UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA DO TERRENO PARANAGUÁ

Leonardo Fadel Cury

Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2009

ABSTRACT

The Paranaguá Terrane is composed of precambrian geological units distributed in a NE-SW elongated swath, about 250 km long and 30 km wide, in south-southeastern Brazil, within the States of São Paulo (Northern Paranaguá Terrane), Paraná and Santa Catarina (Southern Paranaguá Terrane). This terrane is constituted mainly by an igneous complex, represented by the Morro Inglês, Rio do Poço and Canavieiras-Estrela suites. The country rocks of these I.s. granites are gnaissic and gnaissic-migmatitic rocks of the São Francisco do Sul Complex and metasedimentary rocks of the Rio das Cobras Sequence.

Lithochemical signatures of the Morro Inglês Suite are compatible with arc magmatic-generated granitic rocks, with high-K to shoshonitic calc-alkaline character and relatively high contents of Ba, Nb, Zr, Rb, Sr, Th and K₂O. This pattern resembles the one observed in sin- to late-collisional environments related to mature magmatic arcs, with sources modified by crustal contamination.

The Canavieiras-Estrela Suite is composed of quartz-monzodiorites, leucogranites and monzogranites, with porphyritic and inequigranular rocks, with mafics represented by biotite ± amphibole. Comparatively, the Morro Inglês Suite rocks present higher values of K₂O and smaller values of Na₂O than the rocks of the Canavieiras-Estrela Suite. Both suites show important variations of Ba and Sr, high values of Rb and Zr, and medium-to-high values of Nb and Y.

Two distinct rock units can be individualized in the Rio do Poço Suite, based on petrographical and lithogeochemical differences. The rapakivi sienogranites characteristics are compatible with metaluminous to marginally peraluminous type A granites. Such interpretation does not seem adequate for the two-mica leucogranites in this suite, which present a marginally peraluminous character, with HREE-depleted rocks, without an Eu negative anomaly.

Petrographic and, mostly, structural data suggest that the Morro Inglês, Canavieiras-Estrela and Rio do Poço suites emplacement occurred during a late stage of the collisional event. U-Pb ages (zircon) of these suites are very close and does not allow a clear separation of them. A high concentration of ages between 600-580 Ma represent the main magmatic period of the Paranaguá Terrane. Although less frequent, older ages between 620-610 Ma were obtained in the three suites, suggesting the presence of a relatively early magmatism in this terrane's evolution. U-Pb ages (zircon) obtained in crystals borders, as well as in late leucogranitic veins, are distributed between 560-480 Ma. These ages must be related with important thermotectonic events of the Cambro-Ordovician Rio Doce Orogeny.

The metasedimentary rocks of the Rio das Cobras Sequence occur as elongated strips, with little areal expression. In the southern portion of the Paranaguá Terrane, green schist (biotite zone) paragenesis are present (Serra da Prata – PR), while in the central and northern portions there are amphibolite facies paragenesis up to granulite facies in association with kyanite-garnet-sillimanite-K feldspar (Guaraqueçaba – PR e Iguape -SP). U-Pb zircon analysis of the high-grade gneisses show a concentration of ages between 1.8-2.1 Ga. The analytical spots in zircon borders yield ages of 611 ± 39 Ma. U-Pb monazite ages yield a

relatively younger interval of 599 ± 5 Ma, probably related with the metamorphic peak.

The São Francisco do Sul Complex is represented by gneisses composed of diorites, quartz-monzodiorites, granodiorite, trondhjemites and monzogranites. In the Guaratuba and Guaraqueçaba region (Central Paranaguá Terrane) migmatization features are frequent, with garnet and tourmaline-bearing granitic leucosomes. U-Pb analysis yield Paleoproterozoic (2.173 ± 18 Ma), Neoproterozoic (626 ± 25 Ma) and Cambro-Ordovician (510-490 Ma) zircon crystallization ages.

The limit of the Paranaguá Terrane with the Luis Alves and Curitiba microplates is tectonic, characterized by the Palmital and Alexandra transcurrent shear zones in its southern portion and by the Serra Negra and Icapara thrusts in its northern portion.

