento da evolução do Complexo Camboriú transcende o

entendimento da geologia da área selecionada, sendo importante para a compreensão da evolução geológica da porção leste da América do Sul no Neoproterozóico e da intensidade do Ciclo Brasileiro sobre corpos paleoproterozóicos, além de contribuir para o desenvolvimento da temática envolvida.

1.2 DESENVOLVIMENTO DA TESE

O **Capítulo 1** sintetiza a evolução do tema e os conceitos relacionados aos migmatitos e suas aplicações na área de estudo. A metodologia de estudo e sua adequação à área são explicitadas no **Capítulo 2**. Os contextos geológico e geocronológico, obtidos de trabalhos anteriores, são apresentados no **Capítulo 3**. O **Capítulo 4** localiza e descreve o trabalho de campo, com apresentação da seção selecionada para o estudo de detalhe. A petrografia de cada grupo de rochas é descrita no **Capítulo 5**. Os dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras são apresentados no **Capítulo 6**. A descrição dos dados isotópicos de Sr, Nd e Pb em rocha total constituem o **Capítulo 7**. O **Capítulo 8** integra e discute os dados obtidos com as ferramentas de análise aplicadas. Interpretações e conclusões são apresentadas no **Capítulo 9**.

1.3 MIGMATITO: DEFINIÇÃO E GÊNESE

A Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Metamórficas da União Internacional das Ciências Geológicas define migmatito como uma rocha pervasivamente heterogênea constituída por porções claras e escuras, a porção escura usualmente exibindo feições de rocha metamórfica e a parte clara tendo aparência ígnea (WIMMENAUER; BRYHNI, 2007, p. 2). Este conceito pode ser utilizado facilmente em campo, porém para quando os autores se referirem à formação destas rochas às temperaturas muito elevadas desenvolvidas no campo de transição para rochas ígneas, sugiro que o processo seja agregado ao nome (migmatito anatético) e que o trabalho tenha embasamento petrogenético para sua utilização.

A gênese dos migmatitos vem sendo discutida desde o início do século XX, quando autores como Sederholm (1913) e Holmquist (1916), citados em Kriegsman (2001), explicaram a origem dos granitos através do ultrametamorfismo. Desde então, muitos caminhos têm sido percorridos na tentativa de explicar a intrínseca associação entre rochas ígneas e metamórficas. Mehnert (1968) propôs uma classificação dos migmatitos com base nas estruturas da rocha, que facilitou a execução de trabalhos de campo pela sua ênfase descritiva. Naquela classificação, as estruturas foram apresentadas como progressivas, e a origem dos migmatitos foi atribuída a processos tais como diferenciação metamórfica, metassomatismo, injeção de material externo e fusão parcial. Brown (1973) restringiu o termo migmatito às rochas geradas por anatexia e apontou problemas na classificação estrutural de Mehnert (1968), principalmente por ela não prever tramas de mudanças morfológicas em migmatitos de um mesmo afloramento. Para Brown

(1973), tais variações podem ocorrer por deformação heterogênea, fracionamento por fusão ou pela natureza da rocha original, não revelando necessariamente uma progressão morfológica com o aumento do grau metamórfico.

Numerosos artigos publicados (ASHWORTH JR, 1985; BROWN; AVERKIN Y; MCLELLAN, 1995; BROWN, 2001; BROWN, 2002; BROWN, 2004; JUNG et al., 1999; KRIEGSMAN, 2001; SAWYER, 1996; SAWYER, 2001) enfatizam a conotação genética do termo *migmatito*, atribuindo-o somente a rochas submetidas a fusão parcial. Tais artigos dão alguns subsídios texturais, estruturais e geoquímicos à distinção dos processos genéticos. Sawyer (2001) apresenta evidências para a existência e o acúmulo de fusão em rochas migmatíticas, incluindo contornos angulares devidos ao crescimento de cristais na fusão, produtos sólidos de reação de fusão (ortopiroxênio) com faces de cristais originados da fusão, minerais reagentes arredondados e subarredondados corroídos por fusão cristalizada, filmes de fusão ao longo dos limites de grão e desenvolvimento de fluxo magmático orientado de minerais alongados.

O estudo dos migmatitos originados por fusão parcial tem contribuído para uma compreensão significativamente maior dos processos metamórficos de alto grau, da anatexia, da segregação do fundido, da migração de materiais na crosta e da origem dos granitos crustais, principalmente em regiões onde magmas e fontes estão diretamente associados. Nestes casos, tornam-se viáveis comparações e traçados de trajetórias de evolução das rochas, por vezes fundamentadas em balanços de massas. No entanto, nem sempre isto é possível. Kriegsman (2001) explica que migmatitos anatéticos comumente apresentam reações progressivas e retrogressivas entre seus minerais e o fundido, o resultado final sobre a textura e a química dos minerais sendo influenciado por processos sucessivos tais como fusão parcial progressiva, segregação em pequena escala, extração de fusão, reações retrogressivas entre fusão cristalizada e restito e cristalização de remanescentes da fusão no sólido. A interação destes processos acarreta obliteração das texturas primárias do processo anatético e o fato de diferentes partes de migmatitos não representarem necessariamente um *trend* linear em sistema fechado, como seria esperado. Tais processos afetam a composição do líquido deduzido como leucossoma, impossibilitando balanços de massas coerentes entre migmatitos e granitos geneticamente associados.

Brown (2001) explica que a simples presença de cristais euédricos isolados no leucossoma não é suficiente para uma interpretação genética, pois estes podem ser formados em *subsolidus*, bem como em presença de fase fundida. Neste caso, a análise textural dos migmatitos persiste incerta e requer atenção na distinção entre texturas relacionadas a fusão e outras produzidas por processos *subsolidus* independentes. Problemas também são aventados no estudo da trajetória das variações de temperatura e pressão e do pico termal, que podem ser deslocados em migmatitos que envolvem descompressão em sua origem. A água dissolvida na fusão é transportada através da crosta e pode ser exsolvida sob cristalização. Esta reciclagem da água causa retrogressão em condições *subsolidus*, sendo típica de terrenos migmatíticos em estágios finais de zonas colisionais. Nestes casos, os estudos precisam estar apoiados em diversas ferramentas, pois há possibilidade do migmatito mais evoluído ter a mesma composição do protólito, não por fusão completa, mas por não haver separação de resíduo, o que pode dificultar as análises,

inclusive as geotermobarométricas (BROWN, 2002).

Considerando que o efeito combinado da deformação, da fusão, da recristalização e do metamorfismo retrogressivo comumente envolvidos no processo de migmatização pode eliminar texturas, estruturas e gerar modificações químicas significativas que dificultam a identificação do processo genético, acredito que a utilização do termo *migmatito* de forma descritiva, não envolvendo gênese, seja mais adequada, principalmente em trabalhos de mapeamento ou naqueles que não objetivem petrogênese. Quando houver a possibilidade de investigação aprofundada sobre a origem, a sugestão é que o termo seja acompanhado de uma especificação (migmatito anatético, migmatito de injeção, migmatito metassomático). Isso evitaria o conflito gerado pelas duas linhas de pesquisa, contribuindo de forma prática na aplicação geológica do conceito. Como o objetivo deste trabalho é justamente o entendimento petrogenético do Complexo Camboriú, onde a anatexia constitui a principal hipótese de formação dos migmatitos, este processo é explicitado no Item 1.4.

1.4 ANATEXIA

A fusão parcial depende principalmente da composição e da estrutura do protólito e das condições de temperatura e pressão a que as rochas são submetidas. Portanto, alguns artigos tendem a apresentar conclusões restritas às suas respectivas área de estudo. No trabalho realizado por Johannes (1988), a estrutura do migmatito estromático é tida como reflexo da rocha original, com base principalmente na composição dos feldspatos, que para aquele autor é herdada do protólito, o que favoreceria a migmatização *in situ*. Sawyer (2001) apresenta uma visão mais ampla, considerando o estágio referido por Johannes (1988) como o início da migmatização e considerando que, na continuidade do processo, a estrutura da rocha tende a ser totalmente modificada. Três estágios para o movimento da fusão em zonas de compressão são apresentados por Brown (2004). No primeiro estágio, a fusão se movimenta por curtas distâncias (centímetros) por fluxo poroso. Isto é observado em feições microscópicas, em canais de fusão localizados ao longo das extremidades dos grãos, normalmente em estruturas de dilatação tais como planos de foliação, acamamento, etc. No segundo estágio, a fusão já se move pela trama interconectada de canais desenvolvidos em diversas origens, que depende da rocha original. Neste estágio de fluxo canalizado, a fusão é segregada de origens imediatas e acumulada em locais de pressão estável. No terceiro estágio, ocorre transferência de fusão acumulada, sendo transcendidas as estruturas da crosta.

O aumento da temperatura e/ou da pressão é um fator muito importante no processo anatético. Para Brown (1994), a fusão crustal sem *stress* diferencial é considerada rara pela dificuldade de movimentação do magma félsico, denso, em meio ao resíduo. Em regime compressivo, o acúmulo de leucossoma é comum em regiões de baixa pressão, como *interboudins* e superfícies de dilatação. Nestes casos, a extração e a segregação da fusão podem ser cíclicas ou contínuas, dependendo do *stress* diferencial e da razão de fusão. No entanto, a anatexia também ocorre por decompressão durante o soerguimento de cinturões orogenéticos e pode ser essencial

na exumação de terrenos de alto grau em orogêneses espessadas. Jung et al. (1999) explicam que as condições da fácies anfibolito superior já são suficientes para fusão parcial, mesmo na ausência de fluidos. No entanto, o aquecimento confinado para o clímax do metamorfismo regional e o calor proveniente de intrusões graníticas tornam o ambiente favorável à geração de migmatitos.

A ocorrência mais conhecida de geração de magma na crosta é a fusão de rochas quartzo-feldspáticas em presença de água, que pode ocorrer a temperaturas relativamente baixas (desde 650 °C). No entanto, estudos experimentais têm demonstrado que a quebra de minerais hidratados, principalmente micas e anfibólios, é um mecanismo responsável pela geração de fundidos de composições diversas (PATIÑO DOUCE; JOHNSTON, 1991; HARRIS; INGER, 1992; THOMPSON, 1996; PATIÑO DOUCE; HARRIS, 1998). O processo é facilitado quando a água livre está ausente, pois o aumento da atividade desta no sistema abaixa a curva *solidus*, limitando a participação destes minerais no processo anatético. Entretanto, a biotita, em presença de feldspato e quartzo, também pode controlar a fusão parcial em migmatitos, sendo a água a responsável pelo início do processo. Baixas concentrações de biotita parecem favorecer a entrada de água em camadas com maior concentração de quartzo e feldspato potássico, promovendo fusão parcial *in situ* (BROWN, 2002).

1.5 DEFINIÇÕES EMPREGADAS NO PRESENTE TRABALHO

Leucossoma: porção clara do migmatito com aparência plutônica, constituída essencialmente por quartzo e feldspato, derivado da fusão em migmatitos anatéticos;

melanossoma: parte mais escura do migmatito, entre o leucossoma e o mesossoma, com predominância de minerais máficos e que, havendo microestruturas indicativas de fusão parcial, será neoformado assim como o leucossoma, não devendo ser confundido, neste caso, com resíduo empobrecido de fusão ou bandas máficas formadas por reações entre o leucossoma e a rocha hospedeira;

neossoma: parte do migmatito incluindo leucossoma e melanossoma, formada por fusão parcial e de emprego aconselhável apenas em situações de gênese esclarecida;

mesossoma: porção de coloração intermediária, granulação menor que a do leucossoma e aparência metamórfica, que, havendo fusão parcial confirmada, corresponde à porção menos modificada do protólito;

paleossoma: em caso de anatexia e proveniência comprovadas, corresponde à rocha não suficientemente afetada pelo processo de fusão que conserva estruturas da rocha original;

restito: resquícios da rocha metamórfica que originou a fusão, na qual uma quantidade significativa de componentes foi extraída mas não repostas;

ultrametamorfismo: grau de metamorfismo alto, necessário para fusão;

anatexia: processo de fusão ou refusão de rochas pré-existentes ao atingirem condições de alta temperatura ou ultrametamorfismo na crosta;

metatexia: fusão ou anatexia parcial de uma rocha gerando outra heterogênea constituída por uma porção mais máfica não fundida e outra, félsica, neoformada;

diatexia: alto grau de anatexia, que desestabiliza mesmo os minerais máficos das rochas pré-existentes, deixando raras estruturas anteriores à fusão uma vez que estas são destruídas ou mascaradas por estruturas de fluxo sin-anatéticas ou por neossoma isótropo, seus produtos sendo comumente leucocráticos, ou mesocráticos quando o resíduo não é separado da fusão;

segregação metamórfica: formação e crescimento de bandas ou domínios de composição e volume diferentes da rocha original, podendo resultar da instabilidade de rochas deformadas em que a transferência por difusão é significativa, ocorrendo em altas temperaturas e longos intervalos de tempo, com distâncias de difusão variando de acordo com as cargas iônicas nos cátions e suas posições estruturais;

diferenciação metamórfica: redistribuição mecânica de materiais por espécies e/ou segregação de componentes químicos durante o metamorfismo, gerando estruturas heterogêneas na rocha.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo e as análises laboratoriais relativos a este projeto foram realizados com apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa de São Paulo, Processo 03/04589-3.

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O projeto teve início com um levantamento bibliográfico regional que contribuiu para o planejamento das atividades com um melhor conhecimento da área de estudo. Além deste levantamento do conhecimento geológico disponível em diversas revistas, boletins, teses, dissertações e outras publicações, outro foi feito em relação à temática abordada e às tecnologias utilizadas no decorrer do trabalho, de modo contínuo, a fim de constituir uma sólida base comparativa para a utilização das diversas ferramentas.

2.2 TRABALHOS DE CAMPO E PETROGRÁFICO

Uma compreensão minuciosa da geometria, das referências de idade relativa entre as unidades litológicas e da seqüência de eventos geológicos, principalmente em terrenos de médio a alto grau, é pré-requisito para estudos aprofundados. Por isso, nos trabalhos de campo foi priorizado o detalhamento, dada a heterogeneidade composicional dos litotipos presentes. Todas as partes do migmatito e rochas associadas foram amostradas e relacionadas no espaço e no tempo.

Para facilitar o entendimento das relações entre os litotipos, foi escolhido um grande afloramento às margens da Rodovia SC-100, entre as praias de Estaleiro e Estaleirinho, onde foi centrada a maior parte das atividades. A seção está representada neste trabalho num mosaico de fotos panorâmicas e numa interpretação geológica (Apêndice A). Das partes principais do afloramento (Apêndice B), constam a localização precisa das principais amostras e das respectivas análises. Amostras de unidades adjacentes também foram estudadas, para um maior entendimento do contexto petrogenético local. Os pontos amostrados estão representados na Figura 4.1.

Foram coletadas cerca de cem amostras, a metade delas no ponto 1 (a seção detalhada). A maioria das rochas selecionadas para análise foram retrabalhadas em laboratório para separação de porções equilibradas, dada a heterogeneidade das mesmas. Das amostras coletadas em campo, as mais representativas das diferentes unidades e suas variações texturais e mineralógicas foram

selecionadas para estudo petrográfico. Esta foi a base da aplicação dos demais métodos analíticos. Fotomicrografias foram capturadas em microscópio Olympus BX50; as abreviações dos nomes dos minerais presentes estando conforme sugerido por Rollinson (1993).

2.3 ANÁLISES QUÍMICAS (ROCHA TOTAL)

A preparação das amostras teve início com a limpeza das mesmas, na qual foram excluídas as porções alteradas. Neste mesmo processo, foram separadas as diferentes partes dos migmatitos para análises individuais de leucossoma e de mesossoma. Mesossomas não foram analisados isoladamente, dada pouca representatividade, porém estão presentes em algumas amostras selecionadas para análise integrada das outras partes do migmatito. As partes selecionadas foram quebradas em porções menores em britador de mandíbula de ferro e posteriormente quarteadas. As amostras foram moídas em panela de ágata planetária até a granulometria de 200 mesh (pó).

Elementos maiores e elementos-traço de sessenta amostras de rocha total representativas dos diferentes litotipos foram analisadas no ACME Analytical Laboratories Ltd, no Canadá, pelo método do plasma induzido acoplado (ICP) (Apêndice C). Esta técnica analítica quantitativa utiliza gases ionizados por indução de radiofrequência como fonte de calor, que atuam sobre a amostra introduzida no equipamento em forma de solução nebulizada. A elevada temperatura do plasma amplia os limites de detecção e permite a análise de quase todos os elementos da tabela periódica. É uma das técnicas mais avançadas disponíveis, capaz de determinar uma grande quantidade de elementos simultaneamente, com baixos limites de detecção. Um espectrômetro de massa com plasma induzido acoplado (ICP-MS) foi utilizado para complementar as análises dos elementos-traço e elementos terras raras. O uso de um espectrômetro de massa acoplado permitiu analisar os elementos com limites de detecção ainda mais baixos, utilizando apenas 5 g de amostra. Os resultados das análises foram tratados em planilhas eletrônicas com auxílio do *software* Minpet 2.0 (RICHARD, 1995), o que permitiu um estudo sistemático dos dados, inclusive quando integrados a resultados provenientes de outras ferramentas.

2.4 ANÁLISES ISOTÓPICAS

A combinação refinada de diferentes sistemáticas de análise isotópica disponíveis nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP) usando equipamentos de alta definição foi fundamental para o estudo. Foram quantificadas as razões Rb/Sr, Sm/Nd e Pb/Pb em rocha total dos litotipos selecionados, principalmente para obtenção de parâmetros isotópicos petrogenéticos e localização das amostras em diagramas específicos.

Das sessenta amostras analisadas na geoquímica de elementos maiores, traços e terras raras, quarenta foram selecionadas para análise isotópica. Como as concentrações de Sr e Nd já haviam sido dosadas na análise química, foi necessário apenas determinar as razões isotópicas do

Sr e do Nd para cada amostra (método natural). Apenas as que não apresentavam concentrações adequadas destes elementos foram submetidas a diluição isotópica, com adição de traçadores (*spikes*) para obtenção de melhores resultados.

2.4.1 Pb/Pb

Os resultados das análises isotópicas de Pb, incluindo o cálculo do parâmetro petrogenético μ , foram importantes na interpretação petrogenética das rochas, sendo distintivos entre as fontes mantélicas e crustais. Os dados isotópicos deste elemento auxiliam no estudo da evolução das rochas, principalmente quando integrados aos resultados da análise geoquímica dos elementos maiores e dos elementos-traço e/ou outros métodos isotópicos.

A separação do Pb das amostras de rocha total seguiu as orientações do laboratório do CPGeo. Para a purificação do Pb por troca iônica de carbonatos, foi necessária a adição de 35 μ l de resina em coluna Biorad modificada. Em seguida, a resina foi lavada com 2.0 ml de HCl 6N e com 0,3 ml de H₂O. O condicionamento da resina deu-se com aplicação de 0,3 ml de HBr 0,6N, o que possibilitou a adição da amostra a 3 ml de HBr 0,6N. Posteriormente, a resina foi lavada três vezes com 0,3 ml de HBr 0,6N, e o Pb coletado com 1,0 ml de HBr 6N.

A solução foi evaporada e repassada pela coluna Biorad modificada, com adição de 2 ml de HBr 0,6N e aquecimento durante cinco minutos. Foram aplicados 2,0 ml de HCl 6N à resina, que depois foi lavada com 0,3 ml de H₂O e condicionada com 0,3 ml de HBr 0,6N, o que possibilitou a adição da amostra a 2,0 ml de HBr 0,6N. Novamente a resina foi lavada três vezes com 0,3 ml de Hbr 0,6N, e o Pb coletado com 1,0 ml de HCl 6N. Para finalizar, foram adicionados 5 μ l de H₃PO₄ 0,25N e feita a evaporação sobre uma chapa aquecedora. Disso resultou uma amostra de Pb apropriada para análise em espectrômetro de massa VG 354 multicoletor.

2.4.2 Sm/Nd

O Sm e o Nd, pela afinidade geoquímica, sofrem fracionamento praticamente nulo durante os processos crustais, sendo indicados à integração de estudos de rochas polideformadas. O método foi aplicado em rocha total, o que permitiu calcular idades-modelo indicativas da possível época de diferenciação manto/crosta. O parâmetro ϵ Nd obtido através deste método indica o nível crustal de onde provém o material. Quando os dados são integrados às demais ferramentas isotópicas e à análise geoquímica de elementos terras raras, os resultados são ainda melhores.

O método utilizado para análises de Sm/Nd e de Rb/Sr consiste em duas etapas. A primeira é realizada em coluna de troca iônica empacotada com resina AG50WX8, onde os elementos terras raras são separados; a segunda, em coluna com resina LN Spec, onde o Sm

e o Nd são isolados dos demais elementos. Nas colunas primárias, utiliza-se uma trompa de vácuo com HCl 6.2N. É feito um refluxo para escoar o ácido e depositar a amostra. Os elementos terras raras são coletados com HCl 6,2N e, após a secagem, o resíduo é submetido à segunda etapa, na qual o resíduo é diluído em 0,2 ml de HCl 0,26N para deposição da amostra. O Nd é coletado com HCl 0,26N e o Sm com HCl 0,55N. Posteriormente, a amostra é analisada em espectrômetro de massa.

Às amostras que tiveram de ser isotopicamente diluídas, foi adicionado inicialmente um *spike* combinado Sm-Nd, com 1 ml de HNO₃ e 3 ml de HF (concentrados e destilados). As amostras foram submetidas a ultra-som por uma hora e mantidas em chapa aquecedora por cinco dias. Após a secagem, as amostras foram dissolvidas em 5 ml de HCl 6,0N e recolocadas sobre a chapa aquecedora por uma noite.

2.4.3 Rb/Sr

Embora a grande mobilidade dificulte o estudo destes elementos em rochas migmatizadas, o método Rb/Sr foi utilizado para complementar os dados isotópicos. Os resultados foram interpretados com auxílio de diagramas geoquímicos de elementos maiores e de elementos-traço que, integrados às demais ferramentas analíticas, ajudaram no entendimento do problema.

Seguindo as orientações do laboratório do CPGeo-USP, para separação destes elementos é colocada 0,1 g de amostra em béquer Savillex com 1 ml de HNO₃ concentrado e destilado e 3 ml de HF destilado. Após uma hora sob ultra-som, o material permanece sobre uma chapa aquecedora a 80 °C durante cinco dias. Após a secagem, a amostra é dissolvida em HCl 6N destilado e levada novamente à chapa aquecedora por aproximadamente doze horas. Depois de seca, é diluída em HCl 2,62N e transferida para um tubo de centrífuga.

As amostras que precisaram de diluição isotópica ficaram em repouso por dez dias. Para a determinação dos seus teores de Rb e Sr, foram necessárias três análises espectrométricas distintas: Sr natural, Sr *spike* e Rb natural, mais Rb do traçador. A análise pôde então seguir conforme o método natural.

Utilizando uma trompa de vácuo e HCl 2,62N, aplica-se o refluxo a todas as colunas de resina catiônica, deixando que todo o ácido escoie iniciando a deposição da amostra. O Rb ou o Sr são coletados em béquer Savillex utilizando-se HCl 2,62N. Para eliminar toda a resina, são acrescentadas algumas gotas de HNO₃ à amostra, que é colocada sobre chapa aquecedora até a secura total. Posteriormente, a amostra levada ao espectrômetro.

Os resultados das análises isotópicas foram tratados em planilhas eletrônicas com apoio do *software* Isoplot (LUDWIG, 2003), o que permitiu o traçado de diagramas e a integração destes com os resultados da química de rochas. Alguns cálculos isotópicos foram executados em planilhas previamente elaboradas pelo CPGeo-USP.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOCRONOLÓGICO REGIONAL

O Complexo Camboriú situa-se no Cinturão Dom Feliciano, entre as zonas de cisalhamento Perimbó (SILVA, 1991) e Major Gercino (BITENCOURT; HACKSPACHER; NARDI, 1989; PASSARELLI, 1996) (Figura 3.1). É constituído por gnaisses migmatíticos, granitóides e rochas metamáficas cortadas por corpos graníticos de diversas composições. Os corpos migmatíticos são de tamanhos e formas variadas, porém todos alinhados segundo a direção NE, tal como as zonas de cisalhamento presentes. O Complexo Brusque, que ocorre na mesma região, em relação ainda controversa com o Complexo Camboriú, também é afetado por intrusões de grande porte que ocorrem na região.

O complexo Camboriú, na porção centro-leste do Escudo Catarinense, tem sido estudado por autores tais como Maack (1947), Kaul (1976), Almeida (1976), Trainini et al. (1978), Silva, Hartmann e Trainini (1978) e Kaul (1980), entre outros. Devido à complexidade das suas rochas, a evolução do conhecimento da região tem sido lenta e conflituosa. Isso dificultou o levantamento bibliográfico individual, que por vezes inclui a seqüência metassedimentar, as rochas metavulcânicas, os granitóides e os granulitos associados, conforme cada autor. Nos trabalhos de Basei (1985), Chemale Jr, Hartmann e Silva (1995), Basei (2000), Silva et al. (2000), Hartmann et al. (2000), Philipp et al. (2001), Hartmann et al. (2003), Bitencourt e Nardi (2004) e Silva et al. (2005), a separação entre as unidades tem sido apresentada de forma mais clara, o que, para o presente estudo, possibilitou a individualização destas no Complexo.

O Complexo Camboriú foi assim denominado por Chemale Jr, Hartmann e Silva (1995), que a ele atribuíram uma associação de gnaisses, migmatitos e granitos cálcio-alcalinos localizados na porção centro-leste do Estado de Santa Catarina. Basei (1985), no entanto, já havia apresentado uma descrição dos núcleos do embasamento ao sul de Camboriú, no Morro do Boi, trecho da Serra do Cantagalo, demonstrado o predomínio de migmatitos estromáticos dobrados durante o Ciclo Pré-Brasiliano e redobrados durante o Ciclo Brasileiro. Datações Rb/Sr em rocha total situaram então a idade de geração do Complexo em 2,5 Ga.

Apesar das inúmeras determinações disponíveis, a idade do Complexo Camboriú é ainda controversa. Babinski et al. (1997) discutem dados geocronológicos U-Pb de zircões de gnaisses que indicariam uma idade de 620 Ma atribuível a tectônica tangencial. A colocação de granitos a 595 Ma estaria associada a um evento tangencial-direcional. Castro, Basei e Crósta (1999) caracterizam alguns dos granitóides do Grupo Brusque com base na petrografia, na geoquímica e na geologia isotópica, abordando as rochas gnáissico-migmatíticas que ocorrem na porção leste do Grupo Brusque como possíveis protólitos dos granitóides intrusivos do domínio sul do Grupo Brusque. A evolução do Complexo teria sido influenciada pela grande espessura da crosta continental durante o Neoproterozóico.

Figura 3.1: Mapa geológico-geotectônico do leste do Escudo Catarinense, adaptado de Hartmann et al. (2003).

Zircões de gnaisses da mesma região foram datados através do método U-Pb SHRIMP por Silva et al. (2000), que obtiveram idades inferiores a 2,2 Ga atribuídas à cristalização e deformação sin-tectônica do complexo. Tais autores afirmam que as idades de sobrecrecimento dos zircões, 590 Ma, estão relacionadas a processos hidrotermais neoproterozóicos. Hartmann et al. (2000) verificam, em zircões de rochas do Complexo Camboriú, através de datação U-Pb SHRIMP, idades paleoproterozóicas relacionadas a magmatismo. Idades neoproterozóicas, também segundo aqueles autores, corresponderiam a um possível retrabalhamento.

O Cinturão Dom Feliciano é tido como produto de sucessivas subduções e colisões relacionadas a aglutinação de terrenos na geração do Gondwana Ocidental (BASEI, 2000). O Complexo Brusque corresponderia a dois conjuntos metavulcano-sedimentares separados pelo Granito Valsungana, com ocorrências de gnaisses migmatíticos do Complexo Camboriú. O granito diretamente associado ao Complexo Camboriú, contendo uma quantidade excepcional de xenólitos e enclaves deste, é denominado Ponta do Cabeço e atribuído à mesma unidade. Foi datado em 583 ± 26 Ma por U-Pb convencional, idade interpretada como a da formação do Complexo Camboriú. Segundo aquele autor, a estrutura sinformal definida regionalmente pelas rochas do Cinturão é atribuível a dobramentos relacionados à superposição brasileira.

Hartmann et al. (2003) incluem os gnaisses, os migmatitos e o Granito Itapema (Ponta do Cabeço) no Complexo Camboriú, num estudo objetivando esclarecer a participação do magmatismo paleoproterozóico na construção do Cinturão Dom Feliciano através de datações U-Pb SHRIMP em zircões de três amostras de unidades diferentes: Complexo Brusque (quartzito), Mi-

lonito Miséria e Granito Itapema. Os dados indicam que os gnaisses e migmatitos do Complexo Camboriú foram gerados em margem continental ativa há aproximadamente 2,25-2 Ga, durante o Ciclo Transamazônico. A evolução do Complexo Brusque teria ocorrido em bacia rifte, sendo ele mais jovem que 2,02 Ga. O Granito Itapema foi datado em aproximadamente 2,02 Ga, idade interpretada como a de cristalização, com deformação posterior a 598 ± 6 Ma. O longo período de estabilidade entre 2,00 e 0,63 Ga teria antecedido os eventos tectonomagmáticos do Ciclo Brasileiro.

Philipp et al. (2004) caracterizam a porção leste do Complexo Brusque, dividindo-a em três subunidades metassedimentares: clástica, clastoquímica e química, com duas subunidades: básica e magnesianas. Relacionam a formação do Complexo Brusque a ambientes plataformais e/ou a bacias intracratônicas que evoluíram como riftes continentais sem desenvolvimento de crosta oceânica. O elevado grau geotérmico e o espessamento crustal são atribuídos ao rápido encurtamento da bacia sob deformação tangencial, que teria causado fusão parcial dos sedimentos pelíticos de zonas profundas, que terminaram por intrudir-se ao longo das estruturas geradas no segundo evento de deformação. Os metamorfismos de contato causados pelos granitos Valsungana e Serra dos Macacos, intrudidos em zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis, assim como a própria deformação, teriam mascarado várias das estruturas pretéritas. Os contatos entre as rochas do Complexo Brusque e as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Camboriú são descritos como tectônicos. Uma zona de cisalhamento de empurrão é considerada a responsável pela colocação de ambas as unidades ao sul do Granito Itapema.

Bitencourt e Nardi (2004) caracterizam o Granito Itapema e relacionam a intrusão deste à evolução da seqüência gnáissico-migmatítica. A migmatização do Complexo Camboriú, assim como a cristalização do Granito Itapema, teriam ocorrido no Paleoproterozóico. A derivação crustal do Granito é inferida com base na quantidade excessiva de xenólitos, na associação com os gnaisses migmatíticos e nos contatos com rochas do Complexo Brusque, característicos de tectônica de empurrão. As altas temperaturas de fusão admitidas para a origem do magma granítico implicam num alto gradiente geotérmico em crosta antiga delgada ou em arcos continentais. Silva et al. (2005) atribuem ao intervalo entre 640 e 620 Ma o clímax da Orogênese Dom Feliciano, através de geocronologia U-Pb em zircão. Estes últimos autores apresentam uma interpretação diferente daquela de Basei (2000), que considera a Zona de Cisalhamento Major Gercino uma zona de sutura que separa dois terrenos: a leste um arco granítico e a oeste um cinturão de cavalgamento e dobramento. Para aqueles autores, a zona representa um cinturão de cisalhamento intracontinental formado durante a Orogênese Dom Feliciano.

Nos trabalhos sobre as unidades que ocorrem na área do presente estudo e adjacências publicados, são nítidas as dificuldades de caracterização e definição. Os trabalhos iniciais, principalmente os mais abrangentes, como os de Kaul (1976), Trainini et al. (1978), Silva, Hartmann e Trainini (1978), Hartmann, Silva e Orlandi (1979), Porada (1979) e Kaul (1980), entre outros, que não contavam com os avanços geocronológicos de hoje, evidenciam vários problemas de posicionamento estratigráfico e correlação entre as unidades. Entre os trabalhos mais recentes, estão aqueles regionais envolvendo grandes áreas apoiados em tecnologia avançada, porém com pouco detalhamento (BASEI, 2000; HARTMANN et al., 2000; SILVA et al., 2000; SILVA et al., 2005;

HARTMANN et al., 2003), assim como outros mais detalhados sobre unidades adjacentes, porém sem contar com a geologia isotópica, entre estes Bitencourt e Nardi (2004) e Philipp et al. (2004). Como a área do presente estudo compreende rochas de evolução muito complexa, foi necessário estudar as diferentes partes dos migmatitos e das rochas a eles relacionadas, além de compreender melhor a evolução petrogenética dos litotipos, para melhor aproveitamento dos dados.

4 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 COMPLEXO CAMBORIÚ

Na área estudada, o Complexo Camboriú aflora numa faixa alongada na direção NE entre as praias de Camboriú e Itapema, estendendo-se por cerca de 10 km para o interior do continente. Os pontos de amostragem indicados na Figura 4.1 correspondem aos melhores afloramentos, localizados em pedreiras da região, às margens da Rodovia SC-100 (Interpraias) e em costões entre as praias de Taquaras, Pinho e Estaleiro, no Balneário Camboriú. Depois de contextualizada

Figura 4.1: Mapa geológico da área, com a localização dos pontos amostrados, modificado de USP (2004).

regionalmente a área de estudo, as atividades foram centradas no ponto 1 (apêndices A e B), dada a ótima exposição dos litotipos e à continuidade do afloramento naquele local. A maior parte das análises petrográficas foi feita a partir de amostras ali coletadas, para determinação da

constituição dos migmatitos do Complexo Camboriú, das rochas a ele associadas e suas relações petrogenéticas.

Segundo Mehnert (1968), a estruturação pretérita da rocha, sua heterogeneidade e as deformações a ela impostas são responsáveis pela diversidade das estruturas migmatíticas. Estas, entretanto, conforme abordado na introdução do presente trabalho, não correspondem exatamente à gênese no sentido proposto por aquele autor. Os termos propostos por Mehnert (1968), consagrados na classificação dos migmatitos e que recebem denominações baseadas nas estruturas das rochas, foram utilizados neste trabalho apenas descritivamente. Se as definições das mesmas fossem levadas em estrita consideração, tal classificação não poderia ter sido aplicada em campo, pois implicaria em gênese, muitas vezes incerta. As doze estruturas de Mehnert (1968) estão representadas na Figura 4.2.

Figura 4.2: Estruturas presentes em migmatitos segundo Mehnert (1968).

Do Complexo Camboriú, afloram migmatitos e granitóides com níveis de rochas metaultramáficas e enclaves metamáficos. A principal estrutura observada é um bandamento orientado a NE típico de migmatito estromático, com mergulhos entre 30 e 80 graus. O bandamento foi dobrado e redobrado, resultando em estruturas de diferentes gerações e orientações. Por serem refratárias em meio aos demais litotipos, as rochas metaultramáficas sofreram *boudinage*, com acúmulo de leucossoma nas regiões *interboudins* e em outros locais de dilatação. O Granito Itapema contém xenólitos de composições, tamanhos e formas variadas, inclusive de migmatito. A relação intrínseca entre este granito e as rochas migmatíticas evoluídas do Complexo Camboriú é discutida no Capítulo 8. As unidades do Complexo Camboriú e o Granito Itapema são cortadas por vários corpos graníticos, alguns tabulares, associados a um sistema de fraturas NW.

4.1.1 Migmatitos

Os migmatitos da área de estudo são predominantemente estromáticos, por vezes dobrados (figuras 4.3-a e 4.3-b). Diferentes estruturas podem ocorrer num mesmo afloramento, como

(a)

(b)

(c)

(d)

(e)

(f)

Figura 4.3: Migmatitos do Complexo Camboriú na área de estudo: (a) migmatito predominantemente estromático exibindo leucossoma (branco), mesossoma (cinza) e finas camadas de melanossoma (preto), ponto 8; (b) dobras crenuladas em migmatito, ponto 5; (c) migmatito com estruturas estromáticas, dobradas e surrefíticas, ponto 16; (d) estruturas em placas e dictionítica separadas por veio pegmatítico, ponto 11; (e) anfibolito como *boudins* em migmatito, com estrutura tipicamente surrefítica, ponto 1; (f) corpo metamáfico afetado por porções leucossomáticas, ponto 4.

representado na Figura 4.3-c, que mostra um conjunto de estruturas estromáticas, dobradas e surreíticas. As estruturas são por vezes separadas por veios graníticos e pegmatíticos que mascaram os contatos entre os litotipos (Figura 4.3-d). Os mesossomas são predominantemente gnáissicos, com níveis de plagioclásio e quartzo alternados com níveis milimétricos de diferentes concentrações de biotita e, por vezes, anfibólio. Mesossomas com distribuição relativamente homogênea de biotita em meio a minerais félsicos também são observados. Os leucossomas são constituídos essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, as proporções entre estes minerais variando localmente, principalmente quanto ao feldspato potássico. Estas regiões do migmatito são maciças ou apresentam foliação tipicamente magmática marcada por orientação de plagioclásio subidiomórfico. Os melanossomas são caracterizados por finas camadas locais de biotita concentrada entre o mesossoma e o leucossoma. Níveis de rochas metaultramáficas de até 50 cm de espessura ocorrem em concordância com o bandamento principal dos migmatitos, exibindo *boudins* e estruturas de dilatação (Figura 4.3-e). Enclaves metamáficos centimétricos a decimétricos de diferentes formas e granulação muito fina constituídos por quantidades variáveis de plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo são comuns em meio aos migmatitos (Figura 4.3-f), podendo apresentar foliação pretérita discordante da orientação do bandamento preferencial.

4.1.2 Granito Itapema

O Granito Itapema, cuja composição é granodiorítica a monzogranítica, é heterogêneo e apresenta uma quantidade excepcional de xenólitos de formas e tamanhos variados provenientes do próprio migmatito e de anfibolitos (Figura 4.4-a), que podem apresentar foliação pretérita invadida pelo fluido granítico (Figura 4.4-b). Também é comum a ocorrência de xenólitos parcialmente desagregados (Figura 4.4-c). Contém quantidades variadas de minerais máficos, principalmente biotita e anfibólio, por vezes em agregados irregulares associados a minerais como o feldspato (Figura 4.4-d). A textura principal é hipidiomórfica e a granulação é média. A rocha é isótropa ou com foliação marcada pelos minerais máficos, principalmente em regiões ricas em xenólitos por ela contornados ocasionalmente (Figura 4.4-a). Zonas de cisalhamento métricas afetam o Granito Itapema e as rochas migmatíticas, algumas delas nos contatos entre as unidades (Figura 4.5-a). Estas deformações localizadas, quando envolvem xenólitos, provocam estiramento e/ou *boudinage* dos corpos metamáficos (Figura 4.5-b), podendo gerar estruturas semelhantes às de dilatação nos migmatitos (Figura 4.5-c). A distinção entre os corpos em estágio de migmatização mais evoluído e o próprio Granito é mais difícil nestas regiões.

4.1.3 Granitóides

Bolsões, vênulas, veios e corpos tabulares de granito cortam as estruturas do Complexo Camboriú. Nem sempre estes elementos são individualizáveis em escala de mapeamento, o que pode

Figura 4.4: Aspectos gerais do Granito Itapema na área de estudo: (a) monzogranito com xenólitos de gnaiss e anfibolito de formas e tamanhos variados, ponto 14; (b) xenólito com foliação invadida pelo fluxo granítico, ponto 2; (c) xenólitos parcialmente desagregados; (d) glômeros de biotita e feldspato em meio a uma matriz de granulação média, ponto 2.

dificultar a correlação com granitos definidos na literatura: tais ocorrências causam inclusive conflitos de mapeamento geológico na região, dependendo dos critérios utilizados. A Figura 4.6 mostra algumas relações entre granito e migmatito que permitem antever parte dos problemas possíveis em trabalhos de mapeamento regional. A Figura 4.6-a mostra uma região onde predominam monzogranitos relativamente homogêneos, de granulação média, com xenólitos de migmatito. Na Figura 4.6-b, corpos intrusivos afetam as estruturas do migmatito. Estes granitos posteriores frequentemente apresentam porções pegmatíticas contendo principalmente feldspato potássico, biotita centimétrica (Figura 4.6-c) e, ocasionalmente, sulfetos.

Os principais granitos que cortam as estruturas do Complexo Camboriú na área estudada podem ser correlacionados aos granitos Serra dos Macacos, Corre-Mar (UFRGS, 2000) e Valsungana. Todos estes três são monzogranitos acinzentados, porém com características distintas. O Granito Corre-Mar está diretamente associado ao Granito Itapema, aparentemente intrudindo este (Figura 4.7-a). É inequigranular hipidiomórfico, com distribuição heterogênea de megacristais de feldspato localmente envolvidos por biotita, que pode ocorrer concentrada em agregados isolados. Uma foliação magmática é marcada pelo alinhamento entre feldspatos e

Figura 4.5: Relações de campo entre o Granito Itapema e os migmatitos na área de estudo: (a) zona de cisalhamento sinistral N15E separando a porção superior rica em xenólitos (Granito Itapema) da porção inferior, em que predominam migmatitos bandados, ponto 2; (b) zona de cisalhamento com estiramento de corpos máficos; (c) concentração de xenólitos envolvidos por matriz granítica, ponto 11.

Figura 4.6: Relações de campo entre migmatitos e granitos que cortam o Complexo Camboriú: (a) xenólitos de migmatito em meio a um monzogranito relativamente homogêneo, ponto 3; (b) corpos intrusivos cortando estruturas migmatíticas, ponto 12; (c) porções pegmatíticas com plagioclásio e biotita centimétricos no granito.

níveis de biotita (Figura 4.7-b). O Granito Serra dos Macacos é xenomórfico e de granulação média (Figura 4.7-c), predominantemente isótropo, porém com sutil foliação local marcada pela biotita, que também pode ocorrer em agregados máficos. Apesar de também corresponder a um monzogranito, conta com uma porcentagem algo maior de feldspato potássico quando comparado aos granitos Corre-Mar e Itapema. O Granito Valsungana é inequigranular hipidiomórfico, com fenocristais de feldspato potássico de até 5 cm em meio a uma matriz grossa (Figura 4.7-d). Neste, os principais minerais máficos são a biotita e o anfibólio. A orientação de seus fenocristais marca uma foliação magmática localmente cataclástica.

Figura 4.7: Granitos da área de estudo correlacionados a granitos regionais: (a) contato entre os granitos Itapema (com xenólitos) e Corre-Mar, ponto 14; (b) foliação marcada por feldspato e biotita no Granito Corre-Mar, ponto 14; (c) aspecto macroscópico do Granito Serra dos Macacos, ponto 13; (d) fenocristais de feldspato alcalino em matriz grossa, característica distintiva do Granito Valsungana, ponto 20).

4.2 ESTUDO DE DETALHE: PONTO 1

Este afloramento apresenta-se como um corte vertical com cerca de 150 m de extensão lateral às margens da rodovia SC-100 entre Estaleirinho e Estaleiro. Nele, ocorrem migmatitos com estruturas variadas, níveis metaultramáficos e enclaves metamáficos migmatizados. As rochas são cortadas por veios e bolsões graníticos (apêndices A e B).

4.2.1 Migmatitos

No afloramento, predominam migmatitos bandados com alternância entre camadas brancas com quartzo e feldspato comumente isótropas (leucossoma) e camadas de biotita-gnaiss acinzentado (mesossoma). Ocorrem níveis com anfibólio, concentrados no mesossoma, principalmente próximo a níveis metaultramáficos. Concentrações milimétricas de biotita (melanossoma) ocorrem ocasionalmente em alguns contatos entre mesossoma leucossoma e, raramente, no interior deste último. Análises petrográficas, químicas e isotópicas foram efetuadas principalmente em porções isoladas de leucossoma e mesossoma (e melanossoma), muitas vezes de uma mesma amostra. Análises de migmatito total também foram efetuadas, para melhor entendimento da interação e do contato entre os litotipos que compõem o migmatito.

As estruturas das rochas migmatíticas são bastante diversas. Nas porções onde predomina o migmatito estromático, a atitude média das camadas é N80E/50NW. Nos primeiros 50 m da extensão do afloramento (apêndices A e B), predominam migmatitos estromáticos. Entre 130 e 145 m, a rocha é mais homogênea e leucocrática, com aspecto nebulítico (Apêndice B). Ocorrem também estruturas estromáticas (fotos 9, 10, 14, 15, 20, 25 e 38 do Apêndice B), dobradas (fotos 2, 3, 12, 13, 42 e 43 do Apêndice B), flebíticas (fotos 8 e 11 do Apêndice B), *schollen* e/ou em placas (fotos 1 e 18 do Apêndice B), nebulíticas (Foto 41 no Apêndice B), e surreíticas (fotos 26, 27 e 36 do Apêndice B). Estas últimas ocorrem em níveis anfibolíticos, que pela maior competência, manifestam *boudins* separados por leucossoma. Além de níveis metaultramáficos, ocorrem enclaves metamáficos de granulação muito fina compostos por plagioclásio, anfibólio, biotita e quartzo. Estes apresentam foliação interna discordante das estruturas migmatíticas, variando de centimétricos a decimétricos, com formas ovaladas a facetadas. Estes corpos metamáficos se mostram fragmentados e cortados por veios e vênulas quartzo-feldspáticas (fotos 11 e 37 do Apêndice B).

Dois tipos de mesossoma estão presentes na área de estudo. As amostras APL01Ka, APL01al, APL01ao, APL01u APL01axb, (fotos 14, 15, 20, 31 e 36 do Apêndice B) são de mesossoma gnáissico com níveis de quantidades variáveis de minerais máficos (biotita e/ou anfibólio) em meio a minerais félsicos (quartzo e plagioclásio). Foram identificadas como biotita-hornblenda gnaiss tonalito e correspondem ao mesossoma tipo 1. A amostra APL01anb representa o mesossoma de um migmatito *schollen* com placa anfibolítica. Já as amostras APL01ajb, APL01ajc, APL01as2 e APL01au (fotos 13, 27 e 36 do Apêndice B) são constituídas essencialmente por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita de granulação fina, com distribuição relativamente homogênea dos minerais, a biotita marcando uma foliação. Foram identificadas como biotita-granodiorito a monzogranito foliado e correspondem ao mesossoma tipo 2.

Os leucossomas na área de estudo são brancos, constituídos essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, este em menor proporção. A textura é principalmente hipidiomórfica e a granulação varia de média a grossa. Dois tipos foram observados. As amostras APL01aa, APL01agb2b, APL01ah, APL01aja e APL01kb (fotos 3, 9, 10, 13 e 14 do Apêndice B) correspondem ao tipo 1, trondhjemítico. É predominantemente isótropo, com exceção das amostras APL01ah e APL01aja, que contêm plagioclásio orientado. Já as amostras APL01wa, APL01ra e APL01as1 (fotos 11, 38 e 25 do Apêndice B) são representativas do leucossoma tipo 2, que é granodiorítico a monzogranítico. Finas camadas com concentração de biotita correspondentes a melanossoma podem ser observadas nas fotos 10 e 15 e 19 (Apêndice B).

4.2.2 Granitóides

Duas gerações de granitóides afloram no ponto 1. A primeira está deformada e apresenta-se em bolsão na metragem 20 da seção (Apêndice B). Sua deformação interna é parcialmente concordante com o acamamento do migmatito a SW e discordante com os migmatitos *schollen* e estromático a NE. É composto principalmente por plagioclásio e quartzo, sendo um tonalito,

porém heterogêneo e parcialmente milonitizado, com uma foliação marcada pela maior concentração de biotita em níveis preferenciais e concentrações de megacristais de plagioclásio estirados (amostras APL01z e APL01am, fotos 16 e 17 do Apêndice B). Neste mesmo local, cortando estruturas migmatíticas e a primeira geração de granitóides, aflora outro tipo de granitóide, em veios, vênulas e bolsões menores, isótropo, branco, hipidiomórfico, médio a grosso, composto essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita heterogeneamente distribuídos, identificado como granodiorito a monzogranito (amostras APL01ana, APL01l, APL01lb, fotos 18 e 19 do Apêndice B).

Corpos monzograníticos tabulares cortam todas as estruturas descritas no afloramento, constituídos por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita, predominantemente isótropos, porém com sutil foliação marcada pela biotita em alguns locais. Neles, a biotita também ocorre em agregados máficos ou envolvendo megacristais de plagioclásio. A primeira ocorrência destas rochas está a SW, na metragem 0 a 10 do afloramento (apêndices A e B). Tem espessura de 2 m, direção N20W e mergulha 30 graus para NE (amostra APL01ad, Foto 5 do Apêndice B). Apresenta grossas porções pegmatíticas descontínuas aproximadamente paralelas à atitude, com distribuição heterogênea de biotita e sulfetos, além de uma porcentagem relativamente maior de plagioclásio (amostras APL01n, APL01ac, e APL01ae, fotos, 4, 6 e 7 do Apêndice B). Entre as metragens 20 e 40, ocorre com aproximadamente 8 m de espessura, igual orientação e composição, porém mais homogêneo e sem pegmatito (amostras, APL01ar, APL01ap, APL01aq, e APL01m, fotos 21, 22, 23, e 24 do Apêndice B). Ocorre também entre as metragens 40 e 60 (apêndices A e B), como um bolsão irregular, e mais continuamente entre as metragens 70 e 100 (amostras APL01c e APL01cb, foto 33 do Apêndice B). Entre as metragens 100 e 150, forma uma espécie de cobertura que corta as estruturas dos migmatitos (amostras APL01s e APL01az, fotos 35 e 40 do Apêndice B). A composição ali é semelhante à do primeiro corpo tabular, sendo que ambas as ocorrências apresentam porcentagem maior de biotita, podendo estar relacionadas a uma fácies mais máfica do monzogranito.

5 PETROGRAFIA

O estudo micropetrográfico das rochas do Complexo Camboriú permitiu identificar paragêneses minerais, caracterizar texturas, comparar diferentes litotipos e ter uma melhor compreensão da seqüência de eventos geológicos a que a área foi submetida, além embasar a escolha das amostras utilizadas para análises químicas e isotópicas. As atividades de campo envolveram descrição de amostras de vinte pontos regionais (Figura 4.1), porém somente cinco destes foram selecionados para descrição micropetrográfica por terem sido considerados os mais representativos do complexo. A maior parte dos dados provêm do ponto 1, seguido de pontos em alguns granitos regionais selecionados para comparações específicas.

5.1 MIGMATITOS

Foram descritas lâminas delgadas de amostras de leucossomas, mesossomas e melanossomas de migmatitos do Complexo Camboriú, sendo que níveis destes últimos somente puderam ser observados nas que apresentavam contatos entre os dois primeiros. Rochas félsicas que ocorrem na área em veios e bolsões, mesmo podendo ter ligações genéticas com os leucossomas dos migmatitos estromáticos observados, são descritas mais adiante nesta seção como granitóides.

Os leucossomas dos migmatitos com estruturas estromática, dobrada e surreítica (amostras APL01aa, APL01agb2b, APL01ah, APL01wa, APL01aja, APL01kb, APL01ra, fotos 3, 9, 10, 11, 13, 15 e 38 do Apêndice B) constituem rochas hololeucocráticas, com texturas que variam de xenomórfica a hipidiomórfica e granulação de fina a média (Figura 5.1-a). A composição é principalmente trondhjemítica, havendo, porém, variações granodioríticas, principalmente onde sob influência de vênulas oblíquas ao acamamento do migmatito estromático. O plagioclásio (albita-oligoclásio), xenomórfico a subidiomórfico, ocorre em duas gerações: uma apresentando-se como megacristais de até 6 mm ao longo do eixo *c*, com bordas corroídas e podendo conter inclusões de quartzo e biotita, a outra com o mineral na mesma granulação da matriz (Figura 5.1-b). O feldspato potássico é predominantemente xenomórfico, podendo incluir quartzo e biotita. Na maior parte dos leucossomas, este mineral não ultrapassa 5% da rocha; somente na amostra APL01as1 (granodiorito, Foto 25 do Apêndice B) sua porcentagem é maior. O quartzo é xenomórfico e pode ocorrer como massa intersticial de extinção ondulante, concentrados de subgrãos e/ou agregados microcristalinos. Ocorre também biotita intersticial (até 3%). Acessórios como epidoto, apatita e titanita são raros (Figura 5.1-c). O epidoto é xenomórfico em algumas amostras (Figura 5.1-a) e subidiomórfico em outras (Figura 5.1-c). Em algumas lâminas, observa-se uma sutil orientação dos minerais e uma concentração de níveis

Figura 5.1: Características essenciais do leucossoma em migmatito do Complexo Camboriú: (a) textura (Lâmina APL01ah, Foto 10 do Apêndice B); (b) geração de megacristal de plagioclásio com inclusão de biotita e quartzo e biotita intersticial (Lâmina APL01agc, Foto 9 do Apêndice B); (c) ocorrência de titanita e epidoto (Lâmina APL01aja, Foto 13 do Apêndice B) (d) leucossoma em contato com melanossoma exibindo sutil orientação dos minerais (Lâmina APL01agb2, Foto 9 do Apêndice B).

(filmes) de quartzo, principalmente próximo a contatos com melanossoma (Figura 5.1-d) ou mesossoma. Onde o leucossoma envolve rochas metamáficas e metaultramáficas, como no caso dos migmatitos surreíticos, ocorrem agregados máficos corroídos originados provavelmente pela desagregação mecânica destes níveis.

O mesossoma é de granulação fina, sua composição mineralógica está entre tonalito e monzogranito, e a quantidade de minerais máficos é maior que a dos leucossomas, porém variada. Apesar da diversidade, é possível classificar o mesossoma em dois tipos com base principalmente na estrutura e na mineralogia.

O primeiro tipo de mesossomas corresponde a biotita-hornblenda gnaiss tonalito (amostras APL01ka, APL01al, e APL01axb, fotos 14, 15 e 36 do Apêndice B). Apresenta níveis com anfibólio (hornblenda e actinolita) associado a biotita, clorita e epidoto alternados a níveis mais quartzo-feldspáticos. A textura é granoblástica (Figura 5.2-a). O anfibólio e o plagioclásio podem incluir quartzo, apatita e zircão (Figura 5.2-b). O segundo tipo de mesossomas corresponde a biotita-monzogranito a granodiorito foliado (amostras APL01ajc, APL01ajb, APL01as2 e

Figura 5.2: Mesossomas de migmatitos do Complexo Camboriú: (a) mesossoma gnáissico (tipo 1) próximo aos anfibolitos com níveis de maior concentração de biotita, hornblenda, clorita e epidoto (Lâmina APL01ao, Foto 20 do Apêndice B); (b) concentração de minerais máficos em mesossoma gnáissico tipo 1: hornblenda com bordas reagentes, onde se concentram biotita, clorita e epidoto, quartzo e plagioclásio (Lâmina APL01ao, Foto 20 do Apêndice B); (c) biotita-monzogranito, mesossoma tipo 2 (Lâmina APL01as2, Foto 25 do Apêndice B); (d) concentração de minerais acessórios em mesossoma tipo 2 (Lâmina APL01as2, Foto 25 do Apêndice B).

APL01au, Foto 13, 25 e 27 do Apêndice B). Consiste numa rocha leucocrática com distribuição relativamente homogênea de minerais máficos, principalmente biotita (7 a 20%), textura grano-blástica e foliação sutil. Os minerais félsicos apresentam bordas predominantemente corroídas com concentração de minerais secundários como mica branca, clorita, epidoto e minerais opacos, juntamente com biotita intersticial. A ocorrência de minerais acessórios tais como titanita, allanita, apatita e zircão é significativamente maior que no leucossoma. Allanita é observada no núcleo dos cristais de epidoto (Figura 5.2-c). Os minerais acessórios podem estar inclusos nos plagioclásios ou concentrados nos interstícios juntamente com os outros minerais máficos. O zircão ocorre principalmente como cristais alongados, euédricos a subédricos, inclusos em plagioclásio assim como as apatitas (Figura 5.2-d).

Nos contatos entre leucossoma e mesossoma, pode ocorrer melanossoma, como níveis submilimétricos a milimétricos de concentração de biotita castanha subidiomórfica e orientada,

Figura 5.3: Contatos entre leucossoma, mesossoma e melanossoma em migmatitos do Complexo Camboriú: (a) concentração de biotita característica do melanossoma, marcando contato entre leucossoma e mesossoma (Lâmina APL01agb, Foto 9 do Apêndice B); (b) melanossoma de biotita com incidência de epidoto subédrico com allanita ao centro e apatita (Lâmina APL01j, Foto 13 do Apêndice B); (c) migmatito estromático com epidoto em meio a níveis máficos (Lâmina APL01af, Foto 8 do Apêndice B); (d) migmatito dobrado a nebulítico, com plagioclásio subidiomórfico e um nível máfico (Lâmina APL01a, Foto 43 do Apêndice B).

por vezes associada a titanita, apatita, epidoto e minerais opacos (Figura 5.3-a). Estes níveis nem sempre estão bem delineados. Em algumas situações, há maior dispersão da biotita em meio aos minerais félsicos, porém de forma contínua, marcando contatos gradacionais. Nestes níveis, ocorre epidoto subidiomórfico com allanita ao centro em meio a agregados máficos de biotita, apatita e titanita (Figura 5.3-b). Além do nível de biotita, a passagem entre os dois litotipos é evidenciada pela mudança da granulação, maior no leucossoma, e pela maior quantidade de minerais máficos no mesossoma.

Algumas amostras foram analisadas como migmatito total para melhor entendimento do contexto petrogenético do Complexo Camboriú, porém as descrições petrográficas foram feitas por litotipo. No migmatito estromático, é comum a ocorrência de epidoto subidiomórfico a xenomórfico com allanita ao centro junto a níveis de biotita, conforme verificado em melanossomas (Figura 5.3-c). Nos migmatitos dobrados a nebulíticos presentes entre as metragens 125 e 145 da seção (Apêndice B) não há contatos bem definidos entre mesossoma, leucossoma e melanossoma.

Predomina o leucossoma, ocorrendo concentrações de minerais máficos, principalmente biotita e epidoto, em níveis por vezes dobrados descontínuos. O plagioclásio pode ser subédrico, contendo inclusões de apatita, biotita e quartzo. O quartzo é de extinção ondulante e pode ocorrer como subgrãos (Figura 5.3-d).

5.2 ROCHAS METAMÁFICAS E METAULTRAMÁFICAS

Nos níveis de rocha metaultramáfica ($M' > 95\%$) em meio ao migmatito (amostras APL01aga, APL01at, APL01h, e APL01axa, fotos 9, 26, 30 e 36 do Apêndice B), a paragênese mais representativa é dada pela associação albita-actinolita-clorita-biotita-epidoto-opacos, estes últimos subidioblásticos (Figura 5.4-a). A granulação varia de muito fina a fina. Nestas rochas, o epidoto e os minerais opacos ocorrem em menores proporções. A textura é nematoblástica, porém a presença de até 15% de biotita orientada pode caracterizar a textura como lepidonematoblástica e a estrutura como foliada (Figura 5.4-b). As rochas metamáficas que ocorrem em enclaves discordantes da estrutura migmatítica (amostras APL01agb2a, APL01wb, APL01b2, APL01rb, fotos 9, 11, 37 e 38 do Apêndice B) são constituídas por albita-oligoclásio, actinolita, hornblenda, clorita, biotita e minerais opacos (Figura 5.4-c), podendo ser consideradas mesocráticas ($30 < M < 60$). Os minerais acessórios mais frequentes são a apatita e a titanita, esta última podendo estar subidioblástica (Figura 5.4-d). A textura é principalmente lepidogranoblástica, a estrutura foliada e a granulação fina. As paragêneses verificadas nas rochas metamáficas e metaultramáficas são típicas da fácies xisto verde, início da zona da biotita. Considerando o metamorfismo sobreposto, o emprego do prefixo *meta* parece apropriado.