Both Palmital and Alexandra transcurrent shear zones (Southern Paranaguá Terrane) present sinistral kinematic with oblique component, marked by the coexistence of strike-slip and down-dip lineations. The Serra Negra and Icapara shear zones represent a large collision front, located in the Northern Paranaguá Terrane, with north-northwest vergence and oblique components (strike-slip and down-dip lineations). The transition between these two distinct tectonic styles is given by N-S or NNW-SSE faults associated with a transpressive regime, with lateral ramp characteristics.

The observed structural pattern suggest that the emplacement of the Northern Paranaguá Terrane is due to nappe tectonics towards north-northwest. This collision is probably related with the Neoproterozoic agglutination setting of the western Gondwana Supercontinent.

RESUMO

O Terreno Paranaguá é composto por unidades geológicas pré-cambrianas distribuídas ao longo de uma faixa alongada segundo a direção NE-SW, com cerca de 250 Km de extensão, tendo em média 30 km de largura. Ocupa a porção sul – sudeste do território brasileiro, abrangendo os Estados de São Paulo (Terreno Paranaguá Setentrional), Paraná e Santa Catarina (Terreno Paranaguá Meridional). Esse terreno é constituído em grande parte por um complexo ígneo, representado pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela. Como encaixantes desses granitos *l.s.*, ocorrem rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul e rochas metassedimentares da Sequência Rio das Cobras.

A Suíte Morro Inglês apresenta assinaturas litoquímicas condizentes com rochas graníticas formadas em arco magmático, apresentando caráter cálcio-alcálico de alto K a shoshoníticos, com conteúdos relativamente altos de Ba, Nb, Zr, Rb, Sr, Th e K₂O. Este padrão é semelhante ao observado em ambientes sin a tardi-colisionais, associados a arcos-magmáticos maduros, com fontes modificadas pela contaminação crustal.

A Suíte Canavieiras-Estrela é constituída por quartzo-monzodioritos, leuco-granodioritos e monzogranitos, com termos porfíricos e inequigranulares, com máficos representados por biotita ± anfibólio. Comparativamente, as rochas da Suíte Morro Inglês apresentam maiores valores de K₂O e menores de Na₂O do que as rochas da Suíte Canavieiras-Estrela. Ambas as suítes apresentam importantes variações de Ba e Sr, altos valores de Rb e Zr, médios a altos valores de Nb e Y.

As rochas da Suíte Rio do Poço podem ser individualizadas em duas unidades distintas, com diferenças petrográficas e litogeoquímicas. Os sienogranitos rapakivi apresentam características compatíveis com granitos do tipo A, metaluminosos a marginalmente peraluminosos. Porém, tal interpretação não parece adequada para os leucogranitos com duas micas desta suíte, que apresentam caráter marginalmente peraluminoso, com termos mais empobrecidos em ETRP, sem anomalia negativa de Eu.

Os dados petrográficos e, principalmente, estruturais sugerem que a colocação das suítes Morro Inglês, Canavieiras-Estrela e Rio do Poço ocorreram durante um estágio tardio do período colisional. As idades U-Pb (zircão) dessas suítes são bastante próximas, não permitindo uma separação clara das mesmas. Observa-se uma grande concentração de idades no intervalo 600-580 Ma, representando o principal período do magmatismo no Terreno Paranaguá. Com menor frequência, valores mais antigos do intervalo de 620-610 Ma foram obtidos nas três suítes, sugerindo a presença de um magmatismo relativamente precoce na evolução desse terreno. As idades U-Pb (zircão) obtidas em bordas de cristais, bem como em veios leucograníticos tardios, distribuem-se no intervalo 560-480 Ma. Essas idades devem estar associadas a importantes eventos termotectônicos do Cambro-Ordoviciano, relacionados a Orogenia Rio Doce.