5.3 GRANITÓIDES

O granitóide que ocorre como bolsão métrico no ponto 1 (fotos 16 e 17 do Apêndice B) apresenta deformação interna heterogênea, conforme descrito no Item 4.2.2. A textura varia de granoblástica a lepidogranoblástica, a granulação é média e a composição é tonalítica. O plagioclásio (albita-oligoclásio) tanto pode ocorrer estirado caracterizando porções localmente miloníticas como subidiomórfico orientado. Alguns cristais incluem biotita e quartzo arredondado. O quartzo é xenomórfico com extinção ondulante, por vezes em subgrãos e agregados microgranulares (Figura 5.5-a). Ocorrem concentrações de biotita (até 7 %) em níveis descontínuos e em agregados intersticiais, por vezes junto a traços de epidoto e allanita (Figura 5.5-b).

Rochas granodioríticas a monzograníticas ocorrem em vênulas, veios e bolsões menores no ponto 1 (fotos 18 e 19 do Apêndice B). A textura é hipidiomórfica a xenomórfica e a granulação é de média e grossa. Uma geração de plagioclásio ocorre em megacristais subidiomórficos a xenomórficos de até 5 mm, ocasionalmente zonados, podendo incluir quartzo e biotita. Outra geração deste mineral e o feldspato potássico são predominantemente xenomórficos. O quartzo

(a)

(b)

(c)

(d)

Figura 5.4: Características petrográficas de rochas metamáficas e metaultramáficas do Complexo Camboriú: (a) anfibolito concordante com a estrutura estromática dos migmatitos, constituído essencialmente por actinolita (Lâmina APL01h, Foto 30 do Apêndice B); (b) biotita orientada em meio a actinolita, epidoto e minerais opacos em anfibolito (Lâmina APL01aga, Foto 9 do Apêndice B); (c) enclave máfico em migmatito; (d) titanita em meio a anfibólios em enclave máfico (Foto APL01w, foto 11 do Apêndice B)

(a)

(b)

Figura 5.5: Aspecto textural de um bolsão tonalítico deformado do Complexo Camboriú: (a) plagioclásio subidiomórfico envolvido por quartzo xenomórfico e biotita intersticial orientada (Lâmina APL01am, Foto 17 do Apêndice B); (b) incidência de epidoto subidioblástico com allanita no centro em meio a quartzo, plagioclásio e biotita (Lâmina APL01z, Foto 16 do Apêndice B).

pode ocorrer em agregados microgranulares envolvendo cristais de plagioclásio orientado, marcando assim uma sutil foliação de fluxo (Figura 5.6-a). A rocha mostra uma distribuição irregular de biotita, normalmente nas bordas de cristais de plagioclásio (Figura 5.6-b).

Figura 5.6: Granodiorito em veio e em bolsão: (a) plagioclásio subédrico envolvido por quartzo microgranular marcando uma sutil foliação de fluxo (Lâmina APL011b, Foto 19 do Apêndice B); (b) biotita contornando cristal de plagioclásio (Lâmina APL01an, Foto 18 do Apêndice B).

Os corpos tabulares e irregulares de granito que cortam as estruturas dos migmatitos e demais litotipos (fotos 4, 5, 21, 22, 23, 24, 3, 35 e 40 do Apêndice B) são monzograníticos. A textura é principalmente xenomórfica e a granulação é média, porém alguns cristais de plagioclásio são subidiomórficos (Figura 5.7-a). Estes podem ser zonados e incluir quartzo arredondado e biotita, além de apresentar partes alteradas com concentração de muscovita (Figura 5.7-b). O feldspato potássico é xenomórfico, assim como o quartzo. Este último é de extinção ondulante e forma subgrãos. A quantidade de minerais máficos pode atingir 8% da rocha, com predomínio de biotita intersticial formando agregados máficos junto a traços de epidoto, allanita, apatita, titanita e minerais opacos. É comum a incidência de megacristais de plagioclásio manteados por biotita. A allanita pode estar subidiomórfica e zonada em meio a biotita, epidoto ou muscovita xenomórfica (Figura 5.7-c).

As amostras de monzogranito podem ser divididas em dois grupos. As do primeiro (APL01ar, APL01ap, APL01m APL01c, APL01cb; fotos 21, 22, 24 e 33 do Apêndice B; Figura 5.7-a,b) têm porcentagens de minerais máficos, incluindo minerais acessórios, menores que as do segundo grupo (APL01ad, APL01s, e APL01az; fotos 5, 35 e 40 do Apêndice B; Figura 5.7-c). As porções pegmatíticas que ocorrem no primeiro corpo tabular do ponto 1 são granodioríticas a monzograníticas, com porcentagens variadas de minerais máficos, principalmente biotita, distribuídas de forma heterogênea. O plagioclásio varia de subidiomórfico a xenomórfico e pode incluir principalmente quartzo, com eventual mirmequita (Figura 5.7-d). A textura destes pegmatitos é hipidiomórfica a xenomórfica e a granulação é grossa.

Figura 5.7: Corpos tabulares de monzogranito do Complexo Camboriú (ponto 1): (a) aspecto textural de monzogranito (Lâmina APL01ar, Foto 21 do Apêndice B); (b) plagioclásio zonado com bordas alteradas e concentração de muscovita (Lâmina APL01c, Foto 33 do Apêndice B); (c) concentração de biotita, epidoto e allanita (Foto APL01ad, Foto 5 do Apêndice B); (d) plagioclásio fraturado envolvido por quartzo em pegmatito (Lâmina APL01n, Foto 4 do Apêndice B).

5.4 GRANITÓIDES REGIONAIS

A coleta de amostras de granito para comparações regionais foi baseada em mapas apresentados em trabalhos anteriores, as identificações tendo sido realizadas de forma comparativa. A descrição feita a seguir, entretanto, é baseada apenas em amostras coletadas no presente estudo. A quantidade de amostras coletadas para cada tipo de granito (até cinco amostras) não é suficientemente representativa para a caracterização dos corpos graníticos, o que tampouco é objetivo do presente estudo. As análises destes litotipos são essencialmente correlativas.

O Granito Itapema ou Ponta do Cabeço é xenomórfico a hipidiomórfico, de granulação média e composição granodiorítica a monzogranítica (Figura 5.8-a). O plagioclásio, oligoclásio-andesina, é subidiomórfico a xenomórfico, podendo ocorrer zonação e inclusões de biotita e quartzo. O feldspato potássico é xenomórfico, podendo ser pertítico, tendo sido observadas inclusões de quartzo, biotita e apatita. O quartzo é xenomórfico, de extinção ondulante e com

subgrãos. Agregados máficos intersticiais de biotita, hornblenda, clorita, allanita, epidoto, titanita, apatita e zircão são comuns. Epidoto subidiomórfico foi verificado nestes agregados, indicando uma fase de cristalização precoce (Figura 5.8-b).

(a)

(b)

(c)

(d)

(e)

(f)

Figura 5.8: Granitos regionais: (a) textura xenomórfica no Granito Itapema; (b) epidoto subidiomórfico no Granito Itapema; (c) aspecto textural do Granito Serra dos Macacos; (d) agregado de biotita, clorita e epidoto no Granito Serra dos Macacos; (e) fenocristal de feldspato potássico com inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita no Granito Valsungana; (f) ocorrência de biotita intersticial e traços de hornblenda e epidoto no Granito Valsungana.

O Granito Corre-mar corta o Granito Itapema. Trata-se de um monzogranito hipidiomórfico de granulação média que, entretanto, não contém xenólitos e apresenta foliação bem marcada pela biotita e pelo feldspato. Nele ocorrem megacristais de plagioclásio por vezes manteados por biotita. Os minerais acessórios comuns são a biotita e a allanita.

O Granito Serra dos Macacos é monzogranítico, xenomórfico e de granulação média. Seu plagioclásio, raramente subidiomórfico, pode estar zonado, com inclusões de quartzo e biotita e bordas alteradas. O feldspato potássico e o quartzo são xenomórficos (Figura 5.8-c). A biotita, por vezes associada a clorita, ocorre em agregados junto a epidoto (Figura 5.8-d). Ocasionalmente ocorrem glômeros de biotita e feldspato manteados por biotita. Apatita e zircão são fases acessórias comuns.

O Granito Valsungana corresponde a um monzogranito inequigranular, hipidiomórfico e de granulação grossa. Seus fenocristais de feldspato potássico (de até 6 cm) são subidiomórficos e podem conter inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo (Figura 5.8-e). O plagioclásio varia de subidiomórfico a xenomórfico. O quartzo é xenomórfico, com extinção ondulante e formação local de subgrãos. Biotita e resquícios de hornblenda ocorrem intersticialmente, por vezes em agregados que podem envolver epidoto e minerais opacos (Figura 5.8-f). Ocorrem, como acessórios, titanita, apatita, allanita e zircão.

6 GEOQUÍMICA

As análises químicas de elementos maiores, elementos-traço e elementos terras raras foram feitas a partir de sessenta amostras (rocha total), conforme descrito no capítulo 2. Amostras de seis pontos (1, 4, 8, 13, 14 e 20, Figura 4.1) foram analisadas para correlação, a maior parte delas provenientes do ponto 1, a fim de possibilitar o entendimento do problema em escala de afloramento. Os resultados são apresentados individualmente e constituem o objeto principal do estudo quanto a compreensão petrogenética. As localizações precisas das amostras coletadas no ponto 1 estão nos apêndices A e B. A descrição do comportamento geoquímico das amostras é a essência do presente capítulo, a interpretação dos dados e a integração destes com as demais ferramentas analíticas sendo apresentadas no capítulo 8.

6.1 COMPLEXO CAMBORIÚ

6.1.1 Migmatitos

As amostras de migmatito tiveram seus leucossomas e mesossomas cuidadosamente separados antes da pulverização para análise. Foram aproveitadas nove amostras de mesossoma e oito de leucossoma. Não foram feitas análises químicas de melanossoma isolado, dada a dificuldade em obter quantidades adequadas de amostras. Duas amostras representativas de migmatito total foram selecionadas para análise geoquímica: uma correspondendo a migmatito estromático, a outra a migmatito nebulítico, ambas estudadas juntamente com outras, de leucossoma e de mesossoma, para melhor entendimento petrogenético. Como observado em campo e na petrografia, as amostras coletadas para análise química e isotópica estavam bem preservadas, o que se reflete em porcentagens de perda ao fogo (LOI) predominantemente inferiores a 1,5%.

No diagrama ternário Ab-An-Or normativo classificatório de Barker (1979), as amostras de leucossoma correspondem a trondhjemitos e situam-se muito próximas ao limite do campo dos tonalitos, com exceção da amostra APL01as1 (Foto 25 do Apêndice B), que segundo tal classificação corresponde a granito. As amostras de mesossoma refletem a heterogeneidade verificada na petrografia, com dispersões maiores nos diagramas. Duas amostras (APL01ajc e APL01as2, fotos 13 e 25 do Apêndice B) são identificadas como granito, duas como granodiorito (APL01anb e APL01au, fotos 18 e 27 do Apêndice B), duas estão no limite entre trondhjemitos e tonalito (APL01ajb e APL01axb, fotos 13 e 36 do Apêndice B) e as demais estão no campo do tonalito. A amostra de migmatito nebulítico (APL01a) é identificada como trondhjemitos, assim como as de leucossoma, todas coincidindo num mesmo agrupamento, o que indica tratar-se de um migmatito

Figura 6.1: Localização de amostras de mesossoma, leucossoma e migmatito total do Complexo Camboriú no diagrama Ab-An-Or normativo classificatório de Barker (1979): triângulo vazado, leucossoma; triângulo sólido, mesossoma; X, migmatito total.

mais evoluído (diatexito), como verificado em campo, sem presença de resíduo. A amostra de migmatito estromático fica no limite entre granito, granodiorito e trondhjemito (Figura 6.1).

Os diagramas Harker de variação geoquímica para as amostras de migmatito e as de suas partes distintas mostram boa correlação negativa entre SiO_2 e Al_2O_3 , FeO , MgO , P_2O_5 e TiO_2 . A amostra APL01anb (Foto 18 do Apêndice B), que corresponde ao único mesossoma de migmatito *schollen* identificado, apresenta teores mais altos de FeO e mais baixos de Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 , ficando dispersa nos diagramas (Figura 6.2). Os teores de SiO_2 no leucossoma (72,4 a 78,6%) são mais altos, relacionados à maior acidez deste litotipo. As amostras de mesossoma, se comparadas com outras, de leucossoma, apresentam teores mais baixos de SiO_2 (60,4 a 69%) e mais altos de Fe_2O_3 (2,6 a 4,6%), MgO (0,7 a 2%) e TiO_2 (0,3 a 1%) (Apêndice C e Figura 6.2), que refletem a maior porcentagem de máficos neste litotipo, verificada na petrografia. Os teores de P_2O_5 são mais altos (0,1 a 0,4%), relacionados à maior concentração de apatita no mesossoma. Em relação ao CaO , ao Na_2O e ao K_2O , com a sílica como índice de diferenciação, não se percebe uma tendência clara (Figura 6.2). Explorando as razões e a soma dos álcalis vs. SiO_2 e CaO , a principal diferença fica evidenciada quando se emprega a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, dada a maior porcentagem de plagioclásio (albita) em relação ao feldspato potássico nos leucossomas (Figura 6.3). A amostra de migmatito estromático (APL01aj) apresenta valores de elementos maiores comumente intermediários nos diagramas, enquanto que a amostra de diatexito (APL01a) contém o maior teor de SiO_2 (78,86%), demonstrando tratar-se de uma amostra bastante diferenciada. Os teores de Fe_2O_3 (0,04%), MgO (0,06%) e TiO_2 (0,01%) são muito baixos, dada a ínfima concentração de minerais máficos. No entanto, em campo e na petrografia, foram verificadas concentrações heterogêneas de minerais máficos não analisadas a partir da amostragem geoquímica.

Boas correlações negativas foram verificadas entre alguns elementos-traço e SiO_2 , principalmente Rb, V e Y. Nestes, novamente a amostra APL01anb, de mesossoma de migmatito

Figura 6.2: Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos maiores (% em peso) para amostras de leucossoma (triângulo vazado), mesossoma (triângulo sólido) e migmatito total (X) do Complexo Camboriú, com SiO₂ como índice de diferenciação.

Figura 6.3: Diagramas de variação de SiO_2 e CaO vs. razão e soma de elementos maiores para leucossoma (triângulo vazado), mesossomas (triângulo sólido) e migmatitos totais (X) do Complexo Camboriú.

schollen, destoa com o mais alto teor de Y (Figura 6.4). Com a utilização das razões de elementos-traço, algumas relações ficam mais claras. O diagrama Sr/Ba vs. SiO_2 (Figura 6.5) reflete a disposição das amostras no diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Figura 6.3), relacionada à maior proporção de plagioclásio (albita) no leucossoma trondhjemítico. A razão Rb/Sr é condizente com a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, mais alta no mesossoma (Figura 6.5), que contém menores porcentagens de albita. A amostra de leucossoma APL01as1, a única identificável como granodiorito, mostra razões de álcalis, Rb, Sr e Ba semelhantes às do mesossoma, porém com maiores teores de SiO_2 (73,41%), compatíveis com leucossoma.

Leucossomas, mesossomas e migmatito total foram analisados também em diagramas apropriados para rochas graníticas, porém sem deixar de considerar a origem metamórfica do mesossoma e a presença de mistura nas amostras de migmatito total. Na classificação geoquímica de Winchester e Floyd (1977), os leucossomas e o migmatito evoluído estão predominantemente no campo dos riolitos, enquanto que os mesossomas e o migmatito estromático são identificados como riodacitos-dacitos. As exceções são as amostras APL01ajb e APL01ajc, que correspondem a traquito segundo tal classificação (Figura 6.6). No diagrama TAS de Peacock (1931), as amostras de migmatito e suas diferentes partes concentram-se no campo das rochas cálcicas; apenas as amostras APL01ajb e APL01ajc situam-se no limite deste campo, na porção reservada às rochas cálcio-alcálicas. Os valores de $\text{Mg\#}$ ($\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}_{\text{total}}$) variam de 3,4 a 7% nos mesossomas e de 1 a 3,5% nos leucossomas.

Figura 6.4: Diagramas de variação de SiO₂ vs. elementos-traço para amostras de leucossoma (triângulo vazado), mesossoma (triângulo sólido) e migmatito total (X) do Complexo Camboriú.

Figura 6.5: Diagramas de variação de SiO_2 vs. razões de elementos-traço (Rb, Ba e Sr) para amostras de leucossoma (triângulo vazado), mesossoma (triângulo sólido) e migmatito total (X) do Complexo Camboriú.

Figura 6.6: Diagramas classificatórios para amostras de leucossoma (triângulo vazado), mesossoma (triângulo sólido) e migmatito total (X) do Complexo Camboriú: SiO_2 vs. $(\text{Zr/TiO}_2) \cdot 0.0001$ de Winchester e Floyd (1977) e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 de Peacock (1931).

Diagramas discriminantes, que relacionam rochas aos seus possíveis ambientes tectônicos de geração, situam as amostras de migmatito do Complexo Camboriú em ambiente de arco magmático, tanto com a utilização de elementos maiores, $\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO}$ vs. CaO conforme Maniar e Piccoli (1989) como elementos-traço, $\log(\text{Rb})$ vs. $\log(\text{Y}+\text{Nb})$ e $\log(\text{Nb})$ vs. $\log(\text{Y})$ conforme Pearce, Harris e Tindle (1984). No diagrama $\text{Hf}-(\text{Rb}/30)-\text{Ta} \times 3$ cf. Harris, Pearce e Tindle (apud ROLLINSON, 1993), a maior parte das amostras situa-se no campo dos arcos magmáticos, com dispersão das amostras APL01anb (Foto 18 do Apêndice B), já referida como distinta em outros diagramas, e APL01ka (Foto 14 do Apêndice B) (Figura 6.7). Os diagramas

Figura 6.7: Diagramas discriminantes para amostras de leucossoma (triângulo vazado), mesossoma (triângulo sólido) e migmatito total (X) do Complexo Camboriú: $\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO}$ vs. CaO cf. Maniar e Piccoli (1989); $\log(\text{Rb})$ vs. $\log(\text{Y}+\text{Nb})$ e $\log(\text{Nb})$ vs. $\log(\text{Y})$ cf. Pearce, Harris e Tindle (1984), e $\text{Hf}-(\text{Rb}/30)-\text{Ta} \times 3$ cf. Harris, Pearce e Tindle (apud ROLLINSON, 1993): *rift-related granitoids* (RRG), *post-orogenic granitoids* (POG), *island arc granitoids* (IAG), *continental arc granitoids* (CAG), *continental collision granitoids* (CCG), *syn-collision granites* (syn-COLG), *within plate granites* (WPG), *ocean ridge granites* (ORG), *volcanic arc granites* (VOG).

multielementares foram normalizados pela crosta continental; os elementos terras raras, pelo condrito, conforme os valores de Taylor e McLennan (1985).

6.1.1.1 Mesossomas

Dois tipos principais de mesossomas foram observados na área de estudo. O primeiro, identificado como biotita-hornblenda gnaiss tonalítico (amostras APL01al, APL01Ka e APL01axb), apresenta um padrão aproximado de elementos-traço normalizados pela crosta continental com

anomalias positiva de U e negativas de Ta e Nb, além de empobrecimento relativo em Gd, Yb e Y. A amostra APL01Ka (Foto 14 do Apêndice B) difere deste grupo por apresentar anomalia negativa moderada de Hf e Zr. O padrão de elementos terras raras deste tipo de mesossoma é mais rico que o estabelecido para o condrito, principalmente para as terras raras leves, que atingem até noventa vezes tal padrão. Fracas anomalias positivas de Eu e Tm são observadas (Figura 6.8).

Figura 6.8: Diagramas multielementares normalizados pela crosta continental e padrão de elementos terras raras normalizados pelo condrito conforme os valores de Taylor e McLennan (1985) para mesossomas do Complexo Camboriú.

O segundo tipo de mesossomas corresponde a biotita-monzogranito a granodiorito foliado (amostras APL01ajb, APL01ajc, APL01as2 e APL01au). Apresenta um padrão mais fracionado nos diagramas multielementares quando comparado ao primeiro tipo, sendo mais rico em elementos incompatíveis, com valores de Ba e Th atingindo até cinquenta vezes o estabelecido para crosta continental, porém empobrecido em Gd, Y e Yb. Apresenta também anomalias negativas de Nb e Ta, que devem estar relacionadas ao fracionamento da biotita e/ou da titanita,

minerais identificados na petrografia. É fortemente enriquecimento em elementos terras raras leves quando normalizado pelo condrito, com valores de La e Ce atingindo mil vezes o estabelecido, o que reflete a presença de alanita e o decréscimo progressivo até o Ho. Os valores dos elementos terras raras pesados atingem no máximo dez vezes o estabelecido para o condrito, sem anomalias significativas (Figura 6.8). O padrão de fracionamento deste litotipo é semelhante ao descrito para associações tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) arqueanas por Condie (1997).

As amostras APL01anb e APL01ao (fotos 18 e 20 do Apêndice B) apresentam padrões de elementos-traço e de elementos terras raras semelhantes aos do primeiro tipo de mesossomas, porém com algumas diferenças. A amostra APL01anb apresenta leves anomalias negativas de Eu e de elementos terras raras pesados. Esta amostra, na distribuição de elementos-traço, apresenta anomalias positivas de Th e U, diferentemente das amostras do primeiro tipo, que só apresentam anomalia positiva de U, e não apresenta as anomalias negativas de Nb e Ta. O padrão de elementos terras raras da amostra APL01ao é igual ao do primeiro tipo de mesossomas, porém, em diagrama multielementar, verificam-se uma anomalia negativa de Th e uma anomalia positiva de U (Figura 6.8).

6.1.1.2 Leucossomas

Dois tipos de leucossomas ficaram evidenciados na análise geoquímica dos migmatitos do Complexo Camboriú. O primeiro, trondhjemitó (amostras APL01ah, APL01agb2b, APL01aa, APL01aja e APL01kb), é relativamente pobre em elementos incompatíveis se comparado aos valores estabelecidos para crosta continental. Anomalias negativas de Nb, Ta, Sm, Nd, Gd, Y e Yb marcam um padrão fracionado, juntamente com anomalias positivas de U e Sr. Fica evidente um enriquecimento em elementos terras raras leves quando a normalização é feita pelo condrito, com pronunciada anomalia positiva de Eu relacionada à elevada porcentagem de plagioclásio, e fraca anomalia negativa de Yb, padrão esperado para o feldspato (Figura 6.9).

Os leucossomas do segundo tipo, granodioríticos a trondhjemitó (amostras APL01wa, APL01ra e APL01as1), apresentam padrões de elementos incompatíveis mais próximos aos estabelecidos para crosta superior quando comparados aos do primeiro tipo. As amostras apresentam anomalias positivas de Ba, Th e U, com exceção da amostra APL01ra, que apresenta teores de Ba e Th mais baixos. Anomalias negativas de Nb e Ta e empobrecimento em Gd, Yb e Y também são notados. Um forte enriquecimento em elementos terras raras leves fica evidente quando os valores são normalizados pelo condrito. A amostra APL01as1, identificada como granodiorito na petrografia, não apresenta anomalias, mas um padrão semelhante ao do segundo tipo de mesossomas condizente com os padrões dos terrenos tonalito-trondhjemitó-granodiorito arqueanos de Condie (1997). Entretanto, as amostras APL01wa e APL01ra (trondhjemitó) mostram sutis anomalias de Eu, muito mais sutis que as apresentadas pelo primeiro tipo de leucossomas, em padrões típicos de série cálcio-alcálica, com flexão significativa a partir do Eu. Tais relações podem ser observadas na Figura 6.9.

Figura 6.9: Diagramas multielementares normalizados pela crosta continental e padrões de elementos terras raras normalizados pelo condrito conforme os valores de Taylor e McLennan (1985) para leucossomas dos migmatitos do Complexo Camboriú.

6.1.1.3 Migmatitos estromático e nebulítico

A amostra de migmatito estromático APL01aj (Foto13 do Apêndice B) mostra padrões de elementos incompatíveis e de elementos terras raras semelhantes aos da amostra superior do segundo tipo de leucossomas (APL01as1, Foto 25 do Apêndice B) e aos do segundo tipo de mesossomas, ambos compatíveis com os dos terrenos tonalito-trondhjemito-granodioritos arqueanos de Condie (1997). A amostra de migmatito nebulítico APL01a apresenta distribuições de elementos nos diagramas multielementares e de elementos terras raras similares aos do primeiro tipo de leucossomas (trondhjemito), com anomalia de Eu ainda mais forte, como esperado para feldspato (Figura 6.9).

6.1.2 Rochas metamáficas e metaultramáficas

As rochas metamáficas e metaultramáficas estudadas não apresentam indícios petrográficos ou geoquímicos de alteração hidrotermal ou intempérica significativas. Seus valores de perda ao fogo são inferiores a 2,3% (Apêndice C). O termo *ultramáfico* é empregado dada a porcentagem de máficos maior que 90% verificada na petrografia. O prefixo *meta* deve-se ao metamorfismo retrogressivo também verificado na petrografia. Quanto ao teor de SiO_2 , as rochas consideradas metaultramáficas são básicas, com valores entre 44,64 e 52,98%, próximos aos limites da classificação, enquanto que as rochas metamáficas são básicas a intermediárias (50,94 a 57,08%). No entanto, não é o teor de sílica o diferencial entre estas, mas sim a mineralogia e forma de ocorrência da rocha. Amostras de enclaves metamáficos e de níveis lenticulares metaultramáficos foram analisadas juntamente com amostras de mesossoma em diagramas binários, a fim de correlacionar litotipos e possíveis relações genéticas.

De todas as amostras provenientes do ponto 1, as de rocha metaultramáfica apresentam os teores mais altos de MgO (11,3 a 15,18%), Fe_2O_3 (11,88 a 15,85%), CaO (9,11 a 11,87%), MnO (0,19 a 0,5%) e Cr_2O_3 (0,107 a 0,24%). Nos diagramas Harker de variação para elementos maiores, o MgO foi utilizado como índice de diferenciação por ser o mais apropriado para rochas metamáficas e metaultramáficas. Boas correlações positivas ocorrem entre MgO e $\text{FeO}_{\text{total}}$, CaO , MnO e Cr_2O_3 . Nestes diagramas, as amostras de mesossoma ficam próximas à origem, enquanto que as amostras metamáficas apresentam valores intermediários entre os de mesossoma e de rocha metaultramáfica. As amostras metaultramáficas apresentam os menores teores de Al_2O_3 , Na_2O e SiO_2 em relação às metamáficas e as de mesossoma. Um *trend* bem definido de correlação negativa entre estes óxidos e o MgO pode ser observado nos três litotipos. No diagrama K_2O vs. MgO , observa-se dispersão das amostras metamáficas/metaultramáficas e de mesossoma em relação aos teores de K_2O (Figura 6.10).

Como em relação aos elementos-traço presentes nas rochas metamáficas e metaultramáficas, ainda com o MgO como índice de diferenciação, a dispersão das amostras é maior que com a utilização de elementos maiores (Figura 6.11), o comportamento daqueles primeiros foi analisado também em outros diagramas. Na classificação de Winchester e Floyd (1977), que utiliza SiO_2 vs. $\log(\text{Zr}/\text{TiO}_2)$ como índice, as amostras situam-se predominantemente no campo dos basaltos subalcalinos, algumas no limite com o campo dos andesitos. A amostra APL01rb (Foto 38 do Apêndice B) é andesítica. Com base no diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), a afinidade magmática das rochas metaultramáficas estudadas é toleítica; a das rochas metamáficas é cálcio-alcalina. Uma origem continental é inferida a partir dos diagramas TiO_2 - K_2O - P_2O_5 (PEARCE, 1975) e $\text{La}/10$ - $\text{Y}/15$ - $\text{Nb}/8$ (CABANIS; LECOLLE, 1989) (Figura 6.12).

O diagrama multielementar normalizado pelo condrito conforme os valores de Taylor e McLennan (1985) para as amostras de rocha metamáfica mostra enriquecimento generalizado em elementos-traço num padrão aproximadamente horizontal e anomalias positivas de Ba e U. A normalização pela crosta continental média com os valores sugeridos por aqueles autores foi aplicada, pela maior similaridade das rochas estudadas com aquele ambiente, testada de maneira

Figura 6.10: Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos maiores para rochas metamáficas (losango vazado) e metaultramáficas (losango sólido) do Complexo Camboriú, com MgO como índice de diferenciação. O mesossoma (triângulo sólido) consta para comparação.

Figura 6.11: Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos-traço para rochas metamáficas (losango vazado) e metaultramáficas (losango sólido) do Complexo Camboriú, com o MgO como índice de diferenciação. O mesossoma (triângulo sólido) consta para comparação.

Figura 6.12: Diagramas discriminantes de afinidade magmática e ambiente tectônico para rochas metamáficas (losango vazado) e metaultramáficas (losango sólido) do Complexo Camboriú conforme a classificação de Winchester e Floyd (1977): SiO_2 vs. $\log(\text{Zr}/\text{TiO}_2)$, AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971), TiO_2 - K_2O - P_2O_5 (PEARCE, 1975) e $\text{La}/10$ - $\text{Y}/15$ - $\text{Nb}/8$ (CABANIS; LECOLLE, 1989).

comparativa em diagramas diversos. A escolha destes valores permite inclusive comparação com amostras de mesossoma (Figura 6.8). As amostras metamáficas apresentam valores aproximados aos da crosta continental (no máximo dez vezes maiores, para Cs), com padrão horizontal. Anomalias positiva de U e negativa de Th são observadas. O padrão de elementos terras raras é de bastante enriquecimento, em até cem vezes o estabelecido para o condrito em elementos leves, estando horizontalizado. Em relação à crosta continental, a similaridade é percebida nos valores muito próximos a 1, na ausência de anomalias significativas e na distribuição praticamente horizontal (Figura 6.13).

As rochas metaultramáficas apresentam distribuições similares às das rochas metamáficas nos diagramas multielementares normalizados pelo condrito, com a diferença principal de mostrarem anomalias negativas pronunciada em Sr e sutis em Zr e Hf. Em relação à crosta continental, os valores ficam próximo a 1 e fortes anomalias negativas de Th, Sr, Hf e Zr se destacam. O padrão de elementos terras raras para as rochas metaultramáficas também é semelhante ao das rochas metamáficas na normalização pelo condrito, porém com fraca anomalia de Eu. A comparação com os valores estabelecidos para crosta continental mostra uma grande similaridade de padrão, que também é horizontal e com anomalia negativa de Eu (Figura 6.14).

Figura 6.13: Diagramas multielementares e elementos das terras raras para amostras de rochas metamáficas (enclaves) do Complexo Camboriú, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985).

Figura 6.14: Diagramas multielementares e de elementos terras raras para amostras de rochas metaultramáficas do Complexo Camboriú, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985).

Com relação aos mesossomas, a similaridade das rochas metamáficas é maior com os do primeiro tipo (biotita-hornblenda gnaiss tonalítico), embora as amostras destes últimos estejam mais fracionadas quanto a elementos-traço. Nas amostras metaultramáficas, anomalias negativas de Th, Sr, Zr e Hf são o diferencial. Os diagramas de elementos terras raras das metamáficas-metaultramáficas são relativamente semelhantes aos daquele tipo de mesossomas, porém enquanto estes apresentam fracas anomalias positivas de Eu, as amostras metamáficas não apresentam anomalias e as metaultramáficas mostram anomalias negativas deste elemento (Figura 6.14). É interessante a comparação entre os diagramas multielementares das amostras metaultramáficas com os elaborados para os leucossomas trondhjemiticos, estando elas generalizadamente mais enriquecidas, com anomalias invertidas. As amostras metamáficas coletadas no ponto 8 apresentam características muito próximas às das rochas metamáficas descritas no ponto 1.

6.1.3 Granitóides

O termo *granitóide* é usado aqui para designar rochas trondhjemiticas a graníticas do Complexo Camboriú. As rochas com esta composição e que se apresentam como veios ou bolsões, mesmo podendo ter ligação genética com as amostras de leucossoma, são incluídas nesta categoria pela forma de ocorrência. O bolsão tonalítico deformado que ocorre no ponto 1 (apêndices A e B) também foi incluído, para facilitar a abordagem. As amostras de granitos regionais e de leucossomas de migmatitos estão plotadas juntamente com as dos granitóides para facilitar a apresentação nos gráficos e em eventuais correlações.

As amostras do bolsão tonalítico deformado (fotos 16 e 17 do Apêndice B) situam-se no limite entre trondhjemitito e tonalito no diagrama Ab-An-Or de Barker (1979). No entanto, trata-se de um corpo de deformação bastante heterogênea, podendo a composição da amostra não ser representativa da ocorrência. As amostras destas rochas sobrepõem-se às de leucossoma quando agregadas num mesmo diagrama. Apesar da composição similar, é necessário considerar a deformação do bolsão, ausente no leucossoma. Nos diagramas, as rochas que ocorrem em veios e bolsões (Foto 18 e 19 do Apêndice B) situam-se no campo dos granitos, atingindo os limites com os campos do granodiorito e do trondhjemitito. As amostras dos corpos tabulares e irregulares monzograníticos formam um agrupamento único, juntamente com amostras dos granitos Corre-Mar, Serra dos Macacos e Valsungana, no campo a que estes pertencem. O Granito Itapema fica situado no limite entre granodiorito e granito (Figura 6.15).

Nos diagramas de variação geoquímica com $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ como índice de diferenciação vs. K_2O , Na_2O e CaO , as amostras do bolsão tonalítico deformado situam-se próximas ao agrupamento de leucossomas (Figura 6.16). Estas são as amostras que apresentam os menores teores de K_2O ($\sim 1,10\%$) e os maiores teores de Na_2O ($\sim 4,8\%$) e CaO ($\sim 2,9\%$) dos granitóides analisados, refletindo a maior porcentagem de plagioclásio verificada na petrografia. As amostras do granitóide que ocorre em veios e bolsões estão dispersas nos diagramas. O teor de $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ é menor que $0,4\%$, pela baixa porcentagem de minerais máficos das amostras

Figura 6.15: Amostras de granitóides do ponto 1 e de granitos regionais correlacionadas no diagrama Ab-An-Or normativo classificatório de Barker (1979).

coletadas, livre das biotitas presentes no litotipo. A amostra APL01ana (Foto 18 do Apêndice B) apresenta valores de K_2O , Al_2O_3 , CaO e Na_2O similares aos do agrupamento do monzogranito (ponto 1). A amostra APL011 assemelha-se ao agrupamento do bolsão tonalítico deformado e aos leucossomas trondhjemíticos (Figura 6.16).

O monzogranito presente em corpos tabulares e irregulares do ponto 1 mostra altos teores de K_2O (4,36 a 5,09%). Observam-se ali teores mais baixos de CaO (1,03 a 1,47%), sendo que a amostra de pegmatito apresenta teor igual a 2,15%. Os teores de Al_2O_3 (12,32 a 14,68%) e Na_2O (3,17 a 3,92%) podem ser considerados médios em relação aos demais granitóides do ponto 1. Os valores para estes óxidos são compatíveis com os valores das amostras correlacionadas aos granitos Serra dos Macacos e Corre-Mar. Nos diagramas, as amostras de monzogranito tipo 2 referido na petrografia (APL01ad, APL01s, e APL01az, foto 5, 35 e 40 do Apêndice B) diferenciam-se das do tipo 1 pelos mais altos teores de $FeO_{total} + MgO + TiO_2$, reflexo da maior porcentagem de minerais máficos (Figura 6.16).

Elementos maiores com menor mobilidade foram relacionados ao SiO_2 como índice de diferenciação. Nos diagramas, é possível verificar um *trend* que abrange todas amostras granitóides do ponto 1 e os granitos regionais correlacionados. O teor médio de SiO_2 do tonalito em bolsão deformado é de 74%, enquanto que o do granodiorito em veios e bolsões é de 75,2%. O monzogranito em corpos tabulares e irregulares, litotipo mais abundante no ponto 1, mostra valores de SiO_2 entre 71,66 e 76,92% para ambas as variedades e suas porções pegmatíticas. Os teores de FeO_{total} , MgO , TiO_2 e P_2O_5 são aproximadamente equivalentes no tonalito em bolsão deformado, nos corpos graníticos tabulares e irregulares e nos granitos Serra dos Macacos e Corre-Mar. O granitóide em veios e bolsões mostra os menores valores destes óxidos. As amostras de monzogranito tipo 2 apresentam teores mais altos de P_2O_5 , consequência da maior porcentagem de apatita deste em relação ao monzogranito tipo 1 (Figura 6.17).

Os maiores teores de Sr (731,4 a 794,5 ppm) e os menores de Rb (10,7 a 17,3 ppm) de todos os granitóides estão presentes no bolsão tonalítico deformado. Isso reflete o predomínio do

Figura 6.16: Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos maiores (% em peso) para granitóides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados, com $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ como índice de diferenciação.

plagioclásio naquele litotipo, de modo semelhante ao que ocorre nas amostras de leucossoma trondhjemitico. Estas, porém, mostram teores ainda menores de $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (Figura 6.18). A semelhança geoquímica entre o monzogranito do ponto 1, o Granito Serra dos Macacos e o Granito Corre-Mar é confirmada por um *trend* formado por estas amostras, principalmente no diagrama Rb vs. $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$. O monzogranito que predomina no ponto 1 tem valores de Rb entre 97 e 179 ppm e de Sr entre 170 e 306 ppm. O granitóide em veios e bolsões apresenta, ali, valores intermediários destes elementos em comparação aos demais. Dos monzogranitos que afloram no ponto 1, os valores mais altos de Rb estão nos do tipo 2 (Figura 6.18).

No tonalito em bolsão deformado, as razões Rb/Sr e Sr/Ba refletem maior quantidade de plagioclásio em relação ao feldspato potássico. No ponto 1, o monzogranito em corpos tabulares

Figura 6.17: Diagramas Harker de variação de geoquímica de elementos maiores (% em peso) para granitoides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados, com SiO₂ como índice de diferenciação.

e irregulares forma um grupo com amostras correlacionadas aos os granitos Serra dos Macacos e Corre-Mar (Figura 6.19). Correlação positiva pode ser observada entre as amostras do tonalito deformado, do granitóide em veio e bolsão, do leucossoma do migmatito e do Granito Itapema no diagrama Na₂O/K₂O vs. CaO. Neste, as amostras do monzogranito do ponto 1 e de corpos de mesma composição correlacionados regionalmente situam-se próximos à origem (Figura 6.19).

Todas as amostras de granitoides e granitos regionais correspondem a riolito e riolito-dacito no diagrama SiO₂ vs. Zr/TiO₂ de Winchester e Floyd (1977). No diagrama Na₂O+K₂O vs. SiO₂ de Peacock (1931), elas refletem afinidade cálcica. O valor do Mg# (MgO/MgO+FeO_{total}) para o granitóide do ponto 1 varia de 0,1 a 0,38%. Um ambiente de arco magmático é sugerido a partir do diagrama log(Rb) vs. log(Y+Nb) de Pearce, Harris e Tindle (1984). As amostras

Figura 6.18: Diagramas Harker de variação geoquímica de elementos-traço (ppm) para granitóides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados, com $\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ como índice de diferenciação.

situam-se próximo da origem do diagrama, local reservado aos granitos de arco magmático e de colisão continental na classificação de Maniar e Piccoli (1989) (Figura 6.20).

No diagrama multielementar normalizado pela crosta continental, o tonalito deformado apresenta valores próximos a 1, compatíveis, portanto, com tal ambiente. As anomalias positivas de Ba e Sr presentes estão relacionadas à alta concentração de plagioclásio. As diferenças nas anomalias de Nb e Ta podem estar relacionadas às concentrações distintas de biotita nas duas amostras analisadas. As anomalias negativas de Sm, Nd, Zr, Gd, Y e Yb indicam que os minerais que retêm estes elementos permaneceram no resíduo. O enriquecimento destas rochas em elementos terras raras atinge trinta vezes o valor da normalização pelo condrito. Uma pronunciada anomalia positiva de Eu reflete a alta concentração de plagioclásio, assim como a anomalia de Sr verificada. Uma anomalia positiva de Tm pode ser visualizada no mesmo diagrama (Figura 6.21). Tanto a disposição dos elementos-traço como o padrão de elementos terras raras demonstram a grande similaridade geoquímica destas amostras com o leucossoma trondhjemitico (tipo 1), conforme verificado na petrografia e na geoquímica de elementos maiores. No entanto, é importante ressaltar que o tonalito apresenta deformação e concentrações heterogêneas de biotita que não são exibidas pelos leucossomas dos migmatitos.

As amostras do granodiorito (a monzogranito) em veios e bolsões do ponto 1 normalizadas pela crosta continental apresentam concentrações de elementos-traço relativamente distintas. A amostra APL01ana (Foto 18 do Apêndice B) apresenta anomalias positivas pronunciadas de

Figura 6.19: Diagramas Harker de variação de geoquímica para razões de elementos-traço (ppm) e maiores (% peso) para granitoides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados.

U e Th e negativas de Y e Yb que não se verificam na amostra APL011 (Foto 19 do Apêndice B). Tais diferenças refletem variações nas concentrações de minerais máficos e acessórios nas amostras. Ambas as amostras apresentam anomalia positiva de Sr e, no padrão de elementos terras raras normalizado pelo condrito, anomalias positivas de Eu. A diferença está no conteúdo em elementos terras raras pesadas, a amostra APL011 demonstrando empobrecimento, exceto em Tm (Figura 6.21). Nestes diagramas, a amostra APL011 pode apresentar semelhança com as amostras do tonalito deformado e, conseqüentemente, com o tipo 1 de leucossomas.

As amostras do monzogranito predominante no ponto 1, que ocorre em corpos tabulares e irregulares, ficam separadas em dois tipos nos diagramas multielementares e de elementos terras raras, assim como as das porções pegmatíticas. Esta separação também foi notada na petrografia e referida em alguns diagramas devido às diferenças nos dois tipos de monzogranito. Todavia, nos diagramas multielementares e de elementos terras raras, a separação dá-se de forma efetiva. De modo geral, este litotipo é compatível com valores estabelecidos para crosta continental,

Figura 6.20: Diagramas discriminantes para granitóides do ponto 1 e granitos regionais correlacionados: *rift-related granitoids* (RRG), *post-orogenic granitoids* (POG), *island arc granitoids* (IAG), *continental arc granitoids* (CAG), *continental collision granitoids* (CCG), *syn-collision granites* (syn-COLG), *within plate granites* (WPG), *ocean ridge granites* (ORG), *volcanic arc granites* (VAG).

próximos a 1 nos diagramas de elementos-traço normalizados. O tipo 1 de monzogranitos (amostras APL01ar, APL01ap, APL01m, APL01c e APL01cb; fotos 21, 22, 24 e 33 do Apêndice B) não apresenta anomalias significativas nos diagramas multielementares (aproximadamente horizontal) nem no padrão de elementos terras raras. Quanto a estes últimos, percebe-se um enriquecimento relativo aos valores para condrito, mais acentuado quanto aos elementos leves, com valores atingindo até cem vezes o padrão (Figura 6.22). O espectro do monzogranito 1 é semelhante ao visualizado nas amostras do Granito Itapema, porém sem contém xenólitos e diferindo nos diagramas Harker de variação geoquímica.

Os monzogranitos do tipo 2 (amostras APL01ad, APL01s e APL01az; fotos 5, 35 e 40 do Apêndice B) são bem fracionados. No diagrama multielementar normalizado pela crosta,

Figura 6.21: Diagramas multielementares e de elementos terras raras para amostras do bolsão tonalítico deformado e do granodiorito em veios e bolsões no ponto 1 (Apêndice B), em valores normalizados conforme Taylor e McLennan (1985).

apresentam anomalias positivas de U, Th e de elementos terras raras. O padrão fracionado de elementos terras raras lhe é peculiar, com anomalia positiva crescente de terras raras leves e fracionamento do Sm em relação ao Nd. Anomalias positivas mais suaves de Eu e Gd são observadas (Figura 6.22). As porções pegmatíticas apresentam anomalias positivas de U e Sr, enquanto que o padrão de elementos terras raras apresenta sutil enriquecimento em elementos leves e sutil anomalia positiva de Eu (Figura 6.22). O padrão é similar ao do granodiorito que ocorre em veios e bolsões (Figura 6.21).

6.2 GRANITOS REGIONAIS

Amostras de granitos conhecidos regionalmente foram utilizadas aqui de forma comparativa, embora suas representatividades não fossem elevadas o suficiente para caracterizar corpos distintos, o que tampouco é objetivo do presente estudo. Nos diagramas de variação geoquímica de elementos maiores e de elementos-traço, as amostras correlacionadas aos granitos Corre-Mar e Serra dos Macacos estão comumente agrupadas com aquelas de monzogranito do ponto 1 (figuras 6.16 a 6.19), demonstrando similaridade com este litotipo, tal como nos diagramas discriminantes

Figura 6.22: Diagramas multielementares e de elementos das terras raras para amostras do monzogranito em corpos tabulares e irregulares do ponto 1, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985).

(Figura 6.20). Nos diagramas multielementares e de elementos terras raras, percebem-se algumas diferenças entre tais litotipos.

As amostras correlacionadas ao Granito Serra dos Macacos são levemente enriquecidas em relação aos valores normalizados pela crosta continental por Taylor e McLennan (1985). Sutis anomalias de Nb e Ta e, principalmente, de Sr são observadas. O padrão de elementos terras raras normalizado pelo condrito é enriquecido, principalmente em terras raras leves, com valores que atingem até cem vezes o estabelecido por aqueles autores. Uma sutil anomalia negativa de Eu é observada. As amostras correlacionadas ao Granito Corre-Mar apresentam um padrão de elementos das terras raras muito similar ao das amostras correlacionadas ao Granito

Figura 6.23: Diagramas multielementares e de elementos terras raras para as amostras dos granitos do ponto 8 e para amostras correlacionadas aos granitos Serra dos Macacos e Corre-Mar, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985).

Serra dos Macacos, porém com empobrecimento relativo em terras raras pesadas. No diagrama multielementar (Figura 6.23), o fracionamento das amostras do Granito Corre-Mar é maior, com valores menores de Ba e maiores de U e Th, além de uma anomalia negativa de Ta e Nb mais pronunciada. Uma anomalia de Sr também é notada (Figura 6.23). Nesta figura, são visualizadas amostras do ponto 8 (Figura 4.1), as quais apresentam um padrão de elementos incompatíveis e de terras raras semelhante ao das amostras correlacionadas ao Granito Corre-Mar.

Os granitos Itapema e Valsungana, representados pelas amostras coletadas neste trabalho, diferem nos diagramas de variação geoquímica que de elementos-traço e de elementos maiores. Apresentam os menores teores de SiO_2 e os maiores de FeO e TiO_2 . O Granito Itapema apresenta os maiores teores de MgO (1,41 a 1,77%) de todos os granitos analisados. O Granito

Figura 6.24: Diagramas multielementares e de elementos terras raras para as amostras correlacionadas aos granitos Itapema e Valsungana, com os valores de normalização de Taylor e McLennan (1985).

Valsungana contém os maiores teores de Fe_2O_3 (3,58 a 4,17%), TiO_2 (0,47 a 0,53%), Y (24,7 a 25,5 ppm) e Zr (336 a 350,7 ppm) (figuras 6.16 a 6.19). Para testar a representatividade das amostras do Granito Itapema, foram consideradas nos mesmos diagramas amostras daquela unidade apresentadas por Bitencourt e Nardi (2004). Estas apresentam uma faixa de variação maior para todos os elementos maiores, na qual encontram-se as amostras do Granito Itapema e do Granito Corre-Mar analisadas aqui.

Diagramas de multielementos normalizados pela crosta continental para as amostras do Granito Itapema demonstram pouco fracionamento de elementos-traço, sem anomalias significativas, com leve enriquecimento em Cs, Rb, Ba, Th, U, Zr e Hf. O padrão de elementos terras raras também não apresenta anomalias e é enriquecido em relação ao condrito, principalmente em terras raras leves, que atingem até cem vezes o padrão. O Granito Valsungana é mais enriquecido se comparado a valores de crosta continental, com exceção do Ta e do Sr, que estão em valores compatíveis com o ambiente de normalização e, portanto, provocam anomalias negativas de Ta e Sr. O padrão de elementos terras raras leves atinge até trezentas vezes o padrão do condrito, e o das pesadas, dez vezes. A anomalia negativa de Eu deve estar relacionada a retenção de plagioclásio na fonte (Figura 6.24).

7 GEOLOGIA ISOTÓPICA: Rb/Sr, Pb/Pb, Sm/Nd

O avanço da Geologia Isotópica tem permitido uma evolução surpreendente do conhecimento geológico. Problemas que não podiam ser solucionados através dos métodos analíticos comuns foram esclarecidos com a utilização desta ferramenta. No entanto, como em todas as técnicas, abusos têm sido praticados. Os métodos isotópicos muitas vezes são aplicados de forma isolada para inferências que transcendem os resultados proporcionados (VIDAL, 1987). Isso tem sido comum na abordagem de terrenos polideformados, onde o cuidado na utilização desta ferramenta deve ser ainda maior.

Neste capítulo, o comportamento geoquímico dos elementos de interesse é revisto para melhor compreensão dos sistemas isotópicos e maior cuidado na interpretação destes. É importante ressaltar que o objetivo aqui não é geocronológico. Excelentes estudos na área estabelecem idades (BASEI, 1985; BASEI, 2000; BASEI et al., 2000; HARTMANN et al., 2000; HARTMANN et al., 2003; SILVA et al., 2000, 2000; SILVA et al., 2005), em que pesem controvérsias. O propósito das análises isotópicas aqui é o de auxiliar na compreensão da evolução petrogenética do Complexo Camboriú, do nível crustal e do ambiente tectônico favorável à formação das suas rochas. A geocronologia da unidade é abordada no Capítulo 8, onde os dados são integrados e confrontados com os de trabalhos anteriores.

Das sessenta amostras analisadas na geoquímica de rocha total, quarenta foram selecionadas para estudos isotópicos de Sr, Nd e Pb pelo método natural, conforme apresentado no Capítulo 2. Trinta e duas são do ponto 1 e oito de granitos regionais utilizados para correlação. Os dados obtidos e os cálculos isotópicos resultantes, incluindo os parâmetros petrogenéticos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, ϵSr , ϵNd e $\mu 1$ são apresentados no Apêndice D. Estes valores foram calculados para 595 Ma, idade média provável do último evento migmatítico a que essas rochas foram submetidas e da geração das rochas graníticas. Alguns cálculos isotópicos foram realizados para 1.450 Ma, 2.000 Ma e 2.700 Ma, representativos de eventos conhecidos na região.

7.1 SISTEMA Rb-Sr

7.1.1 Migmatitos

As amostras de leucossoma, mesossoma, migmatito total (e tonalito deformado) contêm os menores teores de Rb/Sr em relação a todo o conjunto analisado. As porções de coloração intermediária (cinza), com granulação menor que a do leucossoma e aparência metamórfica,

conforme sugerido mesossomas dos migmatitos, apresentam Rb/Sr maior que a do leucossoma (com exceção da amostra APL01ra). Este comportamento geoquímico peculiar é considerado na análise do sistema isotópico e tem sua causa discutida no Capítulo 8.

Os leucossomas trondhjêmíticos (tipo 1) mostram os menores valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (entre 0,707 e 0,708) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (entre 0,029 e 0,074) de todas amostras de migmatito analisadas (Figura 7.1). Estes dados isotópicos refletem os mais baixos valores de Rb/Sr verificados na geoquímica e a anomalia positiva de Sr na análise dos elementos incompatíveis. Trata-se de um litotipo quase livre de minerais máficos e acessórios e, conseqüentemente, empobrecido em elementos incompatíveis quando comparado a padrões estabelecidos para crosta continental (TAYLOR; MCLENNAN, 1985). A razão de Sr inicial (0,707 e 0,708) e o $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$ (entre 53,55 e 61,99) são baixos quando comparados ao conjunto analisado, com valores próximos aos resultantes das análises do tonalito deformado, porém a amostra de migmatito estromático (trondhjêmítico) apresenta $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$ (39,05) ainda menor.

Figura 7.1: Razões isotópicas Rb/Sr: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial vs. SiO_2 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Nos leucossomas tipo 2 (granodiorito a monzogranito), o sistema isotópico Rb/Sr varia menos, com valores superiores aos dos leucossomas tipo 1. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ está entre 0,709 e 0,719, a $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ está entre 0,095 e 0,295, a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial está entre 0,708 e 0,717 e $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$ está entre 62,96 e 189,31. Os altos valores deste grupo são da amostra APL01ra (Foto 38 do Apêndice B), que pode estar relacionada à contaminação de um veio leucossomático oblíquo à estrutura do migmatito estromático. Os valores relacionados ao sistema isotópico Rb/Sr dos leucossomas tipo 2 são semelhantes aos apresentados pelo biotita granodiorito a monzogranito foliado (mesossoma tipo 2), porém com *range* mais amplo. Na geoquímica,

a semelhança entre os litotipos já havia sido notada, porém os mesossomas tipo 2 são mais enriquecidos em elementos incompatíveis e terras raras leves que os leucossomas tipo 2. Em petrografia, a principal diferença está na menor porcentagem de minerais máficos e acessórios dos leucossomas.

O biotita granodiorito a monzogranito foliado (mesossoma tipo 2), correlacionado pela afinidade geoquímica e isotópica com leucossomas tipo 2, apresenta valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,709 e 0,715, de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,132 e 0,233, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial entre 0,708 e 0,713 e de $\varepsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$ entre 65,25 e 129,60. Os maiores valores são os da amostra APL01au (Foto 31 do Apêndice B). A amostra de biotita-hornblenda gnaiss tonalítico (APL01ka, mesossoma tipo 1), está dentro do mesmo *range* de valores apresentados pelos mesossomas tipo 2, com exceção do $\varepsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$, mais baixo (58,74).

O migmatito estromático (amostra de migmatito total) apresenta $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ semelhante aos dos leucossomas tipo 1 (0,708) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ compatível com valores de leucossomas tipo 2 (0,226). Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (0,706) e $\varepsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$ (39,05) são os menores de todas as amostras de migmatito e de suas partes distintas. O migmatito nebulítico (migmatito total), considerado mais evoluído, apresenta 0,716 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0,233 de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, 0,714 de Sr inicial e 155,95 de $\varepsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$, valores semelhantes aos dos leucossomas tipo 2.

No diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ utilizando SiO_2 como índice de diferenciação (Figura 7.1), as amostras de leucossoma, mesossoma e migmatito total formam um agrupamento na porção inferior, com razões predominantemente mais baixas se comparadas às demais, consequência das baixas razões Rb/Sr verificadas na geoquímica. Porém, usando $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial, os valores semelhantes das razões iniciais dos diferentes agrupamentos não permitem uma clara separação destes litotipos. Nota-se alinhamento de uma amostra de rocha metaultramáfica (APL01aga, Foto 9 do Apêndice B), rochas metamáficas, mesossoma, monzogranito 2, Granito Corre-Mar, Granito Valsungana e migmatito nebulítico, o que demonstra o aumento do Sr inicial acompanhado do acréscimo em SiO_2 , conforme esperado. Quando a sílica atinge 75%, amostras de leucossoma, tonalito deformado, monzogranito 1, granodiorito e Granito Serra dos Macacos ocorrem agrupadas, com Sr inicial de em média 0,707. As demais amostras de rocha metaultramáfica, do Granito Itapema, do leucossoma APL01ra e do mesossoma APL01au ocorrem dispersas, com razões de Sr iniciais maiores, conforme comentado. O diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ exibe um alinhamento razoável das amostras, demonstrando que não houve perturbação do sistema, mesmo com a inserção de amostras de migmatitos, granitóides, granitos regionais, rochas metamáficas e metaultramáficas em um único gráfico. Neste, as amostras de migmatito e suas diferentes partes situam-se predominantemente próximas da origem, devido às baixas razões constatadas quando comparadas ao conjunto analisado (Figura 7.1).

7.1.2 Rochas metamáficas e metaultramáficas

As rochas metaultramáficas apresentam os maiores valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (entre 1,418 e 9,078) e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (entre 0,714 e 0,764) dentre as amostras de rochas envolvidas nos eventos de migmatização, sendo o maior valor o da amostra APL01aga (Foto 9 do Apêndice B), retirada dos diagramas (Figura 7.1) para possibilitar maior dispersão das demais. Os altos valores de Rb/Sr das rochas metaultramáficas foram verificados na geoquímica, assim como anomalias negativas de Sr nas amostras normalizadas pela crosta continental (TAYLOR; MCLENNAN, 1985). Estes dados intrigantes são discutidos no Capítulo 8. Porém, a alta porcentagem de biotita verificada na petrografia pode justificar em parte tais características. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (595 Ma) são variáveis nestes litotipos, com valores mais altos os das amostras APL01at (0,713, Foto 26 do Apêndice B) e APL01axa (0,716, Foto 36 do Apêndice B), e mais baixos os das amostras APL01h (0,705, Foto 30 do Apêndice B) e APL01aga (0,687, Foto 9 do Apêndice B), quando comparados à maioria das amostras de leucossoma e mesossoma. Nos diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (utilizando os valores analisados e as razões iniciais calculadas) vs. SiO_2 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, as rochas ultramáficas constituem o grupo com maior dispersão (Figura 7.1). As rochas metamáficas enclavadas nos migmatitos apresentam valores do sistema isotópico Rb/Sr dentro do *range* apresentado pelas rochas metaultramáficas, com exceção da amostra APL01b (Foto 37 do Apêndice B), cujos valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,366) e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,709) são mais baixos.

7.1.3 Granitóides

Dos granitóides analisados no ponto 1, o tonalito deformado apresenta os menores valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ($\sim 0,054$), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (0,707), valores esperados, dadas as baixas razões Rb/Sr e as anomalias positivas de Sr verificadas na geoquímica, resultantes da alta porcentagem de plagioclásio na amostra. Estes valores ficam próximos dos apresentados pelos leucossomas trondhjemiticos (Figura 7.1), afinidade verificada também na geoquímica, apesar da maior porcentagem de minerais máficos no tonalito. O granodiorito a monzogranito que ocorre em veios e bolsões, com aparência semelhante à dos leucossomas, apresenta valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,225 e 0,855, de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,710 e 0,715 e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$ entre 0,707 e 0,708. As duas amostras deste litotipo estão dispersas nos diagramas, a amostra APL01l (Foto 19 do Apêndice B) demonstrando compatibilidade de sistema isotópico com leucossoma trondhjemitico e tonalito deformado, a APL01ana (Foto 18 do Apêndice B) ficando no agrupamento do monzogranito (Figura 7.1).

As razões iniciais de $\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$ dos monzogranitos 1 (entre 0,698 e 0,708) são similares às dos leucossomas trondhjemiticos, granodioritos (em veio e bolsão) e tonalitos deformados, porém levemente menores que as dos monzogranitos 2 ($\sim 0,710$). Os valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ são similares entre os dois grupos (entre 1,534 e 2,090), assim como os de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (entre 0,721

e 0,726), com exceção da amostra APL01c (Foto 33 do Apêndice B), que apresenta valor menor desta razão (0,714). Quando analisado todo o conjunto, percebe-se uma identificação dos valores do sistema isotópico Rb/Sr apresentados pelos monzogranitos tipo 1 com as amostras correlacionadas ao Granito Serra dos Macacos, apesar dos padrões geoquímicos dos elementos incompatíveis e dos elementos terras raras terem afinidades maiores com o Granito Itapema. No diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, a amostra desalinhada é a APL01c (Foto 33 do Apêndice B), que apresenta valores anômalos de Sr inicial calculados para 595 Ma. As amostras de pegmatito deste grupo apresentam valores compatíveis com os dos monzogranitos 2 (Figura 7.1).