Os metassedimentos da Sequência Rio das Cobras ocorrem como faixas alongadas e pouco expressivas. Na porção meridional do Terreno Paranaguá, ocorrem paragêneses fácies xisto verde, zona da biotita (Serra da Prata – PR), enquanto nas porções central e setentrional ocorrem paragêneses

fácies anfibolito, podendo atingir fácies granulito em associações com cianita-granada-silimanita-feldspato alcalino (Guaraqueçaba – PR e Iguape -SP). Análises U-Pb em zircão dos gnaisses de alto grau caracterizam idades concentradas no intervalo 1,8-2,1 Ga. Os pontos analíticos realizados nas bordas de zircão caracterizam idades de 611 ± 39 Ma. Idades U-Pb em monazitas caracterizam um intervalo relativamente mais jovem em 599 ± 5 Ma, provavelmente associado ao pico metamórfico.

O Complexo São Francisco do Sul é representado por gnaisses compostos por dioritos, quartzomonzodioritos, granodioritos, trondhjemitos e monzogranitos. Na região de Guaratuba e Guaraqueçaba (Terreno Paranaguá Central) são freqüentes as feições de migmatização, com leucossomas graníticos com granada e turmalina. Análises U-Pb caracterizam períodos de cristalização do zircão no Paleoproterozóico (2.173 ± 18 Ma), Neoproterozóico (626 ± 25 Ma) e Cambro-Ordoviciano (510-490 Ma).

O balizamento do Terreno Paranaguá com as microplacas Luis Alves e Curitiba é tectônico, caracterizado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra em sua porção meridional, e zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara em sua porção setentrional.

As zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra (Terreno Paranaguá Meridional) apresentam cinemática sinistral com componente oblíqua, caracterizada pela coexistência de lineações *strike slip* e *down dip*. As zonas de cisalhamento Serra Negra e Icapara representam uma grande frente de colisão, localizada no Terreno Paranaguá Setentrional. Apresentam vergências para nor noroeste e componentes oblíquas (lineações *strike slip* e *down dip*). A transição dessas duas tectônicas distintas se faz por falhas de abatimento, com direções N-S ou NNW-SSE, estando ambas associadas a um regime transpressivo com características de rampa lateral.

Os padrões estruturais observados sugerem que a colocação do Terreno Paranaguá Setentrional é relacionada a uma tectônica de *nappes* com rumo nor noroeste. Esta colisão está provavelmente inserida no contexto de aglutinação da porção oeste do Supercontinente Gondwana, durante o Neoproterozóico.

AGRADECIMENTOS

Durante todo desenvolvimento desta tese de doutoramento pude contar com uma orientação dedicada do Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior, com apoio irrestrito em todas as etapas deste trabalho. Ao Prof. Dr Miguel Ângelo Stipp Basei, meus agradecimentos pela oportunidade de trabalhar em um dos maiores centros de pesquisa da América Latina, o Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo). Estendo este agradecimento aos professores Dr. Colombo C. G. Tassinari e Dra. Marly Babinski, pela oportunidade realizar esta pesquisa em um programa de pós-graduação de excelência (Programa de Geoquímica e Geotectônica), no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), um centro de referência na geologia do Brasil.

De uma forma muito especial agradeço o Dr. Dr. Ossama Mohamed Milad Harara, pela co-orientação, mesmo que informal, com participação nas etapas de campo, discussões sobre os dados geoquímicos e petrográficos sem os quais este trabalho não atingiria o estado atual. Ao pesquisador Dr. Kei Sato, pelas discussões teóricas e grande auxílio na obtenção dos dados geocronológicos.

Ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UNB), especialmente ao Prof. Dr. Elton Luiz Dantas e o Dr. Massimo Matteini por viabilizar a obtenção de dados por LA-ICP-MS, fundamentais para a elaboração desta tese.

Agradeço aos funcionários do CPGeo Artur T. Onoe, Vasco A. Loios, Solange L. Souza e Walter M. Sproesser pelo grande auxílio durante as inúmeras etapas das análises geocronológicas. Ao Prof Dr. Ian McReath, pela grande ajuda na obtenção e análise das imagens de catodoluminescência. Ao laboratório de Fluorescência de Raios X, especialmente Paulo Ernesto Mori. À Ana Paula Cabanal, Magali Poli F. Rizzo, Tadeu Caggiano e Nícia Maria Brandão Zalaf, pelos inúmeros favores.

Ao colega Dr. Frederico Meira Faleiros pelas discussões que influenciaram diretamente nas discussões petrográficas e estruturais apresentada aqui, além do companheirismo ao longo desses anos. Ao Dr. Neivaldo Araújo de Castro pela imensa ajuda com os mapas geofísicos e pelo apoio durante todo doutoramento. Ao Dr. Carlos Henrique Grohmann por diversos auxílios e pela tradução do abstract.

Aos professores Dr. Silvio Roberto Farias Vlach e Dr. Colombo C. G. Tassinari pelas discussões e sugestões durante a banca de qualificação. Ao Prof. Benjamin Bley de Brito Neves por várias sugestões, a quem devo o mérito do título da tese.

Aos amigos Gilberto Alexander Kaulfuss, Hécio Jose dos Prazeres Filho, Cláudia Regina Passarelli, Sérgio Willians de O. Rodrigues, Agustin C. Molina e César J. Vinasco pelas discussões e grande apoio.

Aos meus tios Leonilda, Luis Gonzaga de Luca e meus primos Juliana e Felipe, que me acolheram durante minha estada em São Paulo. A minha Lari, pela compreensão nos momentos em que estive ausente e apoio durante toda minha jornada. A minha mãe Rosa Maria de Luca Cury e a toda minha família dedico este trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo suporte financeiro disponibilizado durante todas as etapas deste trabalho (projetos de pesquisa 06/03608-6, 05/58688-1 e 02/10568-0).

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

1.1. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

1.2. LOCALIZAÇÃO

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

1.3. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

2. METODOLOGIA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

2.1. ESTUDOS DE CAMPO

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

2.2. PETROGRAFIA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

2.3. LITOGEOQUÍMICA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

2.4. GEOCRONOLOGIA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

2.4.1. PARADIGMA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

2.4.2. MÉTODO U-Pb

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

U-Pb zircão

Erro! Indicador não definido.

Método U-Pb Convencional (ID-TIMS)

Erro! Indicador não definido.

SHRIMP / LA-ICP-MS

Erro! Indicador não definido.

2.4.3. MÉTODO SM-Nd

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

2.4.4. RAZÃO ^{87}Sr - ^{86}Sr

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

Procedimentos analíticos

Erro! Indicador não definido.

2.4.5. MÉTODO K-AR

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

3. TRABALHOS ANTERIORES

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO - TECTÔNICO

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

3.1.1. DOMÍNIO APIAÍ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

3.1.2. MICROPLACA CURITIBA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

Complexo Atuba:

Erro! Indicador não definido.

Suíte Rio Piên

Erro! Indicador não definido.

Seqüências Metassedimentares Capiru, Setuva e Turvo-Cajati

Erro! Indicador não definido.

3.1.3. MICROPLACA LUIS ALVES

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

3.1.4. PROVÍNCIA SERRA DA GRACIOSA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

3.2. TERRENO PARANAGUÁ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

3.2.1. SÍNTESE GEOLÓGICA DO TERRENO PARANAGUÁ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

3.2.2. SÍNTESE GEOCRONOLÓGICA DO TERRENO PARANAGUÁ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

Granito Morro Inglês
Granito Rio Canavieiras
Granito Rio do Poço
Granito Estrela
Padrão K-Ar dos granitos Morro Inglês, Rio do Poço e Estrela
Quadro Tectônico Cronológico

Erro! Indicador não definido.
Erro! Indicador não definido.
Erro! Indicador não definido.
Erro! Indicador não definido.
Erro! Indicador não definido.
Erro! Indicador não definido.