7.1.4 Granitos regionais

As amostras correlacionadas ao Granito Serra dos Macacos apresentam valores referentes ao sistema isotópico Rb/Sr ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \sim 1,788$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{87} \sim 0,724$, $\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial $\sim 0,709$, e $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})} \sim 75$) levemente mais elevados e que os apresentados pelos monzogranitos 1, porém inferiores aos dos monzogranitos 2. As amostras correlacionadas ao Granito Corremar apresentam razões levemente mais elevadas neste sistema ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \sim 2,303$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{87} \sim 0,731$, $\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial $\sim 0,711$) que as do Granito Serra dos Macacos e dos monzogranitos do ponto 1. A amostra correlacionada ao Granito Itapema apresenta razão inicial de Sr mais alta (0,714) que as das amostras correlacionadas aos granito Corremar e Serra dos Macacos, porém a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}^{87}$ é mais baixa (1,214). Em relação às amostras de migmatito e suas partes distintas, as razões do sistema Rb/Sr são superiores na amostra do Granito Itapema. Já em comparação com as amostras de monzogranito do ponto 1, o Granito Itapema demonstra maior Sr inicial para 595 Ma. A amostra correlacionada ao Granito Valsungana, apesar da razão inicial (0,710) compatível com amostras do monzogranito tipo 2, apresenta $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (3,155) e conseqüente $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^{87}$ (0,737) mais elevada de todas as amostras analisadas (com exceção da amostra APL01aga, que corresponde a uma rocha ultramáfica com valores anômalos), o que é coerente com os altos valores de Rb/Sr e a mineralogia compatível.

7.2 SISTEMA Pb-Pb

7.2.1 Migmatitos

Os leucossomas tipo 1 (trondhjemitos) apresentam $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (entre 16,858 e 17,310) sutilmente mais alta que a dos leucossomas tipo 2, de $\sim 16,594$), porém anômala em uma amostra (APL01wa, Foto 11 do Apêndice B), de 20,838. Os valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são compatíveis entre os tipos de leucossoma ($\sim 15,409$) e os de mesossoma. Os valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nos dois leucossomas ($\sim 36,877$) são semelhantes aos dos mesossoma tipo 1, porém duas amostras de leucossoma tipo 2 apresentam valores mais elevados para esta razão: APL01wa (39,710), Foto 11 do Apêndice B,

que pode conter uma mistura de fontes por constituir o local de encontro de vênulas quartzo-feldspáticas de diversas direções; e APL01as1 (38,762), Foto 25 do Apêndice B. Os valores destas amostras são similares aos apresentados pelos mesossomas tipo 2, provavelmente como resultado do enriquecimento em Th nas amostras.

Os mesossomas tipo 1 (biotita-hornblenda gnaiss tonalítico) apresentam $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais elevada (17,150) que as dos mesossomas tipo 2 (biotita monzogranito foliado), cujos valores estão entre 16,492 e 17,003. Os valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são equivalentes ($\sim 15,357$) nos dois tipos de mesossoma, porém os valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são maiores nos mesossomas tipo 2 (entre 38,690 e 40,084) quando comparados aos dos mesossomas tipo 1 (36,907). Os maiores valores relacionados ao ^{208}Pb nos mesossomas tipo 2 devem estar relacionados ao enriquecimento em Th nas amostras, enquanto que os mesossomas tipo 1 só apresentam enriquecimento de U.

Na Figura 7.2, nota-se que a diferença no sistema isotópico Pb entre leucossomas e mesossomas é principalmente quanto a $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, com maiores valores predominantemente nos mesossomas tipo 2, o que reflete o caráter enriquecido em Th (e outros elementos incompatíveis). Com relação à razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os valores são um pouco mais elevados nos leucossomas tipo 1 e nos mesossomas tipo 1 quando comparados aos demais, o que pode indicar uma origem mais aproximada dos litotipos. As duas amostras de migmatito total só demonstram diferença significativa também nesta razão, com valor mais alto (37,707) na amostra considerada como sendo de migmatito mais evoluído (APL01a, Foto 43 do Apêndice B).

7.2.2 Rochas metamáficas e metaultramáficas

Os isótopos de Pb não diferem significativamente entre as rochas metaultramáficas e as metamáficas, com $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,423 e 17,954 e valor anômalo na amostra APL01agb2a (19,796, Foto 9 do Apêndice B). Os resultados de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ficam entre 15,255 e 15,522 e os de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 37,003 e 37,341, sobressaindo-se a amostra APL01h (39,248, Foto 30 do Apêndice B). Na Figura 7.2, vê-se que as rochas metamáficas e metaultramáficas distinguem-se principalmente pelos valores relativamente mais altos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Na geoquímica, tais amostras apresentam leve empobrecimento em Th e enriquecimento em U quando comparadas a valores de crosta continental (TAYLOR; MCLENNAN, 1985), o que é coerente com os dados dos isótopos de Pb.

7.2.3 Granitóides

As duas amostras de tonalito deformado apresentam $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diferenciadas, a APL01am com 15,906 e 15,226, a APL01z com 17,303 e 15,334, respectivamente, compatíveis com as diferenças nos teores de U verificados na geoquímica. Os valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\sim 36,342$) são semelhantes nas duas amostras, assim como os teores de Th. Estas diferenças pro-

Figura 7.2: Razões isotópicas do sistema Pb/Pb entre si e vs. SiO₂

vocam uma dispersão do grupo nos diagramas que utilizam ^{206}Pb e ^{207}Pb , a amostra APL01am (Foto 17 do Apêndice B) apresentando o menor valor de todas. Os valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ deste litotipo são inferiores em comparação aos dos demais, o que não reflete exatamente os teores de Th das amostras, pois as rochas metaltramáficas, por exemplo, apresentam teores de Th predominantemente menores e valores $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pouco maiores quando comparadas às amostras de tonalito deformado (Figura 7.2).

Assim como o tonalito deformado, o granitóide que ocorre em veios e bolsões no ponto 1, de composição granodiorítica a monzogranítica, contém valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (16,267 e 20,475), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,365 e 15,625) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (36,931 e 37,453) distintos. Esta constatação reflete

os teores diferentes de Th e U verificados nas duas amostras. Ambas ficam dispersas nos diagramas (Figura 7.2) de onde o valor anômalo de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da amostra APL01ana (Foto 18 do Apêndice B) foi retirado do diagrama para possibilitar uma maior distribuição das demais. A amostra APL01l apresenta uma composição isotópica de Pb similar a apresentada para os leucossomas trondhjemíticos.

O monzogranito 1 apresenta valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais baixos (entre 16,339 e 16,653) que o monzogranito 2 (entre 16,879 e 17,412). Assim como os valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, que também são inferiores ao monzogranito 1 (entre 37,239 e 37,365), comparado com o monzogranito 2 (38,042 e 38,674). No entanto, quanto aos valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ocorre o contrário: são maiores no grupo 1 (entre 15,424 e 15,459) se comparados aos do grupo 2 (entre 15,393 e 15,418). Na petrografia, verificou-se uma maior porcentagem de minerais máficos e acessórios no monzogranito tipo 2 e; na geoquímica, o enriquecimento em U e Th nestas amostras, que devem ser responsáveis pelas diferenças de razão isotópica de Pb entre os dois grupos. Na Figura 7.2, as cinco amostras de monzogranito tipo 1 são visualizadas com composição isotópica similar às das amostras correlacionadas ao Granito Serra dos Macacos. As três amostras de monzogranito enriquecido (tipo 2) apresentam uma afinidade maior com as amostras correlacionadas ao Granito Corre-Mar.

As amostras de pegmatito apresentam composições isotópicas distintas. A APL01ae (Foto 5 do Apêndice B) contém $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (16,329) e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,420) similares às dos monzogranitos 1, porém com $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (36,909) inferior às dos grupos 1 e 2. A amostra APL01vb (Foto 28 do Apêndice B) apresenta valor anômalo de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (23,953), superior ao de todas amostras analisadas. O forte enriquecimento em U foi verificado na análise geoquímica. Os valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,780) também são levemente superiores aos dos monzogranitos. Em relação a $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37,400), é compatível com os valores apresentados pelo grupo 1.

7.2.4 Granitos regionais

As amostras correlacionadas ao Granito Serra dos Macacos apresentam similaridade isotópica de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 16,498$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15,499$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 37,624$) com as amostras de monzogranito tipo 1. O granito identificado como Corre-Mar tem razões de isótopos de Pb mais próximas às do monzogranito tipo 2. Os valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são um pouco variados (entre 17,027 e 17,892), o que reflete os diferentes teores de U das amostras. Porém, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\sim 15,410$) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\sim 38,414$) são mais uniformes. A amostra correlacionada ao Granito Itapema apresenta composição isotópica de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,846$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,392$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,800$) intermediária entre os monzogranitos tipo 1 e os monzogranitos tipo 2. Em relação as amostras de migmatito total, as razões dos isótopos de Pb são superiores na amostra do Granito Itapema. Porém, deve-se considerar o seu valor médio em relação às amostras de leucossoma e mesossoma. O Granito Valsungana, apesar de conter $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17,108) e

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,481) semelhantes às do monzogranito 2 e às do Granito corre-Mar, apresenta valor de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (40,074) tão elevado quanto os apresentados pelos mesossomas tipo 2. Esta constatação é coerente com as anomalias positivas de Th destas amostras verificadas nos padrões de elementos incompatíveis normalizados pela crosta continental usando os valores de Taylor e McLennan (1985).

7.3 SISTEMA Sm-Nd

7.3.1 Migmatitos

A amostra de mesossoma tipo 1 (hornblenda-biotita gnaiss tonalítico) apresenta $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ mais elevada (0,113) que a dos mesossomas granodioríticos a monzograníticos (entre 0,076 e 0,082). Em relação aos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ocorre o contrário, com os mesossomas tipo 1 apresentando o menor valor (0,5109), enquanto os mesossomas tipo 2 apresentam valores levemente mais altos (entre 0,5110 e 0,5117). O valor da razão ϵNd^{595} é mais negativo (-26,49) e o de TDM (3.220 Ma) é maior para os mesossomas tipo 1, quando comparados com valores apresentados para os mesossomas tipo 2 (entre -8,47 e -22,48 de $\epsilon\text{Nd}_{(595)}$ e 1.450 a 2.300 Ma de TDM). Os menores valores deste grupo são da amostra APL01as2 (Foto 25 do Apêndice B). O ϵNd_{595} é mais negativo e o TDM mais elevado é um indício de que os mesossomas tipo 1 têm mais tempo de residência crustal se comparados aos mesossomas tipo 2. Estes são mais enriquecidos em terras raras leves e ETM, e nenhum dos dois tipos apresenta fracionamento do Sm em relação ao Nd. No entanto, é importante ressaltar que idades-modelo não pode ser confundidas com idades geocronológica, uma vez que várias suposições sobre a composição isotópica e evolução do manto superior devem ser feitas. Elas são apenas aproximações e devem ser consideradas no conjunto.

Não foram verificadas diferenças entre os valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ dos dois tipos de leucossoma (entre 0,072 e 0,121), que incluem o *range* de valores exibidos para mesossomas tipos 1 e 2. As amostras de leucossoma e mesossoma concentram-se na porção inferior do diagrama $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. SiO_2 (Figura 7.3), com os menores valores da razão em relação às demais amostras analisadas. As exceções são a amostra APL01ka (Foto 14 do Apêndice B), correspondente a mesossoma tipo 1, conforme apresentado anteriormente, e as amostras APL01ra (leucossoma tipo 2, Foto 38 do Apêndice B) e APL01agb2b (leucossoma tipo 1, Foto 9 do Apêndice B), que contêm valores mais altos de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Figura 7.3). Valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,5108 e 0,5115 são observados nos leucossomas. Estes, assim como os valores do mesossoma provocam uma dispersão no diagrama em relação às demais amostras analisadas (Figura 7.3). Nos leucossomas, o ϵNd tem ampla variação (entre -12,96 e -26,01), também compatível com os valores apresentados para os mesossomas. Os valores de $\text{TDM}_{595\text{Ma}}$ ficam entre 1.888 e 3.298 Ma.

A amostra de migmatito estromático APL01aj (Foto 13 do Apêndice B) apresenta

Figura 7.3: Razões isotópicas do sistema Sm/Nd vs. SiO_2 e $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ vs. TDM.

valores de isótopos de Nd semelhantes aos dos leucossomas e mesossomas, enquanto que a amostra de migmatito nebulítico apresenta $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,0698) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5106) mais baixas e valor de ϵNd mais negativo (-29,28) que os de todas as demais amostras de migmatito. O valor de $\text{TDM}_{595\text{Ma}}$ calculado para esta amostra foi de 2.555 Ma. As amostras de migmatito total não apresentam fracionamento do Sm em relação ao Nd nas análises de elementos terras raras. Nenhuma amostra de migmatito necessitou ter calculada a idade TDM em duplo estágio, o que é comum quando ocorre fracionamento durante a fusão crustal.

7.3.2 Rochas metamáficas e metaultramáficas

As rochas metamáficas e metaultramáficas não apresentam um sistema isotópico de Nd que as diferencie. Portanto, são referidas aqui em conjunto. Os valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (entre 0,1039 e 0,1766) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (entre 0,5111 e 0,5120) são predominantemente mais elevados quando comparados aos das demais rochas do conjunto (Figura 7.3). Os valores de $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ são bastante variados (entre -6,07 e -25,78). Quatro amostras tiveram $\text{TDM}_{(595\text{Ma})}$ recalculado para duplo estágio, com valores resultantes entre 1,67 e 3,02 Ga. Os menores valores são os das

amostras APL01h (Foto 30 do Apêndice B) e APL01b (Foto 37 do Apêndice B). O cálculo do duplo estágio serve bem a rochas félsicas e afins. Considera-se a evolução com a razão atual até a idade da fusão (quando teria ocorrido o fracionamento Sm/Nd) e, a partir de então, usa-se o valor médio dessa razão na crosta para chegar da idade da fusão até a curva do manto, onde define-se a idade-modelo em duplo estágio. Para rochas máficas e, principalmente, básicas, não se conhece a razão média, sendo muito difícil, portanto, falar em estágio duplo. Quando se aplica o modelo do duplo estágio, considera-se a contribuição da crosta na geração da rocha máfica como o provável caso das rochas analisadas aqui.

7.3.3 Granitóides

O tonalito deformado apresenta valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($\sim 0,0722$) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\sim 0,5108$) tão baixos quanto os apresentados pela maioria dos migmatitos e as partes que os compõem. As duas amostras deste granitóide situam-se próximas ao grupo dos leucossomas quando as razões de isótopos de Nd são utilizadas com SiO_2 como índice de diferenciação. A média de $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ do tonalito deformado é de -25,03 e a de $\text{TDM}_{(595\text{Ma})}$ é de 2.350 Ma, compatíveis com as dos leucossomas. As duas amostras do granitóide que ocorre em veios e bolsões apresentam composições isotópicas distintas, como verificado nos métodos Rb-Sr e Pb-Pb. A amostra APL01l (Foto 19 do Apêndice B) contém 0,1296 de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e 0,5110 de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. O $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ é -27 e o valor de TDM recalculado em estágio duplo é de 3,10 Ga. A amostra APL01ana (Foto 18 do Apêndice B) apresenta valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,1591) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5112) mais altos, $\epsilon\text{Nd}_{595\text{Ma}}$ de -25, e $\text{TDM}_{595\text{Ma}}$ recalculado em estágio duplo igual a 2,96 Ga. Os valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ são mais elevados se comparados aos das amostras de leucossoma e mesossoma e migmatito total, porém os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $\epsilon\text{Nd}_{595\text{Ma}}$, e $\text{TDM}_{(595\text{Ma})}$ são compatíveis com aqueles (Figura 7.3).

Os monzogranitos tipo 1 não apresentam diferenças isotópicas no sistema Nd que os diferenciem dos do tipo 2. As amostras têm $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,0951 e 0,1150, porém as amostras APL01c e APL01cb (Foto 33 do Apêndice B) apresentam valores mais altos desta razão ($\sim 0,1469$). Os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ficam entre 0,5110 e 0,5112. O $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ é mais negativo nas amostras APL01c e cb (-27,84), enquanto que nas demais amostras do grupo é de, em média, -23,90, com exceção da amostra APL01ar (Foto 21 do Apêndice B), cujo valor fica em de -12,45. O $\text{TDM}_{(595\text{Ma})}$ também é mais alto nas amostras APL01c e cb ($\sim 2,90$ Ga recalculado em duplo estágio), do que nas demais amostras de monzogranito ($\sim 2,71$ Ga), com diferença na amostra APL01ar, de valor mais baixo que 2,11 Ga. Na Figura 7.3 observam-se os valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ predominantemente superiores dos monzogranitos em relação aos dos migmatitos (incluindo as partes analisadas separadamente), tonalito deformado e alguns granitos regionais. Porém, são razões tão dispersas quanto as constatadas nas rochas metamáficas e metaultramáficas. Em relação à razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, os dados não são esclarecedores, e os valores apresentados pelos materiais analisados se confundem (Figura 7.3).

7.3.4 Granitos regionais

Assim como verificado nos métodos Rb/Sr e Pb/Pb, a composição isotópica do sistema Nd das amostras correlacionadas ao Granito Serra dos Macacos é muito similar a dos monzogranitos do ponto 1 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \sim 0,096$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0,5110$, $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})} \sim 23,27$, $\text{TDM}_{(595\text{Ma})} \sim 2,60$ Ga). As amostras correlacionadas ao Granito Corre-Mar apresentam valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($\sim 0,087$) intermediários entre os apresentados para os monzogranitos e maioria dos migmatitos. Os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\sim 0,5110$) e $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ (~ -23) são equivalentes à maioria dos monzogranitos. A média de TDM calculada para 595 Ma é de 2.426 Ma. A amostra correlacionada ao Granito Itapema difere das amostras do Granito Corre-Mar e das amostras de migmatito pelos valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,107) mais altos. O $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ (-24) e $\text{TDM}_{(595\text{Ma})}$ (2.870 Ma) não podem ser considerados o diferencial em relação a maioria dos materiais analisados. A amostra do Granito Valsungana apresenta 0,096 de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,5114 de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e está superior as demais amostras de granito analisadas (Figura 7.3). O $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ é de -16 e o $\text{TDM}_{(595\text{Ma})}$ é de 2.111 Ma.

O diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ vs. TDM (Figura 7.3) mostra um alinhamento alongado das amostras de migmatito total, leucossoma, mesossoma e tonalito deformado, relativamente paralelo ao alinhamento dos monzogranitos, granodioritos (veios e bolsões), granitos regionais, rochas metamáficas e metaultramáficas (com poucas amostras de mesossoma e leucossoma dispersas no segundo alinhamento referido). Estes dois grupos alinhados são coerentes com os cálculos das razões iniciais de Sr onde as amostras de migmatito (incluindo amostras de leucossoma e mesossoma) e tonalito deformado, indicam uma idade mais antiga que as demais rochas analisadas, conforme discutido no Item 7.4.

Sm e Nd são elementos terras raras leves que apresentam comportamento geoquímico semelhante. São pouco móveis durante o metamorfismo e podem auxiliar no entendimento petrogenético da origem, pois o sistema suporta altas temperaturas. A temperatura crítica para abertura do sistema Sm/Nd ainda não está bem estabelecida e depende do tipo de rocha. Alguns autores defendem que o sistema é preservado até condições de metamorfismo de 800 °C e outros que estabelecem o máximo de 600 °C como temperatura crítica (ARNDT; GOLDSTEIN, 1987). Um fato intrigante, discutido no Capítulo 8, é que, apesar destas características do método, as análises Rb/Sr tenham trazido melhores resultados que as análises pelo método Sm/Nd.

7.4 INTEGRAÇÃO DAS RAZÕES ISOTÓPICAS

Vários diagramas foram traçados a partir das razões isotópicas dadas pelos três métodos aplicados nas amostras de rocha total, porém resultados coerentes com os agrupamentos das amostras só foram alcançados com o método Rb/Sr, porém, ainda assim, com certa dispersão. O diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ vs. $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$ (Figura 7.4) comumente utilizado em análises isotópicas integradas, também mostra dispersão dos grupos de amostras. No entanto, todas elas situam-se nos quadran-

tes ϵNd negativo e ϵSr positivo (com exceção das amostras APL01c e APL01aga), padrão típico de rochas originadas da crosta continental, o que é coerente com os resultados petrográficos e geoquímicos.

Figura 7.4: Diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$ vs. $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$.

As razões isotópicas na crosta continental, de forma genérica, dependem do nível crustal (pressão e temperatura) e da composição da rocha. Moor bath e Taylor (1986) apresentam um modelo de geoquímica isotópica típico para os diferentes níveis crustais, com altos valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ e baixos valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para a crosta continental superior, compatíveis com as rochas analisadas aqui. Considerando os parâmetros apresentados por aqueles autores, todas as amostras analisadas neste trabalho, incluindo as de migmatito, rochas metaultramáfica e metamáficas e granitóides apresentam características compatíveis com as da crosta superior. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial maiores que 0,706 (com exceção das amostras APL01h, APL01aga, e APL01c), μ maiores que 8 e o ϵNd negativo em todas as amostras são coerentes com esta asserção.

O cálculo da razão inicial do Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$) foi executado também para idades estimadas em 1.400 Ma, 2.000 Ma e 2.700 Ma. São idades médias de eventos tectônicos na região, que constam em trabalhos anteriores, e foram testadas aqui para uma melhor compreensão dos dados. As amostras de migmatito (incluindo leucossoma e mesossoma), do bolsão tonalítico deformado, e do granodiorito que ocorre em veios e bolsões são as únicas que trouxeram resultados razoáveis quando idades mais antigas que 595 Ma foram testadas. Estas fornecem razões iniciais de Sr, até mesmo com o cálculo em 2.700 Ma. Estas rochas representariam os componentes mais antigos, provavelmente arqueanos, melhor preservados das migmatizações posteriores. Os cálculos nas amostras do monzogranito que ocorre como corpos tabulares e irregulares, assim como as amostras de rochas metaultramáficas e metamáficas, resultam em razões iniciais menores que 0,700 quando idades mais antigas que 595 Ma são testadas, caracterizando a impossibilidade dessas rochas serem mais antigas que 595 Ma.

O gráfico Sr inicial vs. Tempo vs. $\text{Sr}_{(\text{atual})}$ (Figura 7.5) foi traçado considerando-se

Figura 7.5: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (inicial) vs. Tempo vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (atual) com sugestão de evolução isotópica do Sr para amostras do ponto 1.

uma idade de 2.7 Ga para os mesossomas e para o migmatito total; 2.0 Ga para leucossomas, tonalito deformado e granodiorito (veios e bolsões); 0,595 Ma para as rochas metamáficas e metaultramáficas e monzogranitos que cortam os migmatitos no ponto 1. Tal sugestão é apresentada por falta de uma idade absoluta e teve como base a cronologia relativa das rochas, as características dos materiais, e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais calculadas, conforme exposto aqui. O posicionamento do conjunto bem acima da linha de evolução do manto permite inferir que os materiais analisados não têm origem mantélica (ou pouquíssima contribuição, se houver) e, que o conjunto das amostras analisadas, muito provavelmente, evoluiu em um sistema fechado, sem adição de material externo. Esta última observação deriva do fato de os produtos das sucessivas fusões (leucossomas e granitóides associados aos migmatitos) situarem-se em curvas de evolução do material precursor (migmatitos totais e mesossomas). Em relação aos granitóides regionais, os resultados indicam que a idade mais antiga possível para essas rochas é neoproterozóica. Quando outras idades são aplicadas, os resultados das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais calculadas ficam abaixo de 0,700 o que impede que essas idades tenham significado geológico. Outro dado interessante vem de um gnaiss máfico do ponto 8 (amostra APL08f), que apresenta compatibilidade com as amostras de migmatito em relação a evolução isotópica de Sr, indicando a mesma idade.

No diagrama de evolução do Nd (DEPAOLO, 1981) da Figura 7.6, as amostras foram divididas em dois grupos, conforme resultados de Sr inicial. Um grupo corresponde a amostras de migmatito total, leucossomas, mesossomas e tonalitos deformados, que apresentam indicações de idades superiores a 595 Ma, possivelmente paleoproterozóicas e protólitos inclusive arqueanos. O outro grupo, formado por monzogranitos, granitos regionais, rochas metamáficas e metaultramáficas com indícios de não serem mais antigas que 595 Ma. Os dois grupos apresentam idades-modelo calculadas em relação ao manto empobrecido (TDM) variando em uma ampla faixa e indicando que o material que constitui as amostras reside na crosta desde o Arqueano. O que diferencia os dois grupos em relação a evolução do Nd é a concentração dos valores de $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{Ma})}$, que ficam principalmente entre -30 e -40 para amostras de migmatito total,

Figura 7.6: Diagrama de evolução isotópica do Nd (DePaolo, 1981), com amostras analisadas neste trabalho.

leucossoma, mesossoma e tonalito deformado. No grupo de granitos regionais, monzogranitos, rochas metamáficas e metaultramáficas, os valores ficam concentrados principalmente entre -20 e -30, menos negativos, portanto, que os do primeiro grupo. Isto sugere que os migmatitos apresentam residências crustais mais longas que as das demais amostras analisadas, o que é abordado e integrado com resultados de outras ferramentas analíticas no Capítulo 8.

8 DISCUSSÃO

Apesar do grande volume de dados de campo, petrografia, geoquímica e geologia isotópica, nenhuma destas abordagens permitiu, isoladamente, elucidar a complexa história magmático-deformacional dos migmatitos do Complexo Camboriú presentes no afloramento estudado em detalhe. Dados de outras unidades foram então aproveitados, numa tentativa de posicionamento da evolução petrogenética do Complexo no contexto regional.

8.1 MIGMATITO ANATÉTICO

As características petrográficas dos leucossomas trondhjemíticos (tipo 1) e granodioríticos a monzograníticos (tipo 2) presentes na área de estudo sugerem geração por fusão parcial. São indícios de anatexia a textura tipicamente ígnea com cristais de plagioclásio subidiomórficos, os filmes de quartzo cristalizado ao longo dos limites dos grãos, o fluxo magmático orientado de cristais (Figura 5.1) e a ocorrência de minerais corroídos (Figura 5.2), conforme sugerido por Sawyer (2001). No entanto, a fusão parece ter ocorrido de forma localizada, pois em alguns pontos da região afloram ortognaisses sem evidências de origem anatética para o leucossoma. Reações retrogressivas obliteraram parte da mineralogia primária da rocha gerada no pico metamórfico que culminou na fusão parcial, o que impossibilitou o estudo das trajetórias de temperatura e pressão em que as rochas foram geradas. No caso das amostras de leucossoma e mesossoma tipo 2 (biotita granodiorito a monzogranito foliado), que correspondem a rochas graníticas ortoderivadas, com minerais poucos susceptíveis a variações de temperatura e pressão, a dificuldade de estudo foi ainda maior.

Apesar da ausência das paragêneses de alta temperatura resultantes de fusão parcial esperadas, as características ígneas dos leucossomas e suas relações com os mesossomas levam a descartar outras possibilidades de origem. Portanto, o uso do termo migmatito para rochas do Complexo Camboriú é totalmente adequado, tanto no aspecto descritivo, como em designações que impliquem gênese por anatexia. No entanto, o que se sugere aqui é a utilização do termo migmatito anatético, conforme explanado no Capítulo 1. A sobreposição das fases de deformação registradas nas rochas do Complexo Camboriú deve ter estado associada a mais de um evento de fusão parcial. No entanto, as análises realizadas só comprovam a anatexia, responsável pela geração dos leucossomas descritos, resultantes da sobreposição do último evento de migmatização, que, portanto, é enfatizado aqui.

8.2 CONDIÇÕES DE FUSÃO PARCIAL E EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DO PONTO 1

O processo de anatexia crustal mais conhecido é o da fusão de rochas quartzo-feldspáticas na presença de água livre, que pode ocorrer a temperaturas relativamente baixas, a partir de 650 °C segundo Bea (1986). Outro mecanismo importante abordado em trabalhos experimentais é a quebra de minerais hidratados, principalmente micas e anfibólios (PATIÑO DOUCE; JOHNSTON, 1991; HARRIS; INGER, 1992; THOMPSON, 1996), essencial no entendimento da reciclagem da crosta terrestre. Este processo é comum na ausência de água livre, a qual abaixa a curva *solidus*, facilitando a participação destes minerais na fusão. Tais estudos comprovam que a quebra da muscovita na ausência de água livre pode ocorrer a temperaturas quase tão baixas (700 °C) quanto a de fusão de rochas quartzo feldspáticas em presença de água. Gardien et al. (1995) constataram que em rochas compostas pela assembléia mineral biotita-plagioclásio-quartzo, o *solidus* fica em 800 °C a 1,0 GPa, mas que a biotita pode permanecer estável mesmo a 950 °C. A estabilidade da biotita depende essencialmente da sua composição, sendo que as ricas em TiO₂ resistem a temperaturas mais altas quando comparadas as demais.

Segundo Brown (2002), feldspato e quartzo, quando associados a biotita, também podem controlar a fusão parcial de migmatitos, sendo a água responsável pelo início do processo. Camadas com baixa concentração de biotita facilitam a percolação da água, o que promove a anatexia *in situ*. Esta situação é a mais condizente com a observada nos migmatitos do Complexo Camboriú, que apesar das características evidentemente ígneas do leucossoma, têm mesossomas parcialmente preservados do último processo de fusão parcial. Os dois tipos de mesossoma descritos, o biotita-hornblenda gnaiss tonalítico (tipo 1) e o biotita-granodiorito a monzogranito foliado (tipo 2), com biotita entre 7 a 20%, não apresentam indícios de envolvimento total no último processo de fusão parcial registrado. Porém, deve ser considerada a alteração retrometamórfica, que pode ter modificado feições anatéticas nestes níveis.

A preservação da biotita dos mesossomas no processo de fusão parcial é sugerida pelas fortes anomalias negativas dos leucossomas em Nb e Ta. Segundo Harris, Ayres e Massey (1995), fundidos gerados da quebra deste mineral são enriquecidos em Nb e Ta, presentes na biotita, em relação ao protólito. Nos migmatitos do Complexo Camboriú, ocorre o contrário, estando os maiores valores destes elementos em mesossomas (Apêndice C). Zeng, Saleeby e Ducea (2005) explicam que a proporção relativa entre micas (biotita e muscovita) e feldspatos no fundido é o principal parâmetro que influencia as razões isotópicas Rb/Sr de um leucossoma. Isto explica inclusive os maiores teores de ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr e ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr dos mesossomas em relação ao leucossoma trondhjemitico, pois o Rb também é retido pela biotita. Na mesma linha de raciocínio, Harris e Inger (1992) explicam que as baixas razões Rb/Sr em leucossomas indicam fusão em presença de fase fluida, a qual consome proporções muito maiores de plagioclásio em relação à muscovita e/ou a biotita. Isto reforça a hipótese de fusão de níveis quartzo-feldspáticos em presença de água livre no evento anatético responsável pela geração dos leucossomas trondhjemiticos observados.