4. PETROGRAFIA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.1. MICROPLACA LUIS ALVES

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.1.1. COMPLEXO SERRA NEGRA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.2. MICROPLACA CURITIBA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.2.1. COMPLEXO ATUBA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.2.2. COMPLEXO TURVO-CAJATI

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.3. TERRENO PARANAGUÁ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.3.1. COMPLEXO SÃO FRANCISCO DO SUL

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.3.2. SEQUÊNCIA RIO DAS COBRAS

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.3.3. SUÍTES GRANÍTICAS DO TERRENO PARANAGUÁ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

4.3.4. PROVÍNCIA SERRA DA GRACIOSA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5. CONTEXTO ESTRUTURAL

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5.1. PORÇÃO SETENTRIONAL DO TERRENO PARANAGUÁ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5.1.1. DADOS DA REGIÃO DE IGUAPE

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5.1.2. DADOS DA REGIÃO DE ARIRI

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5.2. PORÇÃO MERIDIONAL DO TERRENO PARANAGUÁ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5.2.1. DADOS DE ANTONINA E SERRA DA PRATA:

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5.2.2. DADOS DE GUARAQUEÇABA E SERRA NEGRA:

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5.2.3. DADOS DE GARUVA E SÃO FRANCISCO DO SUL

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

5.3. COLOCAÇÃO DO TERRENO PARANAGUÁ

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

6. LITOGEOQUÍMICA DAS SUÍTES GRANÍTICAS

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

6.1. SUÍTE MORRO INGLÊS

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

6.2. SUÍTE CANAVIEIRAS - ESTRELA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

6.3. SUÍTE RIO DO POÇO

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

7. GEOCRONOLOGIA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

7.1. CONSTANTES E PADRÕES UTILIZADOS

7.1.1. ANÁLISES U-Pb (ID-TIMS)

7.1.2. ANÁLISES U-Pb (LA-ICP-MS)

7.1.3. ANÁLISES U-Pb (SHRIMP)

7.1.4. ANÁLISES SM-Nd

7.1.5. ANÁLISES K-Ar

7.2. COMPLEXO SÃO FRANCISCO DO SUL

7.3. SUÍTE CANAVIEIRAS-ESTRELA

7.4. SUÍTE MORRO INGLÊS

7.5. SUÍTE RIO DO POÇO

7.6. SEQUÊNCIA RIO DAS COBRAS

7.7. COMPLEXO TURVO-CAJATI

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

8. CONCLUSÕES

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

8.1. MODELAGEM TECTÔNICA

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

9. REFERÊNCIAS

ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

ANEXOS: MAPAS DE PONTO E MAPA GEOLÓGICO

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1.1: Localização e principais vias de acesso à área de estudo</i>	3
<i>Figura 1.2: Modelo SRTM com a localização das serranias entre os estados do Paraná e São Paulo</i>	5
<i>Figura 1.3: Fotografia da Serra Gigante</i>	5
<i>Figura 1.4: Modelo SRTM com a localização das serranias entre os estados de Santa Catarina e Paraná</i>	6
<i>Figura 1.5: Fotografia da foz do Rio Ribeira em Iguape – SP</i>	7
<i>Figura 1.6: Fotografia do costão rochoso na da Prainha (Morro do Sambaqui)</i>	7
<i>Figura 1.7: Fotografia panorâmica da Serra de Santa Luzia</i>	8
<i>Figura 2.1: Localização dos perfis geológicos a serem realizados.</i>	10
<i>Figura 3.1: Esboço Geológico regional</i>	23
<i>Figura 4.1: Prancha com os diferentes aspectos macroscópicos dos gnaisses da Microplaca Luis Alves.</i>	36
<i>Figura 4.2: Prancha de fotos do dos gnaisses-migmatíticos do Complexo Atuba, Microplaca Curitiba.</i>	38
<i>Figura 4.3: Fotos das rochas da associação de gnaisses máficos do Complexo Atuba, Microplaca Curitiba.</i>	38
<i>Figura 4.4: Fotos das rochas da associação de gnaisses graníticos do Complexo Atuba, Microplaca Curitiba.</i>	39
<i>Figura 4.5: Foto da sequência metapsamítica, entre Pariquera-Açu e Cananéia – SP.</i>	40
<i>Figura 4.6 Foto da sequência metapelítica, entre Pariquera-Açu e Cananéia – SP.</i>	41
<i>Figura 4.7: Foto da sequência metacarbonática, entre Pariquera-Açu e Cananéia – SP.</i>	41
<i>Figura 4.8: Prancha com fotos dos paragneisses do Complexo Turvo-Cajati.</i>	42
<i>Figura 4.9: Veios tonalíticos, Praia das Paulas, São Francisco do Sul (BP-83).</i>	43
<i>Figura 4.10: Gnaisse migmatítico do Morro do Sambaqui, São Francisco do Sul – SC</i>	44
<i>Figura 4.11: Aspectos macroscópicos dos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul.</i>	45
<i>Figura 4.12: Aspectos macroscópicos dos gnaisses com estrutura milonítica.</i>	45
<i>Figura 4.13: Fotos das feições macro e micrografias do gnaisse Caieiras.</i>	46
<i>Figura 4.14: Xistos com cianita, granada, silimanita, muscovita e quartzo (BP-256).</i>	47
<i>Figura 4.15: Fotomicrografias de xistos da Sequência Rio das Cobras com paragênese de alto grau.</i>	48
<i>Figura 4.16: Aspecto intrusivo nos metassedimentos da Sequência Rio das Cobras.</i>	48
<i>Figura 4.16: Aspecto intrusivo nos metassedimentos da Sequência Rio das Cobras.</i>	49
<i>Figura 4.17: Xenólitos da Sequência Rio das Cobras em meio ao granito porfirítico da Suíte Morro Inglês.</i>	49
<i>Figura 4.18: Contato por cisalhamento</i>	49
<i>Figura 4.19: Aspecto macroscópico dos granitos porfiríticos da Suíte Morro Inglês.</i>	51
<i>Figura 4.20: Enclaves máficos observados nos granitos da Suíte Morro Inglês,</i>	51
<i>Figura 4.21: Prancha com fotomicrografias das texturas dos granitos porfiríticos da Suíte Morro Inglês</i>	53
<i>Figura 4.22: Fotomicrografias da textura de manteamento de epidoto em allanitas</i>	53
<i>Figura 4.23: Zonação e óxidos acompanhando a estrutura interna dos fenocristais de K-feldspato</i>	54
<i>Figura 4.24: Prancha de fotos com foliação de fluxo magmático</i>	55
<i>Figura 4.25: Feições de mingling e mixing entre monzogranito porfirítico e diorito.</i>	56
<i>Figura 4.26: Contatos lobados e feições de assimilação. Magma mixing e minglin</i>	57
<i>Figura 4.27: Fotos dos termos protomiloníticos e miloníticos da Suíte Morro Inglês.</i>	58
<i>Figura 4.28: Detalhe do estiramento das bordas no K-feldspato</i>	58
<i>Figura 4.29: Veios micrograníticos e aplíticos</i>	59
<i>Figura 4.30: Veios de leucogranitos finos, aplitos e tonalitos</i>	60