Os leucossomas granodioríticos a monzograníticos (tipo 2), apesar de apresentarem anomalias negativas de Nb e Ta que sugerem que a biotita não tenha participado do processo

de fusão que os gerou, mostram valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ semelhantes aos apresentadas pelos mesossomas tipo 2 (biotita granodiorito a monzogranito foliado), maiores, portanto, que os dos leucossomas trondhjemíticos. Se for considerada a hipótese dos leucossomas trondhjemíticos terem sido formados antes dos leucossomas tipo 2, e que ambos os tipos tenham sido gerados de rochas de composições semelhantes, a formação do feldspato potássico deve ser melhor compreendida. Neste caso, é provável que ao tempo da formação dos leucossomas trondhjemíticos, os mesossomas não contivessem feldspato potássico, caso contrário, este teria participado da reação. Considerando esta premissa, a muscovita descrita nos mesossomas tipo 2, que não atingiu a temperatura de quebra na formação dos leucossomas trondhjemíticos, deve ter atingido condições favoráveis a fusão na formação dos leucossomas granodioríticos a monzograníticos, gerando feldspato potássico peritético, que tomou parte no fundido para formação dos leucossomas tipo 2. Isso explica inclusive os teores de Ba, que são maiores nos leucossomas granodioríticos a monzograníticos, quando comparados com os leucossomas trondhjemíticos. Esta transição no processo anatético poderia ter ocorrido com aumento da quantidade de fusão, que, na formação dos leucossomas trondhjemíticos, não deve ter excedido 20% em peso. PATIÑO DOUCE e Harris (1998) demonstram que a fusão de rochas quartzofelspáticas em presença de água é trondhjemítica até aquelas proporções de fusão. Quando a porcentagem ultrapassa tal limite, o fundido atinge composição granítica. No entanto, a quebra da muscovita pode, no Complexo Camboriú, ter ocorrido de forma localizada, talvez relacionada à concentração heterogênea do mineral no protólito, ou mesmo a condições diferenciadas de stress.

Outra possibilidade é a de ambos os tipos de leucossoma terem sido gerados por diferenças composicionais devidas ao protólito. Os mesossomas tipo 1 (biotita-hornblenda gnaisse tonalítico) constituídos por níveis de quartzo e feldspato milimétricos alternados a níveis com quantidades variadas de minerais máficos (principalmente anfibólio e biotita) poderiam ser considerados os protólitos dos leucossomas trondhjemíticos, o principal processo anatético atuante tendo sido a fusão de rochas quartzofelspáticas em presença de água. Os mesossomas granodioríticos a monzograníticos teriam envolvimento da quebra da muscovita na geração dos leucossomas tipo 2. A proveniência, ou participação, dos mesossomas tipo 2 (biotita granodiorito a monzogranito foliado), na geração dos leucossomas granodiorítico a monzograníticos (tipo 2) é aceitável. Os mesossomas tipo 2 contêm maiores porcentagens de minerais máficos (principalmente biotita) e acessórios, e conseqüentes porcentagens de MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 e P_2O_5 mais altas que os leucossomas tipo 2. Os diagramas multielementares normalizados pela crosta continental e os de elementos terras raras normalizados pelo condrito apontam grande semelhança entre ambos os litotipos, porém maior enriquecimento nos mesossomas. Os valores de $\text{Sr}_{(595)}$ inicial, $\epsilon\text{Nd}_{(595)}$ e TDM também são semelhantes, apesar do grande *range* de ambos.

Para geração dos leucossomas trondhjemíticos, teria sido necessária a exaustão de uma fonte rica em plagioclásio, dadas as fortes anomalias positivas de Sr e Eu que estes litotipos apresentam. Apesar dos teores de ETR, $\text{Sr}_{(595)}$ inicial, $\epsilon\text{Nd}_{(595)}$ e TDM semelhantes, o mesossoma correspondente a biotita-hornblenda gnaisse tonalítico não contém anomalias negativas de Eu e Sr compatíveis com a fonte geradora do leucossoma trondhjemítico. Se os mesossomas descritos no

Complexo Camboriú fossem a única fonte para formação dos leucossomas trondhjêmíticos, seria coerente a presença de anomalias negativas destes elementos em diagramas multielementares e de ETR, o que não ocorre (Figura 6.9). Por outro lado, os níveis de rocha metaultramáfica inseridos nos migmatitos do Complexo Camboriú (Apêndice B) apresentam características que indicam a participação destes no processo de fusão gerador dos leucossomas trondhjêmíticos. A mineralogia é típica de restito, com concentração essencialmente de anfibólio e biotita (Figura 5.4). O diagrama mutielementar de elementos-traço normalizados pela crosta continental conforme os valores de Taylor e McLennan (1985) é quase o inverso daquele do leucossoma trondhjêmítico, com fortes anomalias negativas de Sr, característica peculiar em rocha ultramáfica, assim como a retenção de parte do Rb, provavelmente na biotita. Amostras deste grupo apresentam razões Rb/Sr bastante altas quando comparadas com amostras do migmatito. Anomalias negativas mais amenas de Zr, Hf e Th nas rochas ultramáficas indicam a extração de minerais acessórios possivelmente inclusos em minerais com menores temperaturas de fusão.

As rochas máficas que ocorrem como enclaves e constituem placas no migmatito *schollen* também podem ter participado do processo de fusão gerador dos leucossomas trondhjêmíticos, porém foram melhor preservadas, provavelmente pela forma de ocorrência. As rochas metamáficas e metaultramáficas são bastante semelhantes em composição geoquímica, de ETR, e isotópica, com exceção das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que são mais altas nas rochas metaultramáficas, provavelmente devido à extração do Sr e a retenção de Rb em biotitas, que favoreceu a retenção deste mineral no processo de geração dos leucossomas trondhjêmíticos. Nos diagramas Harker de elementos maiores, as rochas metamáficas, metaultramáficas e mesossomas apresentam ótimas correlações, as rochas metamáficas tendo composições intermediárias entre os dois outros litotipos (Figura 6.10). Este alinhamento nos diagramas pode indicar que correspondam a suítes cogenéticas modificadas por processos de cristalização fracionada e/ou fusão parcial.

Mas, como fundir uma rocha básica sem fundir o mesossoma ácido? Uma possibilidade aventada, considerando a idade neoproterozóica sugerida pelo estudo isotópico das rochas metaultramáficas em meio aos migmatitos, é que estas tenham sido fracionadas em *subsolidus* durante o processo intrusivo nas rochas gnáissicas. Porém, considerando a hipótese do sistema Rb-Sr ter sido modificado pelo fracionamento do Sr no plagioclásio e a retenção de parte do Rb na biotita nas rochas metaultramáficas, o que torna a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ incerta, e que as idades sejam mais antigas do que as assumidas, outras premissas podem ser consideradas.

A composição de tonalito-trondhjêmito-granodiorito (TTG) e a grande concentração das idades TDM em 2,5 Ga das rochas analisadas no Complexo Camboriú conduzem a uma comparação com descrições de suítes TTG arqueanas. Constatou-se que algumas características presentes nos leucossomas e mesossomas do Complexo, como a grande quantidade de plagioclásio sódico (albita-oligoclásio), as altas porcentagens de Na_2O em relação às de K_2O e CaO (Apêndice C) e a depleção de Y e de ETRP nas amostras analisadas (figuras 6.8 e 6.9) são compatíveis com as características descritas por Condie (1997) para suítes TTG arqueanas. A formação de seqüências como estas é considerada por aquele autor o segundo efeito do resfriamento do manto na história da Terra, sendo que a fusão de rochas máficas no Arqueano teria gerado rochas trondhjêmítico-

tonalítico-granodioríticas, deixando como resíduo, essencialmente, anfibólios (e granadas). Isso estaria aqui representado pelas rochas ultramáficas intercaladas nos migmatitos do Complexo Camboriú, com mineralogia residual compatível com tal descrição. Além disso, os mesossomas tipo biotita monzogranito foliado possuem características geoquímicas semelhantes às das suítes TTG arqueanas, como marcantes anomalias de Nb e ausência de anomalias positivas de Eu e Sr. Nesta suposta evolução, os mesossomas tipo 2 e os leucossomas tipo 2 corresponderiam a uma suíte TTG parcialmente preservada e as ultramáficas ao resíduo da fusão. Posteriormente, a suíte teria sido submetida a outro evento de fusão, gerando ou intensificando os níveis trondhjemiticos.

Se os leucossomas trondhjemiticos forem consequência da anatexia *in situ* de níveis quartzo-feldspáticos de rocha previamente heterogênea, qual a razão da coerência observada nos *trends* dos leucossomas e mesossomas em diagramas Harker de elementos maiores e traços usando SiO₂ como índice de diferenciação (figuras 6.2 e 6.4)? Isso poderia ser explicado por uma fusão parcial anterior à formação dos leucossomas trondhjemiticos, que proporcionou crescimento de bandas ou domínios de composição e volume diferentes da rocha original. Este processo pode ter ocorrido ainda no Paleoproterozóico (idade sugerida pelos estudos isotópicos realizados e em trabalhos anteriores para os mesossomas), em altas temperaturas e em um longo intervalo de tempo. Os alinhamentos referidos nos diagramas, com maiores concentrações de MgO, FeO, TiO₂ e P₂O₅ (e ETR) nos mesossomas, seriam portanto, consequência da maior concentração de minerais máficos e acessórios em níveis preferenciais, herdada de processos anteriores ao de geração dos leucossomas descritos, e possivelmente intensificada na fusão parcial posterior (Neoproterozóico). Neste caso, os ortognaisses seriam considerados protólitos do último evento de fusão parcial. Ou, as boas correlações em diagramas de química de rocha entre leucossomas e mesossomas poderiam indicar proveniência de uma mesma fonte para as camadas do protólito sob fracionamento, porém com diferenças na segregação da fusão. Em qualquer uma das hipóteses, é considerada uma mesma origem para os leucossomas e os mesossomas.

A geoquímica de elementos terras raras (com exceção do Eu), Th e U em rochas anatéticas da crosta é controlada principalmente pelos minerais acessórios que retêm estes elementos (BEA; PEREIRA; STROH, 1994), como, na área de estudo, a apatita, o zircão e a allanita. E isso fica demonstrado nos diagramas pelas altas concentrações destes elementos e de minerais acessórios nos mesossomas granodioríticos a monzograníticos, e seus altos valores de ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, provenientes das altas concentrações de Th. Os valores de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb e de ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, resultantes do decaimento do ²³⁸U e do ²³⁵U, não apresentam valores que auxiliem na diferenciação dos litotipos e parecem refletir o enriquecimento generalizado em U verificado na geoquímica. É importante considerar, neste caso, a pouca representatividade dos melanossomas (Figura 5.3) nas análises químicas, que impossibilita a correlação entre trios. Na petrografia constatou-se a presença de biotita, apatita, titanita e epidoto com allanita ao centro, subidiomórficos no melanossoma. A presença destes minerais acessórios como resíduo da fusão poderia ser justificada pelo carregamento de parte destes por minerais essenciais de baixa temperatura de fusão. Esta concentração de minerais, se considerados neoformados no último

evento anatético, explicaria em parte o caráter empobrecido dos leucossomas trondhjemíticos. Neste caso, as anomalias negativas de Nb, Ta e Rb estariam em parte associadas ao fracionamento da biotita no melanossoma e anomalias de Zr e Hf, por exemplo, associadas à concentração de zircão nestes litotipos. Porém, o melanossoma pode simplesmente constituir bandas máficas formadas por reações entre leucossoma e rocha hospedeira. Isto não explicaria as fortes anomalias positivas de Sr e Eu dos leucossomas tipo 1.

Dos granitóides do ponto 1, o tonalito deformado e o granodiorito a monzogranito em veios e bolsões têm evolução petrogenética intrínseca aos migmatitos. Os monzogranitos que cortam as estruturas das rochas, posteriores à migmatização, são discutidos no Item 8.2, onde são correlacionados com granitos regionais. O tonalito deformado possui características geoquímicas e isotópicas muito semelhantes às dos leucossomas trondhjemíticos. Apesar do tonalito conter maior porcentagem de biotita e apresentar deformação, conforme descrito nos capítulos 4 e 5, a afinidade fica evidente nos diagramas dos elementos maiores, traços e terras raras (figuras 6.9 e 6.21), nos valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atual, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (595 Ma) e $\varepsilon\text{Sr}_{(595\text{ Ma})}$, que refletem a anomalia positiva de Sr verificada na geoquímica, assim como nos leucossomas trondhjemíticos. Além disso, os valores de $\varepsilon\text{Sr}_{(595\text{ Ma})}$ e TDM também são semelhantes. Como a deformação é incompatível, parece mais coerente que este corpo tenha sido extraído de uma rocha similar à que originou os leucossomas trondhjemíticos, porém posicionado anteriormente à deformação e migmatização do Complexo, possivelmente num evento de fusão crustal anterior, nas mesmas condições de fusão descritas para os leucossomas tipo 1.

As duas amostras descritas do granodiorito a monzogranito que ocorre em veios e bolsões demonstram diferenças entre si em todos os métodos analíticos. No entanto, as características de campo, petrográficas, geoquímicas e isotópicas indicam que elas constituem uma evolução dos leucossomas, que conseguiram romper as estruturas das rochas migmatíticas, alojando-se em veios e bolsões. É possível que a diferença composicional entre ambas as amostras seja reflexo das descritas para os leucossoma dos tipos 1 e 2, a amostra monzogranítica APL01ana estando associada a quebras localizadas da muscovita, e que a rocha da amostra APL011 tenha sido originada de um processo semelhante ao descrito para os leucossomas trondhjemíticos. É possível, também, que as diferenças entre uma e a outra estejam relacionadas ao processo evolutivo do fundido, com a formação inicial dos leucossomas trondhjemíticos e posterior geração dos leucossomas graníticos, havendo concentrações heterogêneas dos litotipos.

8.3 AMBIENTE TECTÔNICO E GEOCRONOLOGIA

A maior concentração de leucossoma em regiões de baixa pressão, como *interboudins* e superfícies de dilatação nos migmatitos do Complexo Camboriú (Figura 4.3 e Apêndice B), sugere que a fusão deve ter sido facilitada pelo aumento da temperatura e/ou da pressão, justificando a movimentação do magma félsico, denso, em meio ao resíduo, o que favorece a hipótese da formação dos leucossomas sob regime compressivo. Os diagramas discriminantes de ambientes

tectônicos traçados para as rochas do Complexo Camboriú reforçam esta idéia onde as amostras de rochas migmatíticas situam-se em campos reservados a rochas provenientes de arcos magmáticos.

A origem anatética demonstrada está intimamente ligada às macroestruturas evidenciadas pelas microestruturas e suportadas pela geoquímica e pela geologia isotópica, conforme sugerido por Brown (1994). As condições necessárias para fusão parcial de rochas quartzo-felspáticas em presença de água, e possível quebra da muscovita, porém com preservação da biotita, conforme sugerido para a gênese dos leucossomas, favorece a hipótese da geração dos migmatitos em ambiente de espessamento crustal, em zonas colisionais, que segundo Thompson e Connolly (1995), não ultrapassam 750-800 °C. Os diagramas multielementares e de ETR foram comparados com normalizações apresentadas para diversos ambientes e demonstraram valores mais próximos aos sugeridos para crosta continental. Esta premissa é confirmada pelos parâmetros petrogenéticos isotópicos ($\mu > 8$, ϵNd negativo e $^{87}Sr/^{86}Sr$ (595 Ma) inicial calculados para as rochas do Complexo Camboriú, que, segundo Moor bath e Taylor (1986), indicam origem em crosta superior.

As idades TDM sugerem que o material foi extraído do manto entre 1,5 e 3 Ga, com a maior concentração em 2,5 Ga. A partir de então, as rochas foram submetidas a processos de fracionamento e fusão parcial, conforme demonstrado. As idades paleoproterozóicas (BASEI, 1985; SILVA et al., 2000; HARTMANN et al., 2000; HARTMANN et al., 2003) estão provavelmente relacionadas à cristalização primária das rochas que constituem o Complexo Camboriú, conforme sugerido em trabalhos anteriores. No entanto, reciclagem crustal é evidenciada na evolução petrogenética, com no mínimo um evento anatético, provavelmente ocorrido no Ciclo Brasileiro. Foi utilizada, aqui, uma idade média de 595 Ma para os cálculos isotópicos, com base em idades sugeridas em estudos regionais: 583 ± 26 Ma (BASEI et al., 2000), 590 Ma (SILVA et al., 2000) e 598 ± 6 Ma (HARTMANN et al., 2003), que interpretam tal idade como a de um evento de deformação e/ou hidrotermalismo sobreposto ao Complexo. A anatexia comprovada da unidade indica que a idade neoproterozóica está associada a um evento de deformação significativo, associado a fusão parcial de rochas, conforme sugerido por Basei et al. (2000). No entanto, para uma melhor compreensão das idades obtidas em estudos anteriores, seria aconselhável a correlação do litotipo exato em que os zircões datados foram retirados (mesossoma biotita-hornblenda gnaisse tonalítico, biotita granodiorito a monzogranito foliado, leucossoma granodiorito a monzogranito, ou leucossoma trondhjemitico) ao seu contexto petrográfico (inclusão em plagioclásio, em anfibólio ou intersticial).

A hipótese das rochas do Complexo Camboriú constituírem megaxenólitos trazidos por granitóides não parece coerente com o tamanho dos afloramentos, a exemplo do ponto 1. O volume de xenólitos que um magma pode carregar é limitado. A troca de calor entre o magma e os fragmentos provoca resfriamento do corpo granítico, já denso, fazendo com que este pare de ascender. Além disso, apesar das atitudes variadas das estruturas geradas pelo dobramento e redobramento das rochas na unidade, há coerência nas atitudes do acamamento do migmatito estromático entre os afloramentos estudados (pontos 1, 4 e 8). Considerando que os

dados obtidos no trabalho indicam proveniência da crosta superior, esta situação é ainda mais improvável. É mais provável que as rochas do Complexo Camboriú constituam tetos pendentes nos granitóides, conforme sugerido por Peternell, Bitencourt e Kruhl (inédito). Neste caso, a anatexia nos migmatitos pode ter sido facilitada pelo aumento do gradiente geotérmico e pela mobilização de fluidos promovida pela cristalização de um grande volume de magma granítico em ambiente de arco magmático que possibilitou a fusão em níveis relativamente rasos da crosta, conforme sugerido por Jung et al. (1999).

8.4 RELAÇÕES DO COMPLEXO CAMBORIÚ COM OS GRANITOS REGIONAIS

Há uma grande semelhança entre os migmatitos mais evoluídos (diatexitos) do Complexo Camboriú e o Granito Itapema (ou Ponta do Cabeço), principalmente em zonas de cisalhamento (Figura 4.5), onde o limiar entre as duas unidades é muito próximo. Além das características de campo, os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos indicam uma gênese intrínseca entre as duas unidades. Como sugerido por Bitencourt e Nardi (2004), as rochas do Complexo Camboriú são muito provavelmente protólitos das do Granito Itapema. A variação composicional observada neste último é atribuída por aqueles autores à diversidade de líquidos precocemente formados, com variações heterogêneas nas concentrações de plagioclásio e anfibólio que promoveram modificações por segregação de fluxo magmático. Isto poderia ser explicado pela fusão dos níveis diferenciados dos migmatitos (e rochas metaultramáficas) dentro de um processo evolutivo. O fato das amostras de migmatito total não corresponderem exatamente ao esperado para correlação com o Granito Itapema é facilmente explicado pela heterogeneidade das duas unidades e pela complexidade dos processos evolutivos destes. Porém, nos diagramas binários que correlacionam as razões isotópicas, observa-se que a amostra deste granito situa-se em valores intermediários do conjunto leucossoma-mesosoma-metaultramáficas.

Apesar dos fortes indícios de que o Complexo Camboriú seja parte de um processo evolutivo que culminou na colocação do Granito Itapema, o nível crustal profundo e a temperatura de fusão por volta de 850 °C requeridos pra formação deste granito, conforme sugerido por Bitencourt e Nardi (2004), não são compatíveis com os das rochas do Complexo Camboriú descritas no ponto 1. Os indícios são de que o Granito tenha tido origem em profundidade maior, a partir de protólitos extremamente similares, porém em condições de temperatura e pressão apropriadas para fusão inclusive de parte dos níveis máficos. Porém, a preservação de xenólitos sugere que o resfriamento ocorreu antes da assimilação completa destes fragmentos, provavelmente intensificado pela troca de calor com aqueles. A fusão de parte das rochas ultramáficas e provável quebra da biotita explica também as altas razões de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$, e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em relação às amostras de migmatito, já que os níveis ultramáficos contêm os mais altos valores destas razões no conjunto.

Os monzogranitos que cortam as estruturas dos migmatitos do Complexo Camboriú no ponto 1 foram colocados, claramente, após a migmatização, fato evidenciado pelas próprias

relações estruturais do afloramento (Apêndice B). O monzogranito 1 é correlacionado ao Granito Serra dos Macacos pelas semelhanças petrográficas, geoquímicas e isotópicas entre as amostras destes, conforme abordado nos capítulos 4, 5, 6 e 7. O monzogranito 2 apresenta maior porcentagem de minerais máficos e acessórios que o monzogranito 1. Apresenta composição geoquímica e isotópica semelhante às das amostras correlacionadas ao Granito Corre-Mar, porém é peculiarmente fracionado em elementos terras raras, provavelmente pela grande concentração de minerais acessórios. O mais provável é que os dois monzogranitos constituam fácies de um mesmo corpo granítico.

A mineralogia acessória (principalmente apatita, allanita e zircão), a geoquímica e a geologia isotópica similares apresentadas pelos diferentes grupos de amostras sugerem que os migmatitos e granitos do ponto 1, assim como observado em amostras dos granitos Corre-Mar e Serra dos Macacos, provêm de fontes semelhantes. Ou ainda, conforme aventado por Castro, Basei e Crósta (1999) e confirmado nos diagramas de evolução do Sr e Nd, as rochas migmatíticas do Complexo Camboriú seriam os protólitos dos granitos posteriores descritos. Os valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bem mais altos nos granitos, quando comparado aos migmatitos do Complexo, podem ser atribuídos a quebra de biotita e/ou envolvimento de rochas ultramáficas na formação daqueles corpos.

9 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os migmatitos anatéticos do Complexo Camboriú são objeto de estudo apropriado na busca de uma melhor compreensão dos processos de reciclagem crustal a que rochas paleoproterozóicas e arqueanas são submetidas após a extração do manto. A unidade estudada representa um elo entre as rochas metamórficas e os granitos da região. Muitos dos resultados obtidos em estudos experimentais que simulam condições de fusão parcial (BEA, 1986; PATIÑO DOUCE; JOHNSTON, 1991; GARDIEN et al., 1995; HARRIS; INGER, 1992; THOMPSON, 1996) tiveram suporte, e foram de grande importância no entendimento da evolução petrogenética do Complexo.

Sistemas isotópicos são comumente afetados por modificações geoquímicas e mineralógicas na fusão parcial, na mistura de materiais residuais, na cristalização fracionada, nas atividades fluidas e em outros processos. Os resultados podem ser ambíguos quando o contexto regional não é bem conhecido, mas isso, em si, não invalida o uso de ferramentas analíticas isotópicas em estudos como o apresentado aqui. O essencial é compreender as modificações nos sistemas, e não apenas empregar diferentes técnicas isoladamente umas das outras. Somente a integração de estudos de detalhe pode trazer avanços significativos à compreensão petrogenética de terrenos com tamanho grau de complexidade evolutiva.

A variedade de dados obtidos de um único afloramento reflete a complexidade geoquímica e isotópica do sistema, que, não tivesse ele sido analisado minuciosamente, poderia ter levado a interpretações bastante equivocadas da geologia da região. No entanto, desvendar a história de um terreno submetido a tantas transformações, mesmo com a utilização de ferramentas analíticas acuradas, ainda é um desafio. Aqui, diante de tão magnífica geologia, o possível foi tecer hipóteses suportadas pela contextualização dos dados, conforme apresentado no Capítulo 8. O método Rb/Sr, em terrenos polideformados, é tido muitas vezes como inapropriado, pela alta mobilidade do Rb e pelas temperaturas críticas de abertura dos sistemas não excederem os 600 °C. Na investigação dos migmatitos do Complexo Camboriú, este foi o mais eficiente dos métodos isotópicos aplicados, justamente pela sua susceptibilidade a mudanças geoquímicas e isotópicas, que auxiliou no entendimento petrogenético da unidade. Porém, as informações tiveram que ser cuidadosamente ponderadas e avaliadas em detalhe. Caso contrário, a análise dos dados não teria trazido sentido algum.

O conjunto dos dados analisados sugere que o Complexo Camboriú, mesmo considerando a possibilidade de termos pelo menos dois eventos migmatíticos separados por um longo período de tempo, atuou como um sistema fechado, sem maiores trocas com o exterior. Esta premissa é corroborada pelo diagrama de evolução do Sr (Figura 7.5), no qual todas as rochas presentes no ponto 1 (migmatitos, rochas metamáficas e metaultramáficas, além dos granitos) situam-se dentro do campo definido pela evolução dos seus possíveis protólitos, representados

pelos mesossomas. O fato de os materiais mais jovens terem-se estabelecido dentro desse campo é um forte indício de que os mesmos derivam de tais rochas, e que evoluíram com razões Rb/Sr mais elevadas. Isto reforça a origem dos leucossomas e dos granitos Itapema, Serra dos Macacos e Corre-Mar a partir da fusão das rochas migmatíticas, ou de outra fonte muito similar, como se suspeitava já na análise petrográfica. Nesse mesmo diagrama, a posição das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indica que o processo se deu integralmente em condições crustais, sem participação do manto, hipótese ratificada pelo diagrama $\epsilon\text{Nd}_{(595\text{ Ma})}$ vs. $\epsilon\text{Sr}_{(595\text{ Ma})}$ (Figura 7.4), no qual o conjunto de rochas analisado mostra valores negativos para o ϵNd e positivos para ϵSr , combinação essa típica de materiais crustais. No diagrama de evolução do Nd vs. Tempo (DEPAOLO, 1981), na Figura 7.6, verifica-se, a partir das idades-modelo, que todas as rochas estudadas derivaram de material acrescido à crosta principalmente no Paleoproterozóico, com grande concentração ao redor de 2,5 Ga, confirmando as interpretações decorrentes das sistemáticas Rb/Sr e Sm/Nd. O comportamento dos isótopos de Pb confirma tal proveniência, com valores de μ entre 8 e 10, característicos da crosta superior.

O processo de fusão responsável pela formação dos leucossomas descritos teria ocorrido a temperaturas entre 750 e 800 °C, que propiciaram a fusão de rochas quartzo-feldspáticas em presença de água (com possível participação de muscovita), porém com abstração da biotita na anatexia. O processo de fusão parcial esteve provavelmente associado a deformação, principalmente devido às estruturas observadas e ao acúmulo de leucossoma em regiões de baixa pressão, com *interboudins* e superfícies de dilatação nos migmatitos. É provável que a anatexia tenha sido intensificada pelo aumento do gradiente geotérmico provocado pelo grande volume de intrusões graníticas brasileiras, conforme proposto por Basei (2000). Para melhor correlação das idades apresentadas nos estudos regionais com os eventos anatéticos comprovados no presente estudo, é aconselhável a identificação do litotipo exato de que as amostras (e/ou zircões) datadas provenham e o seu contexto petrográfico. Apesar da grande semelhança entre as rochas do Granito Itapema (ou Ponta do Cabeço) com os diatexitos do Complexo Camboriú, recomenda-se, aqui, a separação destas unidades na estratigrafia da região: o granito, com fortes indícios de evolução intrínseca ao Complexo Camboriú, constitui um corpo individualizado, em sua maior parte dissociado das estruturas migmatíticas, como bem definido por Bitencourt e Nardi (2004).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. The upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, n. 7, p. 45–80, 1976.

ARNDT, N. T.; GOLDSTEIN, S. L. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, v. 15, p. 893–895, 1987.

ASHWORTH JR, J. R. Introduction. In: ASHWORTH JR, J. R. (Ed.). *Migmatites*. Glasgow: Blackie and Son, 1985. p. 1–35.

BABINSKI, M.; CHEMALE JR, F.; SCHMUS, W. R. V.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, p. 263–274, 1997.

BARKER, F. Trondhjemite: Definition, environment and hypothesis of origin. In: BARKER, F. (Ed.). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1979. p. 1–12.

BASEI, M. A. S. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese (Doutorado em Geociências) — Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

BASEI, M. A. S. *Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos Pré-Cambrianos das regiões sul-oriental brasileira e uruguaias: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano*. Tese (Livre Docência) — Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

BASEI, M. A. S.; SIGA O., J.; MASQUELIN, H.; HARARA, O. M.; REIS NETO, J. M.; PRECIOZZI, F. The Dom Feliciano belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata craton : framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 2000. p. 311–334.

BEA, F. Controls on the trace-element composition of crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 87, p. 33–41, 1986.

BEA, F.; PEREIRA, M. D.; STROH, A. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite. *Geochemical Geology*, v. 117, p. 291–312, 1994.

BITENCOURT, M. F.; HACKSPACHER, P. C.; NARDI, L. V. S. A zona de cisalhamento major Gercino, Santa Catarina. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2., 1989, Fortaleza. *Atas...* Fortaleza: Sociedade Brasileira de Geologia, 1989. v. 2, p. 214–216.

BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos*, v. 73, n. 1, p. 1–19, 2004.

BROWN, M. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists Association*, v. 84, n. 4, p. 371–382, 1973.

- BROWN, M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, v. 36, p. 83–130, 1994.
- BROWN, M. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences: Earth and Planetary Science*, v. 110, p. 313–336, 2001.
- BROWN, M. Retrograde processes in migmatites and granulites revised. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 25–40, 2002.
- BROWN, M. The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens. *Earth Sciences*, v. 95, p. 34–48, 2004.
- BROWN, M.; AVERKIN Y, A.; MCLELLAN, E. L. Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research*, p. 15655–15679, 1995.
- CABANIS, B.; LECOLLE, M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et ou de contamination crustale. In: *Comptes rendus*. Paris: L'Académie des sciences, 1989. (2, 20), p. 2023–2029.
- CASTRO, N. A.; BASEI, M. A.; CRÓSTA, A. P. The W (Sn-Mo)-specialized Catinga Suite and other granitoids of the Brusque Group, Neoproterozoic of the state of Santa Catarina, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 1, p. 17–26, 1999.
- CHEMALE JR, F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units In Southern Brazil And Uruguay. *Acta Geologica Leopoldensia*, n. 18, p. 5–117, 1995. (Excursion Guide Book).
- CONDIE, K. C. *Plate tectonics and crustal evolution*. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1997.
- DEPAOLO, D. J. A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10470–10488, 1981.
- GARDIEN, V.; THOMPSON, A. B.; GRUJIC, D.; ULMER, P. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz + muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. 88, p. 15.581–15.591, 1995.
- HARRIS, N. B. W.; AYRES, M.; MASSEY, J. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: Implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 15.767–15.777, 1995.
- HARRIS, N. B. W.; INGER, S. Trace element modelling of pelite-derived granites. Contributions to Mineralogy and Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 46–56, 1992.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M. P.; RIES, A. C. (Ed.). *Collision tectonics*. London: Geological Society of London, 1986. p. 67–82. (Special Publications, 19).
- HARTMANN, L. A.; BITENCOURT M, F.; SANTOS, J. O. S.; MCNAUGHTON, N. J.; RIVERA, C. B.; BETIOLO, L. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 477–492, 2003.

- HARTMANN, L. A.; LEITE, J. A. D.; SILVA, L. C.; REMUS, M. V. D.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; FLETCHER, I. R.; SANTOS, J. O. S.; VASCONCELLOS, M. A. Z. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 47, p. 829–844, 2000.
- HARTMANN, L. A.; SILVA, L. C.; ORLANDI, V. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 6, p. 93–112, 1979.
- HOLMQUIST. Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Foren. Stockholm. Fork.*, v. 43, p. 612–631, 1916.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. -. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523–548, 1971.
- JOHANNES, W. What controls partial melting in migmatites? *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, p. 451–465, 1988.
- JUNG, S.; HOERNES, S.; MASBERG, P.; HOFFER, E. The petrogenesis of some migmatites and granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for disequilibrium melting, wall rock contamination and crystal fractionation. *Journal of Petrology*, v. 40, p. 1241–1269, 1999.
- KAUL, P. F. T. Origem do Granodiorito Valsungana no leste do Estado de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976.
- KAUL, P. F. T. O cráton Luiz Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980.
- KRIEGSMAN, L. M. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexitic migmatites. *Lithos*, v. 56, n. 1, p. 75–96, 2001.
- LUDWIG, K. *Isoplot: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, version 3.00*. Berkeley, USA: Berkeley Geochron Center, 2003. Software.
- MAACK, R. Breve notícia sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivo Biológico e Tecnológico*, n. 2, p. 63–154, 1947.
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635–643, 1989.
- MEHNERT, K. H. *Migmatites and origin of granitic rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1968.
- MOORBATH, S.; TAYLOR, P. N. Geochronology and related isotope geochemistry of high-grade metamorphic rocks from the lower continental crust. In: DAWSON, J. B.; CARSWELL, D. A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K. H. (Ed.). *The Nature of Continental Crust*. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto Melbourne: Blackwell Scientific, 1986. p. 211–220. (Geological Society special publication, 24).
- PASSARELLI, C. R. *Análise estrutural e caracterização do magmatismo da Zona de Cisalhamento Major Gercino, SC*. Dissertação (Mestrado em Geociências) — Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

- PATÍÑO DOUCE, A. E.; HARRIS, N. Experimental constraints on himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, v. 39, n. 4, p. 689–710, 1998.
- PATÍÑO DOUCE, A. E.; JOHNSTON, A. D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 107, p. 202–218, 1991.
- PEACOCK, M. A. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, v. 39, p. 54–67, 1931.
- PEARCE, J. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, v. 25, p. 41–67, 1975.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956–983, 1984.
- 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. [s.d.]. inédito.
- PHILIPP, R. P.; MALLMANN, G.; BITENCOURT, M. F.; SOUZA, E. R.; SOUZA, M. M. A.; LIZ, J. D.; WILD, F.; ARENDT, S.; OLIVEIRA, A.; DUARTE, L.; RIVERA, C. B.; PRADO, M. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 1, p. 21–34, 2004.
- PHILIPP, R. P.; WILD, F.; DUARTE, L. C.; OLIVEIRA, A. S.; AREND, S. T.; RIVERA, C. B.; SAMBERG, E.; MORALES, L. F.; MALLMANN, G. Caracterização litológica, estrutural e condições metamórficas do Complexo Camboriú, Itapema, SC. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 8., 2001, Recife. *Expanded Abstracts*. Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001. p. 103–105.
- PORADA, H. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan African-Brasiliano cycle in Namíbia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, v. 57, p. 237–265, 1979.
- RICHARD, L. R. *MinPet: Mineralogical and Petrological Data Processing System, version 2.0*. Québec: MinPet Geological Software, 1995. Software.
- ROLLINSON, H. R. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow, Essex, England: Longman Scientific and Technical, 1993.
- SAWYER, E. W. Melt-segregation and flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 87, p. 85–94, 1996.
- SAWYER, E. W. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatexitic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 291–309, 2001.
- SEDERHOLM, J. J. Die Entstehung der migmatitischen Gesteine. *Geol. Rundschau*, v. 4, n. 174–185, 1913.
- SILVA, L. C. O Cinturão metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, n. 1, p. 60–73, 1991.

- SILVA, L. C.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, J. R. Zircon U/Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*, v. 18, p. 649–667, 2000.
- SILVA, L. C.; HARTMANN, L. A.; TRAININI, D. R. Relações entre formação mineral e deformação no Grupo Brusque, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v. 3, p. 1336–1349.
- SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, v. 136, p. 203–240, 2005.
- TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- THOMPSON, A. B. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 87, p. 1–10, 1996.
- THOMPSON, A. B.; CONNOLLY, J. Melting of the continental-crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 15.565–15.579, 1995.
- TRAININI, D. R.; DIAS, A. A.; KREBS, A. S. J.; SOUZA, E. C.; CAPELETTI, I.; TONIOLO, J. A.; SILVA, L. C.; SILVA, M. A. S. *Projeto Vidal Ramos-Biguaçu*. Porto Alegre: DNPM-CPRM, 1978. (Relatório Final).
- UFRGS. *Mapeamento geológico 1:25 000 de parte da Folha Camboriú (M2894/2), SC*. Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2000. 6 vol.
- USP. *Mapa integrado da região entre Penha e Itapema: folhas Gasper, Itajaí Brusque e Tijucas*. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2004. 1 mapa. Escala 1:50.000.
- VIDAL, P. Use and misuse of radiogenic isotopes in granite petrology. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 4, p. 468–472, 1987.
- WIMMENAUER, W.; BRYHNI, I. Migmatites and related rocks. In: *A systematic nomenclature for metamorphic rocks*. IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, 2007, (Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks, 6). Disponível em: <www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/papers/paper%5F6.pdf>.
- WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, p. 325–343, 1977.
- ZENG, L.; SALEEBY, J. B.; DUCEA, M. Geochemical characteristics anatexis during the formation of migmatite at the Sierra Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 150, p. 386–402, 2005.

Legenda (interpretação geológica)

Granitóides

- Porções pegmatíticas
- Monzogranito 1 (corpos tabulares e irregulares)
- Monzogranito 2 (corpos tabulares e irregulares)
- Granodiorito a monzogranito (veios e bolsões)
- Tonalito (bolsão deformado)

Migmatitos

- Estruturas predominantes
- Schollen / estromática
- Estromática
- Estromática / dobrada
- Estromática / surreítica
- Dobrada / nebulítica

Rochas máficas e ultramáficas

- Níveis concordantes
- Enclaves
- Falhas e fraturas
- Contatos litológicos definidos
- Contatos litológicos inferidos

Legenda de amostragem

- Amostra
- Amostra / lâmina
- Amostra / lâmina / análise química
- Amostra / lâmina / análise química / análise isotópica

APÊNDICE B: DETALHAMENTO E AMOSTRAGEM DO PONTO 1

Legenda de amostragem

- ★ Amostra
- Amostra / lâmina
- ▲ Amostra / lâmina / análise química
- Amostra / lâmina / análise química / análise isotópica

APÊNDICE C: ELEMENTOS MAIORES (%peso), TRAÇO E ETR (ppm) EM ROCHA TOTAL

Localização		Ponto 1							
Rocha		Mesossoma 1 (biotita-hornblenda gnaiss tonalítico)				Mesossoma 2 (biotita granodiorito a monzogranito foliado)			
Amostra	APL01axb	APL01Ka	APL01al	APL01anb	APL1ao	APL01ajb	APL01aje	APL01as2	APL01au
SiO ₂	69.00	65.12	68.79	67.38	66.07	60.86	60.41	68.48	69.04
Al ₂ O ₃	15.66	16.43	16.09	10.91	15.92	19.77	18.87	15.35	15.72
Fe ₂ O ₃	2.84	3.76	2.85	6.64	4.61	2.98	2.98	2.66	3.04
MgO	1.17	1.59	1.30	4.43	2.05	1.36	1.11	0.76	1.01
CaO	3.57	4.88	3.72	4.32	4.13	4.18	3.01	2.24	3.00
Na ₂ O	5.02	4.78	4.60	2.61	4.24	5.92	4.43	3.81	4.52
K ₂ O	1.13	1.25	1.33	1.69	1.57	2.43	5.39	4.21	2.34
TiO ₂	0,38	1.02	0,37	0,47	0.5	0,70	0,78	0.72	0.44
P ₂ O ₅	0,17	0,34	0,12	0,05	0.13	0,40	0,40	0.22	0.15
MnO	0,03	0,06	0,03	0,12	0.06	0,03	0,03	0.03	0.03
Cr ₂ O ₃	0,001	.003	0,003	0,037	0.009	<0.001	<0.001	0.002	0.001
LOI	1.0	0,70	0,70	1.3	0.6	0,90	1.3	0.9	0.4
TOT/C	0,04	0,02	0,03	0,03	0.01	0,05	0,03	0.04	0.01
TOT/S	0,10	0,03	0,04	0,03	0.01	0,08	0,21	0.03	0.01
SUM	99.97	99.94	99.91	99.97	99.89	99.53	98.71	99.38	99.69
Ba	289.3	450.9	477.1	340.1	548.6	1921.8	8677.1	2454.6	1786.2
Be	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	3,00	2,00	3,00	2,00
Co	12.5	13.6	10.5	27.8	13.3	9.9	9.2	3.5	7.4
Cs	1.9	2.4	3.0	3.7	2.7	3.1	2.5	2.5	2.6
Ga	19.1	17.7	18.2	18.3	17.4	23.9	23.2	22.4	16.8
Hf	3.4	0,90	4.1	3.7	4.7	18.4	20.0	10.9	5.8
Nb	5.2	9.5	7.5	17.6	4.5	23.1	33.3	25.6	10,00
Rb	49.3	36.8	40.2	60.2	47.8	69.3	93.1	68.4	59.2
Sn	1,00	1,00	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00
Sr	421.5	508.3	502.2	197.5	531.4	1517.0	1989.9	1496,00	735.6
Ta	0,30	0,80	0,40	1.8	0.3	1.5	0,50	1.2	0.4
Th	5.0	3.0	5.1	27.0	0.8	119.7	149.9	49.8	19.4
U	2.6	4.8	4.9	7.2	0.7	13.6	10.7	6.7	4.1
V	54,00	84,00	50,00	103,00	67,00	42,00	35,00	31,00	38,00
W	0,30	7.8	0,10	0,40	<.1	0,30	0,30	3.2	0.2
Zr	113.8	36.0	166.2	81.8	190,00	744.8	827.3	462.1	224.1
Y	6.4	10.4	4.2	28.5	11,00	18.3	15.9	7,00	6.9
Mo	0,60	0,10	0,10	0,10	0.1	0,20	0,10	0.8	0.1
Cu	16.6	10.6	14.3	55.7	26.6	166.4	21.6	19.6	30.1
Pb	1.8	4.4	2.4	3.0	1.3	15.7	3.0	10.3	5.3
Zn	73,00	5,00	32,00	40,00	67,00	35,00	39,00	80,00	42,00
Ni	31.4	3.9	16.6	22.8	27,00	4.6	20.4	2.4	7.2
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.8	1.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1
Au	0,60	0,50	0,70	<0.5	<0.5	1.1	0,60	0.5	<0.5
Hg	<.01	<.01	<.01	<0.01	0.01	<.01	<.01	<.01	<.01
Tl	0,60	<0.1	0,30	0,30	0.3	0,30	0,30	0.3	0.3
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni	44,00	12,00	19,00	28,00	35,00	9,00	20,00	9,00	10,00
Sc	18,00	<1	6,00	2,00	7,00	2,00	3,00	1,00	3,00
La	27.1	18.9	17.0	18.1	18.8	229.3	259.6	205.1	101.1
Ce	42.9	39.7	28.3	39.0	36.4	448.3	515.3	468.9	212.1
Pr	4.04	4.93	2.91	5.29	3.5	47.05	53.00	40.64	18.51
Nd	12.4	19.2	9.6	20.9	14.5	160.3	178.2	142,00	65,00
Sm	1.8	3.6	1.5	4.6	2.7	22.2	24.3	17.9	8.6
Eu	0,70	1.47	0,89	0,75	0.97	3.87	3.87	3.57	1.6
Gd	1.41	2.76	1.03	4.52	2.27	10.94	11.69	8.02	3.75
Tb	0,26	0,45	0,19	0,88	0.33	1.28	1.30	0.81	0.44
Dy	1.15	2.11	0,82	5.00	1.9	4.61	4.68	2.12	1.53
Ho	0,23	0,39	0,18	0,98	0.33	0,61	0,50	0.13	0.19
Er	0,60	0,97	0,43	2.92	0.93	1.32	0,99	0.35	0.51
Tm	0,12	0,18	0,11	0,50	0.17	0,24	0,19	0.06	0.08
Yb	0,61	0,88	0,43	3.00	1.11	1.37	0,84	0.24	0.49
Lu	0,12	0,16	0,11	0,51	0.13	0,27	0,16	0.04	0.06

(continua)

APÊNDICE C: ELEMENTOS MAIORES (%peso), TRAÇO E ETR (ppm) EM ROCHA TOTAL

Localização		Ponto 1							
Rocha	Leucossoma 1 (trondhjemitico)					Leucossoma 2 (granodiorítico a monzogranítico)			Mig.estrom.
Amostra	APL01ah	APLagb2b	APL01aja	APL01aa	APL01Kb	APL01wa	APL01as1	APL01ra	APL01aj
SiO ₂	74.24	77.11	78.64	72.47	76.75	75.41	73.41	72.34	70.28
Al ₂ O ₃	15.82	13.53	12.00	16.18	13.57	13.43	15.2	14.17	15.49
Fe ₂ O ₃	0.15	0,30	0,53	0,38	0,36	0,82	0,46	2.81	2.22
MgO	0.07	0,15	0,29	0,16	0,16	0,54	0,14	0,84	0.98
CaO	3.45	3.02	2.87	3.89	3.22	3.03	2.33	3.16	2.58
Na ₂ O	5.41	4.78	4.16	5.38	4.68	4.57	4.5	4.61	4.51
K ₂ O	0.66	0,21	0,65	0,67	0,43	0,85	2.94	0,97	2.71
TiO ₂	0.02	0.05	0,06	0,06	0,07	0,09	0,08	0,34	0.3
P ₂ O ₅	0.02	0,02	0,02	0,06	0,03	0,04	0.1	0,10	0.1
MnO	0.01	<0.01	0,01	0,01	<0.01	0,01	0,01	0,03	0.02
Cr ₂ O ₃	0.001	<0.001	<0.001	0,001	<0.001	0,001	0.001	<0.001	0.005
LOI	0.1	0,80	0,60	0,70	0,70	1.0	0.4	0,60	0.4
TOT/C	0.04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,04	0,02	0.03
TOT/S	0.01	<0.01	0,01	<0.01	0,02	0,01	0,01	0,10	0.02
SUM	99.95	99.97	99.83	99.96	99.97	99.79	99.57	99.97	99.59
Ba	279.4	180.2	266.9	356.8	275.0	441.9	1708.7	222.8	1313.5
Be	3,00	4,00	2,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Co	0.6	1.3	1.6	1.4	1.5	2.7	0.7	9.5	4.5
Cs	0.2	0,40	0,60	0,60	0,40	0,90	0.6	1.5	2,00
Ga	15.4	13.3	11.2	16.1	13.4	13.8	19.9	18.4	17.2
Hf	1.8	1.9	5.9	1.3	1.5	2.3	5.2	4.7	4.2
Nb	0.5	0,70	1.6	1.2	0,60	2.1	3.4	4.4	3.2
Rb	7.5	6.2	10.3	10.7	7.1	18.5	35.7	33.5	55.4
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	<1
Sr	670.3	609.5	398.9	608.0	459.5	563.0	891.1	328.6	707.5
Ta	<0.1	0,10	0,20	0,20	0,10	0,20	0.2	0,40	0.2
Th	3.9	2.8	1.6	9.1	6.9	35.9	37.3	2.6	11.7
U	4.9	1.8	2.7	3.6	1.7	10.4	4.3	2.0	1.2
V	<5	8,00	6,00	9,00	7,00	12,00	5,00	48,00	29,00
W	0.2	0,20	0,20	0,20	1.0	0,10	0.2	0,30	0.1
Zr	64.9	60.7	192.7	37.5	54.5	70.8	182.4	156.1	161.7
Y	0.9	0,60	0,70	2.0	0,60	2.5	8.6	4.8	2.9
Mo	0.2	0,20	0,20	0,20	0,50	0,10	0.2	0,30	0.4
Cu	2.4	1.2	59.9	1.3	3.5	55.4	7.7	8.3	13.6
Pb	3.8	4.6	11.9	4.5	7.5	2.2	7.7	2.0	6.6
Zn	3,00	6,00	42,00	6,00	4,00	48,00	8,00	54,00	33,00
Ni	3.5	3.6	10.9	3.4	3.3	60.4	0.6	30.3	11.3
As	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.3	<0.5	0.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	<0.5	1.5	2.7	1.7	1.7	0,50	0.5	1.5	<0.5
Hg	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.01	<0.1	0.01
Tl	<0.1	0,10	0,40	<0.1	<0.1	0,40	<0.1	0,10	0.2
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni	11,00	10,00	13,00	10,00	10,00	115,00	6,00	68,00	15,00
Sc	1,00	<1	3,00	<1	1,00	32,00	1,00	28,00	2,00
La	7.5	3.4	4.4	13.5	11.3	28.1	108,00	14.5	53.1
Ce	12.6	4.1	5.5	19.9	15.9	49.7	235.2	22.6	94.2
Pr	1.11	0,43	0,55	1.96	1.47	4.76	20.53	2.10	7.43
Nd	4,00	1.0	1.6	6.4	4.1	15.0	71.5	6.7	25,00
Sm	0.5	0,20	0,20	1.0	0,50	1.8	11.3	1.2	3,00
Eu	0.67	0,47	0,61	0,88	0,53	0,64	2.03	0,51	0.94
Gd	0.28	0,24	0,15	0,60	0,20	0,79	5.41	0,96	1.29
Tb	0.02	0,10	0,07	0,16	0,07	0,14	0.67	0,18	0.17
Dy	0.21	0,18	0,14	0,47	0,16	0,55	2.2	0,91	0.83
Ho	<0.05	0,08	0,07	0,13	<0.05	0,08	0.26	0,18	0.13
Er	0.09	0,11	0,16	0,23	0,09	0,24	0.59	0,49	0.24
Tm	<0.05	0,08	0,07	0,08	<0.05	<0.05	0.09	0,09	0.06
Yb	<0.05	0,14	0,19	0,23	0,11	0,22	0.44	0,51	0.26
Lu	0.02	0,08	0,10	0,10	0,05	0,06	0.05	0,10	0.04

(continua)

APÊNDICE C: ELEMENTOS MAIORES (%peso), TRAÇO E ETR (ppm) EM ROCHA TOTAL

Localização		Ponto 1							
Rocha	Mig.Nebul.	Rochas metaultramáficas (níveis concordantes)				Rochas metamáficas (enclaves)			
Amostra	APL01a	APL01h	APL01at	APL01aga	APL01axa	APL01b2	APL01agb2a	APL01rb	APL01wb
SiO ₂	78.86	44.64	51.88	52.98	49.38	50.94	53,30	57.08	52.82
Al ₂ O ₃	12.8	7.21	4.59	3.83	7.86	16.11	15.39	13.16	13.68
Fe ₂ O ₃	0.04	15.85	11.88	14.76	15.59	10.49	10.30	10.62	10.71
MgO	0.06	14.03	15.18	14.67	11.30	5.62	5.18	5.04	7.85
CaO	2.86	9.12	11.87	9.11	10.13	7.30	3.64	7.28	7.53
Na ₂ O	4.41	0.63	0.65	0,41	1.11	3.42	2.93	3.25	2.85
K ₂ O	0.43	2.48	0.62	1.24	1.53	2.55	4.50	1.40	1.92
TiO ₂	0.01	4.26	0.4	0,39	1.04	1.69	2.73	1.06	0.85
P ₂ O ₅	0.01	0.44	0.03	0,03	0,07	0,55	0,57	0,14	0,10
MnO	0.01	0.19	0.3	0,50	0,33	0,16	0,13	0,21	0,18
Cr ₂ O ₃	0.001	0.107	0.198	0,240	0,150	0,004	0,011	0,012	0,039
LOI	0.5	0.7	2.3	1.8	1.4	1.0	1.1	0,70	1.4
TOT/C	0.03	0.03	0.08	0,06	0,08	0,02	0,04	0,03	0,04
TOT/S	0.01	0.13	0.01	0,03	0,41	0,05	0,03	0,04	0,06
SUM	99.98	99.75	99.99	100.00	99.97	99.84	99.80	99.96	99.94
Ba	319.7	341.6	87.5	143.6	147.2	795.4	1294.6	214.1	317.5
Be	2,00	2,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	1,00	2,00
Co	<.5	82.1	51,00	60.9	65.1	39.1	42.6	37.1	45.5
Cs	0.1	5.8	0.8	3.2	2.0	4.0	11.0	1.2	3.3
Ga	11.9	17.5	11.8	9.4	18.7	20.0	24.3	20.0	16.5
Hf	0.7	6.4	1.1	1.0	3.2	5.2	4.8	3.5	2.2
Nb	<0.5	37.3	7.3	6.8	15.3	29.4	39.7	18.2	6.5
Rb	3.1	97.1	16,00	47.1	48.0	93.5	183.3	28.7	60.9
Sn	<1	2,00	4,00	2,00	5,00	2,00	4,00	4,00	3,00
Sr	445.4	244.2	32.7	15.1	44.4	739.0	424.6	209.9	337.2
Ta	<.01	2.8	0.5	0,40	0,70	1.7	2.5	2.1	0,40
Th	1,00	3,00	0.8	0,50	0,90	6.2	6.1	3.2	1.0
U	1.1	0.8	1.7	1.3	3.0	2.4	9.9	5.1	3.9
V	<.5	253,00	135,00	95,00	224,00	138,00	240,00	255,00	266,00
W	0.3	0.7	0.3	0,20	0,40	0,70	0,70	0,50	0,30
Zr	17.8	261.9	28.7	18.0	95.1	208.9	167.5	100.5	70.8
Y	0.3	27.6	37.7	21.6	78.8	25.0	32.1	49.9	25.1
Mo	0.1	0.4	<0.1	0,20	0,20	0,30	0,10	0,40	0,20
Cu	0.7	88,00	4.5	2.8	4.9	0,60	1.0	3.2	196.1
Pb	4.6	0.7	2.8	2.2	3.5	14.3	4.3	10.9	1.6
Zn	1,00	54,00	22,00	138,00	14,00	10,00	7,00	33,00	76,00
Ni	1.1	355.9	68.3	116.1	1.7	1.1	5.3	7.4	358.9
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,20
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10
Au	<0.5	<0.5	<0.5	0,90	<0.5	0,70	<0.5	<0.5	1.6
Hg	0.01	<.01	<0.01	<0.01	<.01	<0.01	<.01	<.01	<.01
Tl	<0.1	0.6	0.1	1.3	0,10	0,10	0,10	0,40	0,30
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,50
Ni	5,00	766,00	716,00	127,00	<.5	<.5	9,00	11,00	590,00
Sc	1,00	29,00	44,00	8,00	1,00	1,00	1,00	2,00	43,00
La	3,00	37.9	14.1	7.0	25.9	49.0	24.2	19.4	11.0
Ce	4.8	94.1	51.4	18.4	77.6	98.5	65.7	50.8	28.4
Pr	0.3	11.08	7.07	2.97	11.57	11.80	9.74	6.87	3.79
Nd	0.7	50.6	33.6	13.7	52.2	46.0	41.6	28.5	15.7
Sm	0.1	10.2	8,00	4.0	13.1	7.9	9.4	6.9	3.9
Eu	0.66	3.15	1.41	0,88	1.58	2.12	2.80	1.82	1.41
Gd	0.12	8.75	6.74	3.85	13.64	6.16	7.87	7.24	4.04
Tb	<0.01	1.36	1.19	0,74	2.48	0,98	1.32	1.37	0,79
Dy	0.06	5.79	6.22	4.13	14.32	5.03	6.29	7.95	4.49
Ho	<0.05	1.04	1.18	0,76	2.75	0,87	1.12	1.64	0,88
Er	<0.05	2.44	3.5	2.18	7.67	2.49	3.07	4.95	2.51
Tm	<0.05	0.36	0.54	0,40	1.20	.38	0,50	.85	0,42
Yb	<0.05	1.55	3.21	2.24	7.42	2.16	2.81	5.42	2.43
Lu	0.01	0.23	0.44	0,39	1.09	0,35	0,48	0,87	0,40

(continua)

APÊNDICE C: ELEMENTOS MAIORES (%peso), TRAÇO E ETR (ppm) EM ROCHA TOTAL

Localização		Ponto 1							
Rocha	Tonalito (bolsão deformado)	Granodiorito a monz. (veios/bolsão)			Monzogranito 1				
Amostra	APL01am	APL01z	APL01H	APL01ana	APL01c	APL01cb	APL01m	APL01ar	APL01ap
SiO ₂	73.41	74.91	74.51	75.89	75.54	76.56	74.04	73.44	74.34
Al ₂ O ₃	15.25	14.18	14.64	13.47	13.21	12.32	13.82	14.17	13.96
Fe ₂ O ₃	1.62	1.29	0,08	0,30	0.73	0,71	1.02	1.02	1.16
MgO	0.14	0,19	0,02	0,05	0.13	0,11	0.22	0.23	0.26
CaO	3.03	2.77	2.39	1.30	1.09	1.03	1.35	1.4	1.12
Na ₂ O	5.1	4.49	4.74	2.96	3.49	3.17	3.87	3.92	3.77
K ₂ O	0.85	1.36	2.75	5.41	4.78	4.76	4.36	4.48	4.46
TiO ₂	0.07	0,09	<0.01	0,03	0.07	0,07	0.12	0.12	0.13
P ₂ O ₅	0.01	0,01	0,01	<0.01	0.02	0,02	0.03	0.03	0.03
MnO	0.01	0,01	<0.01	<0.01	0.01	0,01	0.02	0.02	0.03
Cr ₂ O ₃	0.001	<0.001	<0.001	0,003	0.001	<0.001	0.001	0.001	0.001
LOI	0.4	0,50	0,60	0,50	0.9	1.2	0.9	0.9	0.5
TOT/C	0.02	0,04	0,07	0,02	0.06	0,06	0.1	0.07	0.03
TOT/S	0.01	0,02	0,02	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01
SUM	99.89	99.80	99.75	99.92	99.97	99.96	99.75	99.73	99.76
Ba	649.1	1496.9	999.1	763.2	572.1	598.1	868.1	957.7	911.3
Be	1,00	1,00	2,00	2,00	3,00	2,00	2,00	3,00	3,00
Co	0.9	1.5	0,70	0,70	0.7	0,70	1.3	1.4	1.3
Cs	0.5	0,60	0,50	0,70	1.6	1.6	2.3	2.4	2.2
Ga	15.9	14.5	14.9	12.5	14.4	15.3	15.9	16.3	16.5
Hf	1.8	2.1	<0.5	2.7	2.5	3.0	2.8	2.9	3.8
Nb	0.9	1.7	<0.5	3.0	9.7	15.7	15.8	12.3	13.1
Rb	10.7	17.3	36.6	71.6	120.7	122.8	130.5	130.1	133,00
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	1,00	<1	1,00	1,00
Sr	794.5	731.4	469.9	242.3	179.7	170.3	237.7	245.7	240.2
Ta	<0.1	0,10	0,10	0,40	1,00	1.5	1.4	1.1	1.2
Th	1.5	2.5	2.6	23.5	9.1	12.6	10.3	10.2	11.2
U	0.4	4.3	0,90	7.2	1.1	2.5	3.1	2,00	2,00
V	<5	<5	<5	<5	8,00	6,00	14,00	11,00	11,00
W	<0.1	0,10	0,30	0,20	0.1	0,40	0.5	0.3	0.4
Zr	63.9	60.3	14.9	52.3	63.4	59.4	88.3	89.6	93.9
Y	0.7	0,90	0,50	5.1	15.1	14.6	16.4	15.1	15.1
Mo	<0.1	0,10	0,20	0,80	0.4	<0.1	1.4	0.2	0.5
Cu	2.2	1.7	46.5	46.2	0.7	1.6	0.9	0.8	0.6
Pb	2.2	14.4	2.0	5.0	11.9	5.1	14.9	12.2	13.8
Zn	12,00	33,00	34,00	47,00	8,00	1,00	15,00	14,00	17,00
Ni	0.3	1.6	10.7	80.0	1.2	0,30	1.2	1.3	1.4
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.8
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	<0.5	1.1	0,50	3.1	0.9	<0.5	1.8	1,00	1.1
Hg	<0.01	<0.1	<0.01	<0.01	<0.1	<0.1	<0.1	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	0,10	0,20	0,30	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni	5,00	<5	13,00	138,00	5,00	<5	5,00	5,00	5,00
Sc	1,00	2,00	2,00	18,00	1,00	<1	2,00	2,00	2,00
La	9.8	9.9	4.4	2.9	13.7	12.5	28.7	30.6	30.6
Ce	14.4	13.9	5.7	4.1	28.7	24.4	56.4	57.5	62.3
Pr	1.14	1.25	0,53	0,57	2.83	2.82	5.25	5.59	5.6
Nd	3.6	3.9	1.4	1.9	10.6	10.0	18.8	18.4	20.3
Sm	0.4	0,50	0,30	0,50	2.5	2.5	3.5	3.5	3.5
Eu	1.15	0,89	0,69	0,42	0.7	0,52	0.73	0.79	0.81
Gd	0.19	0,30	0,28	0,67	2.28	2.48	2.62	2.74	2.64
Tb	0.02	0,05	0,04	0,17	0.35	.50	0.57	0.5	0.46
Dy	0.13	0,19	0,15	0,85	2.4	2.78	2.63	2.52	2.38
Ho	<0.05	<0.05	<0.05	0,19	0.47	0,51	0.56	0.48	0.46
Er	0.05	0,12	0,07	0,58	1.34	1.43	1.58	1.41	1.35
Tm	<0.05	<0.05	<0.05	0,13	0.21	0,24	0.25	0.19	0.21
Yb	0.06	0,09	0,07	0,68	1.11	1.23	1.36	1.33	1.19
Lu	<0.01	0,02	0,03	0,17	0.18	0,20	0.22	0.17	0.16

(continua)

APÊNDICE C: ELEMENTOS MAIORES (%peso), TRAÇO E ETR (ppm) EM ROCHA TOTAL

Localização		Ponto 1				Ponto 8			
Rocha		Monzogranito 2		Porções pegmatíticas		Rochas Máficas			
Amostra	APL01az	APL01s	APL01ad	APL01ae	APL01vb	APL08a	APL08d	APL08e	APL08f
SiO ₂	73.51	73.28	71.66	76.92	75.07	53.63	57.28	52.31	52.46
Al ₂ O ₃	13.86	13.58	14.68	12.23	13.72	14.47	16.88	11.62	13.99
Fe ₂ O ₃	1.76	1.62	1.94	0,78	0.29	10.54	7.34	9.14	11.44
MgO	0.47	0,52	0.45	0,22	0.12	5.14	3.8	12.11	2.83
CaO	1.27	1.35	1.47	2.15	1.09	7.59	5.86	6.54	6.62
Na ₂ O	3.47	3.41	3.64	3.85	3.34	3.96	4.54	2.6	3.19
K ₂ O	5.09	5.00	4.97	2.89	5.27	1.36	2.09	2.38	2.76
TiO ₂	0.2	0,21	0.2	0,10	0.05	2.18	0.81	0.76	3.34
P ₂ O ₅	0.06	0,08	0.07	0,02	0.01	0.24	0.33	0.44	1.77
MnO	0.04	0,04	0.03	0,02	0.01	0.18	0.12	0.14	0.15
Cr ₂ O ₃	0.001	0,002	0.001	<.001	0.001	0.028	0.02	0.121	0.001
LOI	0.2	0,70	0.8	0,80	1,00	0.6	0.8	1.6	0.6
TOT/C	0.01	0,01	0.05	0,17	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02
TOT/S	0.01	<0.01	0.01	0,02	0.01	0.07	0.02	0.02	0.27
SUM	99.93	99.79	99.91	99.98	99.96	99.93	99.88	99.83	99.15
Ba	626,00	654.5	635.1	557.0	501.9	183.3	595.3	927.5	3300.1
Be	3,00	3,00	2,00	3,00	3,00	2,00	2,00	1,00	4,00
Co	2.9	3.2	3,00	1.4	0.9	36.8	19.7	47.3	22,00
Cs	3.4	3.3	4.5	1.6	1.2	1.8	2.3	2.2	2.1
Ga	17,00	17.2	17.5	16.3	14.3	19,00	18,00	15,00	25.9
Hf	3.8	5.8	4.3	1.0	2.5	4.1	2.5	2.7	27.6
Nb	11.2	11.4	10.2	6.8	4.4	14.3	8,00	4.1	70.8
Rb	167.6	167.5	179,00	77.1	97.7	55.2	58.8	65.2	85.1
Sn	1,00	1,00	1,00	1,00	<1	3,00	1,00	1,00	4,00
Sr	271.2	264.2	306,00	228.5	219.9	417.1	611.6	714.7	1284,00
Ta	0.8	0,80	0.7	0,50	0.4	1,00	0.7	0.2	3.2
Th	30.6	47.8	34.2	2.0	17.4	3.2	3.2	0.6	8.1
U	6.7	8.9	6.7	3.5	40.3	4.4	1.3	0.2	1.1
V	14,00	12,00	16,00	9,00	6,00	167,00	138,00	152,00	126,00
W	0.5	0,20	0.3	0,30	0.4	0.8	0.4	0.4	0.5
Zr	120.2	169.0	133.3	27.5	54.5	155.1	84.6	122.4	1320.3
Y	9.2	11.4	11.4	9.6	4,00	23.6	20.9	19.4	57,00
Mo	0.4	.1	0.2	<0.1	0.1	0.3	0.2	<0.1	0.4
Cu	4.9	2.9	1.8	11.0	0.9	53.7	9.2	12,00	40.2
Pb	10.2	6.2	10.9	1.0	11,00	2.1	2.9	2.3	2.4
Zn	33,00	13,00	35,00	58,00	3,00	59,00	54,00	51,00	183,00
Ni	6.8	10.2	4,00	74.8	1.5	63.5	22.7	235.7	10.8
As	0.6	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.3
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	0.7	1.5	<0.5	0,60	<0.5	<0.5	0.8	0.6	<0.5
Hg	<.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<.01
Tl	0.4	0,10	0.4	0,30	<0.1	0.3	0.3	0.3	0.5
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni	9,00	12,00	15,00	284,00	5,00	111,00	39,00	488,00	10,00
Sc	2,00	1,00	2,00	20,00	1,00	20,00	17,00	20,00	14,00
La	51.8	66.2	54.4	3.5	7.1	22.4	28,00	27.6	401.5
Ce	108.4	128.1	113.2	5.7	14.4	49.8	63.4	62.2	913,00
Pr	9.48	13.43	10.19	0,69	1.37	5.39	6.63	6.91	82.93
Nd	31.8	45.9	34.6	2.0	4.7	24.1	26.9	26.5	300.8
Sm	5,00	7.5	5.9	0,70	0.9	5,00	5.3	5,00	41.1
Eu	0.78	0,85	0.83	0,52	0.51	2.3	1.69	1.51	10.03
Gd	2.97	3.99	3.1	0,91	0.75	5.32	4.34	4.5	24.59
Tb	0.41	0,61	0.43	0,24	0.08	0.84	0.67	0.67	3.09
Dy	1.94	2.70	2.11	1.14	0.66	4.27	3.68	3.59	13.23
Ho	0.28	0,41	0.37	0,31	0.11	0.81	0.68	0.68	1.97
Er	0.86	1.08	1.07	0,88	0.43	2.19	2.04	1.81	4.44
Tm	0.16	0,17	0.16	0,19	0.07	0.33	0.3	0.27	0.56
Yb	0.78	1.03	1.13	0,95	0.42	1.93	1.91	1.62	3.51
Lu	0.14	0,20	0.17	0,23	0.1	0.3	0.28	0.21	0.45

(continua)

APÊNDICE C: ELEMENTOS MAIORES (%peso), TRAÇO E ETR (ppm) EM ROCHA TOTAL

Localização		Pontos 4 e 8				Granitos regionais - pontos 13 e 14			
Rocha	Mesossoma	Leucossoma	Veios graníticos			correlacionado ao S. Macacos	correlacionado ao Corre-mar		
Amostra	APL04f	APL04b	APL08a2	APL08c	APL08j	APL13a	APL13b	APL14c1	APL14c2
SiO ₂	66.53	72.9	69.82	72.02	72.7	72.89	73.15	72.59	73.80
Al ₂ O ₃	16.03	15.22	15.8	14.34	14.29	14.09	13.76	14.14	13.34
Fe ₂ O ₃	4.1	0.32	1.48	1.87	2.07	1.49	1.45	1.71	1.74
MgO	1.77	0.12	0.58	0.43	0.47	0.3	0,27	0.4	0,34
CaO	4.01	1.86	1.92	1.59	1.65	1.34	1.29	1.42	1.35
Na ₂ O	4.73	3.79	3.78	3.49	3.46	3.67	3.55	3.43	2.97
K ₂ O	1.36	4.78	5.34	4.73	4.8	4.77	4.86	4.9	5.31
TiO ₂	0.47	0.04	0.19	0.23	0.24	0.19	0,17	0.19	0,18
P ₂ O ₅	0.13	0.03	0.07	0.07	0.07	0.05	0,06	0.06	0,07
MnO	0.05	0.01	0.01	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0,03
Cr ₂ O ₃	0.007	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	<0.001	0.001	<0.001
LOI	0.6	0.6	0.6	0.9	0.1	1,00	1.1	0.9	0,80
TOT/C	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0,05	0.07	0,06
TOT/S	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.01	0,01
SUM	99.79	99.67	99.59	99.7	99.69	99.82	99.70	99.77	99.93
Ba	315.3	2370.1	2640.4	1829.8	1882.5	1186.5	1345.2	681.9	692.5
Be	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	3,00	3,00	2,00	2,00
Co	12.4	1,00	3.9	3.1	2.7	1.8	1.8	2.7	2.0
Cs	3,00	0.9	1.4	1.2	1.4	4.1	4.0	3.7	3.3
Ga	19.2	14.6	16.6	16.6	16.5	17.1	17.2	16.1	16.1
Hf	3.3	2.8	3.7	5.5	6,00	4.5	5.0	4.9	5.9
Nb	5.3	1.1	4,00	12.2	12.5	17.2	17.0	8.4	7.9
Rb	48.1	82.7	117.4	114.6	126,00	147.8	153.3	179.1	179.4
Sn	<1	<1	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	1,00	1,00
Sr	614.8	567,00	676.4	367.2	353.2	246.8	241.5	250.9	186.5
Ta	0.2	<0.1	0.2	0.8	0.8	1.4	1.5	0.5	0,60
Th	2.8	2.4	6,00	17.9	19.1	16.3	17.3	27.9	25.1
U	0.4	2.3	1.5	2,00	2.6	2.1	2.4	7.3	1.8
V	65,00	6,00	20,00	15,00	14,00	13,00	10,00	13,00	17,00
W	0.2	0.2	0.2	0.8	0.5	0.4	0,10	0.2	.2
Zr	134.3	70.5	114,00	204.9	215.5	160.7	142.3	161.7	182.6
Y	7,00	1.3	3.9	15.4	15.7	19.2	18.5	8.7	9.9
Mo	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0,30	1.6	0,10
Cu	20,00	1,00	15.2	2.8	5.3	1.6	6.8	2,00	23.9
Pb	2.4	8.7	8.2	11.2	11.2	10.3	9.7	10.1	6.1
Zn	50,00	5,00	20,00	31,00	35,00	27,00	36,00	36,00	47,00
Ni	26.7	1.6	6.2	3.6	3.1	1.4	4.5	2.7	29.2
As	<0.5	<0.5	<0.5	1.4	1,00	0.9	<0.5	0.5	<0.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	<0.5	<0.5	0.9	<0.5	<0.5	<0.5	0,60	1.3	0,90
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	0.3	<0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0,40	0.4	0,60
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni	28,00	5,00	9,00	5,00	9,00	5,00	6,00	5,00	31,00
Sc	7,00	1,00	1,00	2,00	3,00	2,00	3,00	2,00	6,00
La	31.2	4.9	21.7	93.1	90.9	62.3	53.2	61.9	68.1
Ce	57.1	7.6	42.8	180.7	177.6	118.3	92.3	125.8	122.7
Pr	4.88	0.56	3.87	14.57	14.24	9.87	9.19	10.79	12.00
Nd	18,00	2.4	13.1	45,00	45.2	30.4	29.4	33.6	38.9
Sm	2.5	0.2	1.8	6,00	5.6	4.8	4.7	4.9	5.5
Eu	0.82	0.53	0.54	1.08	0.98	0.84	0,74	0.8	0,82
Gd	1.81	0.2	0.9	3.94	3.52	3.4	3.43	2.81	3.31
Tb	0.31	0.03	0.13	0.54	0.6	0.58	0,60	0.4	0,42
Dy	1.28	0.2	0.75	2.63	2.72	3.12	3.30	1.49	2.04
Ho	0.25	<0.05	0.1	0.48	0.49	0.59	0,55	0.27	0,31
Er	0.72	0.1	0.35	1.54	1.46	1.96	1.73	0.78	0,93
Tm	0.09	<0.05	0.07	0.23	0.23	0.31	0,26	0.11	0,16
Yb	0.6	0.16	0.37	1.69	1.52	1.64	1.72	0.76	0,96
Lu	0.07	0.02	0.07	0.23	0.22	0.31	0,27	0.12	0,18

(continua)

APÊNDICE C: ELEMENTOS MAIORES (%peso), TRAÇO E ETR (ppm) EM ROCHA TOTAL

Localização		Granitos regionais - pontos 14 e 20				
Rocha	Corre-Mar	Correlacionado ao Itapema			Correlacionado ao Valsungana	
Amostra	APL14a	APL14d	APL14d2	APL14 f	APL20a	APL20b
SiO ₂	70.45	68.99	70.71	69.06	70.42	70.00
Al ₂ O ₃	13.55	14.6	14.04	14.45	13.96	14.10
Fe ₂ O ₃	1.72	3.4	2.87	3.17	3.58	4.17
MgO	0,45	1.77	1.41	1.57	0.61	0,65
CaO	1.42	2.73	2.49	2.53	1.68	1.80
Na ₂ O	3.33	4.5	4.08	4.03	3.41	3.36
K ₂ O	4.79	2.37	3.03	3.33	4.89	4.14
TiO ₂	0,20	0.41	0,34	0,38	0.47	0,53
P ₂ O ₅	0,06	0.09	0,08	0,09	0.19	0,22
MnO	0,04	0.06	0,05	0,06	0.05	0,05
Cr ₂ O ₃	0,001	0.013	0,008	0,010	0.001	0,001
LOI	3.9	1,00	0,80	1.1	0.6	0,90
TOT/C	0,06	0.05	0,06	0,07	0.04	0,06
TOT/S	0,02	0.01	0,03	0,01	0.01	0,02
SUM	99.92	99.93	99.91	99.78	99.86	99.92
Ba	715.9	373,00	608.9	625.7	746.2	653.7
Be	2,00	4,00	3,00	2,00	3,00	3,00
Co	2.9	10.1	7.5	7.8	5.2	5.6
Cs	3.6	3.9	3.4	3.6	4.1	4.2
Ga	15.9	20.2	18.3	18.5	22,00	21.7
Hf	4.7	5.1	4.5	4.6	8.7	9.1
Nb	8.3	18.1	15.8	14.6	19.7	17.2
Rb	170.4	138,00	134.1	147.0	180.2	172.6
Sn	1,00	2,00	2,00	2,00	1,00	2,00
Sr	241.1	329.5	305.5	311.4	174.8	158.8
Ta	0,50	1.1	1.2	0,90	0.8	0,80
Th	31.3	11.1	7.5	7.9	31.9	35.6
U	3.1	2.6	2.8	1.5	1.9	2.1
V	14,00	50,00	36,00	41,00	24,00	28,00
W	0,30	0.8	0,10	0,30	0.5	0,30
Zr	146.5	203.8	158.1	158.4	336,00	350.7
Y	6.7	17.8	14.5	14.5	25.5	24.7
Mo	0,10	0.1	0,20	2.7	3.7	20.8
Cu	1.0	9.2	6.6	6.5	6.2	105.5
Pb	10.5	5.1	6.9	6.1	5.3	69.2
Zn	33,00	56,00	48,00	68,00	60,00	401,00
Ni	2.5	36.4	30.1	2.0	1.6	56.5
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.6	46.3
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	6.2
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	4.7
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	4.4
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,90
Au	<0.5	<0.5	0,90	1.3	<0.5	50.6
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0,19
Tl	0,40	0.7	0,60	0,60	0.5	4.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	3.4
Ni	<5	43,00	31,00	<5	5,00	44,00
Sc	2,00	7,00	7,00	4,00	3,00	25,00
La	55.0	38.5	18.3	23.1	111.4	103.6
Ce	99.2	72.4	33.9	43.5	242.6	203.0
Pr	10.16	6.47	3.60	4.71	21.09	21.32
Nd	32.2	22,00	13.4	18.0	68,00	73.1
Sm	4.7	3.9	3.1	3.7	11.3	11.7
Eu	0,69	1.11	0,87	0,95	1.29	1.08
Gd	2.58	3.18	2.93	3.10	7.97	7.99
Tb	0,33	0.54	0,49	0,54	1.17	1.12
Dy	1.31	2.87	2.50	2.72	4.91	5.15
Ho	0,20	0.52	0,47	0,50	0.85	0,80
Er	0,58	1.64	1.37	1.32	2.23	2.13
Tm	0,10	0.26	0,20	0,22	0.33	0,31
Yb	0,67	1.72	1.40	1.37	1.99	1.89
Lu	0,13	0.28	0,22	0,22	0.29	0,28

APÊNDICE D: RESULTADOS E CÁLCULOS ISOTÓPICOS DE Pb/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr

Localização	Ponto 1					
Rocha	Mesossoma 1	Mesossoma 2 (migmatito)			Leucossoma 1 (migmatito)	
Amostra	APL01ka	APL01as2	APL01au	APL01ajc	APL01agb2b	APL01ah
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	17,150	17,038	16,492	17,033	16,858	17,310
erro % (1s)	0,023	0,019	0,003	0,019	0,016	0,017
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,389	15,341	15,298	15,400	15,379	15,353
erro % (1s)	0,019	0,020	0,003	0,020	0,016	0,014
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	36,907	39,470	38,690	40,084	36,904	36,876
erro % (1s)	0,024	0,019	0,003	0,020	0,017	0,015
Valor de μ	9,096	8,914	8,959	9,201	9,178	8,870
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,510957	0,511735	0,511031	0,511465	0,511071	0,511087
erro	0,000011	0,000010	0,000010	0,000009	0,000012	0,000013
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,1134	0,0762	0,080	0,0825	0,1209	0,0761
ЄNd(595 Ma)	-26,48	-8,47	-22,48	-14,21	-24,81	-21,10
Є Nd0	-32,80	-17,61	-31,34	-22,88	-30,56	-30,26
TDM _(595 Ga)	3,22	1,45	2,30	1,83	3,30	2,17
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70972	0,71060	0,714907	0,709549	0,707826	0,70794
erro	0,000085	0,000070	0,000047	0,000039	0,000039	0,00003
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,2096	0,1324	0,2331	0,1354	0,0294	0,0333
Sr _{inicial (595 Ma)}	0,70794	0,70948	0,71293	0,70840	0,70758	0,70766
Є Sr _(595 Ma)	58,74	80,55	129,60	65,25	53,55	54,70

(continua)

APÊNDICE D: RESULTADOS E CÁLCULOS ISOTÓPICOS DE Pb/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr

Localização	Ponto 1					
Rocha	Leucossoma 1	Leucossoma 2 (migmatito)			Migmatito E*	Migmatito N**
Amostra	APL01aja	APL01as1	APL01wa	APL01ra	APL01aj	APL01a
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	16,992	16,725	20,838	16,464	16,521	16,152
erro % (1s)	0,009	0,021	0,009	0,027	0,010	0,015
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,437	15,283	15,621	15,384	15,307	15,318
erro % (1s)	0,009	0,029	0,009	0,029	0,011	0,015
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	36,902	38,762	39,710	36,827	36,627	37,707
erro % (1s)	0,010	0,017	0,009	0,028	0,010	0,015
Valor de μ	9,405	8,762	9,501	9,440	8,990	9,308
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,510833	0,511580	0,511142	0,511047	0,510917	0,510643
erro	0,000011	0,000021	0,000003	0,000011	0,000010	0,000011
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,0756	0,0956	0,0726	0,1083	0,0726	0,0698
εNd ₍₅₉₅₎	-26,01	-12,96	-19,76	-24,32	-24,14	-29,28
εNd ₀	-35,20	-20,63	-29,18	-31,03	-33,57	-38,92
TDM _(595 Ga)	2,45	1,89	2,06	2,92	2,30	2,56
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,708805	0,710370	0,709046	0,719638	0,708479	0,71676
erro	0,000064	0,000035	0,000039	0,000032	0,000072	0,00007
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,0747	0,1160	0,0951	0,2954	0,2266	0,2329
Sr _{inicial (595 Ma)}	0,70817	0,70939	0,70824	0,71713	0,70656	0,71478
ε Sr _(595 Ma)	61,99	79,26	62,96	189,31	39,05	155,95

(continua) (*E = estromático; **N = nebulítico)

APÊNDICE D: RESULTADOS E CÁLCULOS ISOTÓPICOS DE Pb/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr

Localização	Ponto 1					
Rocha	Rochas ultramáficas (níveis concordantes)				Rochas Máficas (enclave)	
Amostra	APL01h	APL01at	APL01aga	APL01axa	APL01agb2a	APL01b
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	17,313	16,423	17,403	17,954	19,796	16,690
erro % (1s)	0,006	0,016	0,026	0,008	0,008	0,007
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,381	15,255	15,410	15,487	15,522	15,363
erro % (1s)	0,006	0,014	0,026	0,008	0,009	0,007
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39,248	37,003	37,164	37,035	37,324	37,341
erro % (1s)	0,006	0,016	0,026	0,008	0,009	0,008
Valor de μ	8,998	8,777	9,103	9,291	9,177	9,188
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512036	0,511111	0,511375	0,511469	0,511295	0,511827
erro	0,000009	0,000011	0,000009	0,000009	0,000010	0,000013
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,1219	0,1440	0,1766	0,1518	0,1366	0,1039
εNd ₍₅₉₅₎	-6,07	-25,78	-23,10	-19,39	-21,64	-8,78
εNd ₀	-11,74	-29,78	-24,63	-22,80	-26,20	-15,83
TDM _(595 Ga)	1,67	4,44		4,05	3,55	1,69
TDM _{(595 Ga) duplo estágio}		3,02	2,83	2,56	2,72	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,714712	0,725753	0,764373	0,742587	0,717418	0,709207
erro	0,000066	0,000094	0,000076	0,000041	0,000041	0,000057
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1,1516	1,4186	9,0779	3,1396	1,2506	0,3662
Sr _{inicial (595 Ma)}	0,70494	0,71371	0,68734	0,71595	0,70681	0,70610
ε Sr _(595 Ma)	16,10	140,79	-233,86	172,50	42,61	32,57

(continua)

APÊNDICE D: RESULTADOS E CÁLCULOS ISOTÓPICOS DE Pb/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr

Localização		Ponto 1				
Rocha	Tonalito BSD*		Granod a monzogran VB**		Monzogranito 1	
Amostra	APL01am	APL01z	APL01l	APL01ana	APL01c	APL01cb
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,906	17,303	16,267	20,475	16,339	16,653
erro % (1s)	0,012	0,006	0,009	0,015	0,021	0,002
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,226	15,334	15,365	15,625	15,430	15,424
erro % (1s)	0,012	0,007	0,010	0,014	0,025	0,002
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	36,285	36,399	36,931	37,453	37,244	37,239
erro % (1s)	0,013	0,006	0,010	0,015	0,023	0,003
Valor de μ	8,981	8,787	9,487	9,530	9,809	9,532
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,510826	0,510915	0,510993	0,511208	0,511193	0,511228
erro	0,000012	0,000012	0,000012	0,000013	0,000013	0,000014
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,0669	0,0775	0,1296	0,1591	0,1426	0,1512
εNd ₍₅₉₅₎	-25,50	-24,57	-27,00	-25,05	-24,07	-24,05
εNd ₀	-35,34	-33,61	-32,09	-27,90	-28,18	-27,51
TDM _(595 Ga)	2,31	2,39	3,83	5,72	4,14	4,72
TDM _{(595Ga) dup est}			3,10	2,96	2,90	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70743	0,707798	0,710801	0,715037	0,714726	0,7256
erro	0,00009	0,000038	0,000057	0,000028	0,000044	0,000042
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,0407	0,0685	0,2255	0,8558	1,9453	2,0906
Sr _{inicial (595 Ma)}	0,70708	0,70722	0,70889	0,70777	0,69822	0,70786
ε Sr _(595Ma)	46,56	48,44	72,18	56,37	-79,38	57,60

(continua) (*BSD= bolsão deformado; **VB = veio/bolsão)

APÊNDICE D: RESULTADOS E CÁLCULOS ISOTÓPICOS DE Pb/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr

Localização	Ponto 1					
Rocha	Monzogranito 1			Monzogranito 2		
Amostra	APL01m	APL01ar	APL01ap	APL01s	APL01az	APL01ad
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	16,574	16,486	16,428	17,412	17,230	16,879
erro % (1s)	0,007	0,005	0,004	0,003	0,018	0,007
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15,459	15,455	15,436	15,418	15,393	15,408
erro % (1s)	0,006	0,006	0,005	0,004	0,016	0,007
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	37,365	37,326	37,301	38,674	38,042	38,305
erro % (1s)	0,007	0,005	0,006	0,004	0,017	0,007
Valor de μ	9,783	9,826	9,764	9,140	9,085	9,315
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,511180	0,511682	0,511090	0,511081	0,511004	0,511087
erro	0,000013	0,000006	0,000009	0,000010	0,000014	0,000009
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,1126	0,1150	0,1043	0,0988	0,0951	0,1031
ϵ Nd ₍₅₉₅₎	-22,06	-12,45	-23,18	-22,94	-24,16	-23,15
ϵ Nd ₀	-28,44	-18,65	-30,20	-30,37	-31,88	-30,26
TDM _(595 Ga)	2,84	2,11	2,74	2,62	2,64	2,72
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,721558	0,721455	0,721506	0,726114	0,725942	0,725284
erro	0,000032	0,000171	0,000046	0,000063	0,000027	0,000096
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1,5911	1,5346	1,6047	1,8382	1,7918	1,6959
Sr _{inicial (595 Ma)}	0,70806	0,70843	0,70789	0,71052	0,71074	0,71089
ϵ sr _(595 Ma)	60,39	65,74	58,01	95,33	98,48	100,69

(continua)

APÊNDICE D: RESULTADOS E CÁLCULOS ISOTÓPICOS DE Pb/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr

Localização	Ponto 1		Ponto 8	Ponto 13	
Rocha	Porções pegmáticas		Máfica/gnaiss	Correl. S. Macacos	
Amostra	APL01ae	APL01vb	APL08f	APL13a	APL13b
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	16,329	23,953	15,898	16,470	16,527
erro % (1s)	0,019	0,010	0,028	0,005	0,021
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,420	15,780	15,274	15,480	15,519
erro % (1s)	0,017	0,010	0,022	0,005	0,024
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	36,909	37,400	37,370	37,589	37,660
erro % (1s)	0,019	0,010	0,024	0,005	0,022
Valor de μ	9,757	10,034	9,275	9,989	10,166
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511233	0,511148	0,510802	0,511090	0,511017
erro	0,000011	0,000013	0,000012	0,000011	0,000014
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,2116	0,1176	0,0826	0,0955	0,0967
$\epsilon\text{Nd}_{(595)}$	-28,55	-23,07	-27,16	-22,51	-24,03
ϵNd_0	-27,41	-29,06	-35,82	-30,20	-31,62
$\text{TDM}_{(595\text{ Ga})}$	---	3,05	2,62	2,53	2,66
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,717727	0,722079	0,708342	0,724086	0,724449
erro	0,000028	0,000400	0,000064	0,000055	0,000061
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,9775	1,2877	0,1918	1,7360	1,8402
$\text{Sr}_{\text{inicial (595 Ma)}}$	0,70943	0,71115	0,70671	0,70935	0,70883
$\epsilon\text{Sr}_{(595\text{Ma})}$	79,93	104,37	41,30	78,84	71,43

(continua)

APÊNDICE D: RESULTADOS E CÁLCULOS ISOTÓPICOS DE Pb/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr

Localização	Ponto 14				Ponto 20
	Rocha	Correl. Corre-mar	Correl. Itapema		Valsungana
Amostra	APL14c1	APL14c2	APL14a	APL14d	APL20b
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	17,892	17,027	17,054	16,846	17,108
erro % (1s)	0,011	0,011	0,010	0,005	0,019
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,426	15,389	15,416	15,392	15,481
erro % (1s)	0,012	0,013	0,013	0,005	0,027
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38,471	38,182	38,589	37,800	40,074
erro % (1s)	0,011	0,011	0,012	0,005	0,022
Valor de μ	9,039	9,149	9,271	9,253	9,571
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,511066	0,511026	0,511027	0,511057	0,511426
erro	0,000010	0,000016	0,000009	0,000014	0,000009
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,0882	0,0855	0,0883	0,1072	0,0968
$\epsilon\text{Nd}_{(595)}$	-22,43	-23,01	-23,19	-24,05	-16,06
ϵNd_0	-30,66	-31,45	-31,42	-30,84	-23,64
$\text{TDM}_{(595\text{ Ga})}$	2,41	2,41	2,46	2,87	2,11
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,729353	0,73474	0,72886	0,724669	0,73766
erro	0,000042	0,000021	0,000085	0,000074	0,210000
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2,0704	2,7914	2,0498	1,2142	3,155
$\text{Sr}_{\text{inicial (595 Ma)}}$	0,71178	0,71105	0,71146	0,71437	0,71089
$\epsilon\text{Sr}_{(595\text{ Ma})}$	113,37	102,98	108,80	150,03	100,64