<i>Figura 4.31: Afloramento da Suíte Rio do Poço</i>	61
<i>Figura 4.32: Detalhe do leucogranito com duas micas</i>	62
<i>Figura 4.33: Prancha com detalhes macroscópicos e microscópico dos leucogranitos finos</i>	63
<i>Figura 4.34: Rochas híbridas da Suíte Rio do Poço.</i>	64
<i>Figura 4.35: Fotos com os diferentes aspectos da Suíte Canavieiras – Estrela.</i>	66
<i>Figura 4.36 Aspecto macroscópico dos granitos xenomórficos da Suíte Canavieiras – Estrela</i>	67
<i>Figura 4.37: Fotomicrografias da Suíte Canavieiras – Estrela.</i>	67
<i>Figura 4.38: Prancha das rochas protomiloníticas da Suíte Canavieiras – Estrela.</i>	68
<i>Figura 4.39: Foto macroscópica do granito gnaiss com foliação milonítica</i>	69
<i>Figura 4.40: Fotos do aspecto macroscópicos dos granitos da Suíte Canavieiras – Estrela</i>	70
<i>Figura 4.41: Foto da Serra do Marumbí (PR), composta por granitos tipo-A da Província Serra da Graciosa.</i>	70
<i>Figura 4.42: Vista NW da Serra do Mandira,, composta por granitos da Província Serra da Graciosa.</i>	71
<i>Figura 4.43: Fotos do aspecto macroscópico das rochas da Província Serra da Graciosa</i>	71
<i>Figura 5.1: Composição de imagens SRTM e gamaespectrometria</i>	74
<i>Figura 5.2: Traçado dos lineamentos da porção norte do Terreno Paranaguá</i>	75
<i>Figura 5.3: Imagem SRTM com a localização do perfil Iguape – BR-166 e pontos de afloramento visitados.</i>	76
<i>Figura 5.4: Imagem SRTM com a localização do perfil Ariri – Serra do Mandira – Jacupiranga</i>	77
<i>Figura 5.5: Foto do gnaiss pertencente ao Complexo Atuba</i>	78
<i>Figura 5.6: Dobramentos com foliação plano axial S_n+1</i>	79
<i>Figura 5.7: Zonas de cisalhamento de baixo ângulo</i>	79
<i>Figura 5.8: Dobramentos abertos (S_n+2) com eixo sub-horizantalizado</i>	80
<i>Figura 5.9: Estereogramas das medidas de S_1</i>	81
<i>Figura 5.10: Estereogramas da foliação milonítica</i>	82
<i>Figura 5.11: Indicadores cinemáticos do costão da Juréia</i>	83
<i>Figura 5.12: Perfil geológico esquemático entre Iguape –SP e a rodovia BR-116.</i>	84
<i>Figura 5.13: Comparação das foliações nos granitos e metassedimentos</i>	85
<i>Figura 5.14: Estereograma das superfícies S_n+1</i>	85
<i>Figura 5.15: Perfis geológicos esquemáticos entre Ariri – Serra do Mandira – rodovia BR-116.</i>	86
<i>Figura 5.16: Estereogramas com as medidas de S_n e planos axiais dos dobramentos D_2</i>	87
<i>Figura 5.17: Imagem LANDSAT-7 (ETM+) com a localização do perfil Matinhos - Serra da Graciosa</i>	88
<i>Figura 5.18: Imagem LANDSAT-7 (ETM+) com a localização dos perfis São Francisco do Sul – Garuva</i>	89
<i>Figura 5.19: Bandamento gnáissico S_n com dobras (S_n+1).</i>	90
<i>Figura 5.20: Indicadores cinemáticos nos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul</i>	91
<i>Figura 5.21: Zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N-S com indicadores sinistrais</i>	92
<i>Figura 5.22: Aspecto macroscópico das rochas graníticas do Terreno Paranaguá</i>	93
<i>Figura 7.23: Estereograma das superfícies S_n no Terreno Paranaguá</i>	93
<i>Figura 5.24: Perfil geológico esquemático entre Matinhos e Serra da Graciosa, Estado do Paraná.</i>	94
<i>Figura 5.25: Fotos do aspecto de S_n e S_c nos metassedimentos</i>	95
<i>Figura 5.26: Estereogramas das foliações S_n, S_n+1 e S_n+2</i>	96
<i>Figura 5.27: Estereograma de S_n e S_n+1 nos gnaisses localizados na Ilha de São Francisco do Sul</i>	97
<i>Figura 5.28: Estereogramas das foliações do Terreno Paranaguá na região de São Francisco do Sul</i>	98

<i>Figura 5.29: Perfis geológicos esquemáticos</i>	99
<i>Figura 5.30: Mapa com as zonas de cisalhamento</i>	101
<i>Figura 6.1: Diagrama PQ (Debon e LeFort, 1983) das rochas da Suíte Morro Inglês Inglês</i>	104
<i>Figura 6.2: Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) das rochas graníticas da Suíte Morro Inglês</i>	104
<i>Figura 6.3 Diagrama SiO₂ versus K₂O (Peccerillo e Taylor, 1976) das amostras da Suíte Morro Inglês</i>	104
<i>Figura 6.4: Shand's Index com as amostras da Suíte Morro Inglês</i>	105
<i>Figura 6.5: Diagamas de Harker da Suíte Morro Inglês</i>	106
<i>Figura 6.6: Diagamas de Harker (sílica versus elementos traço) as amostras da Suíte Morro Inglês</i>	107
<i>Figura 6.7: Padrões dos elementos terras raras</i>	109
<i>Figura 6.8: Diagrama PQ (Debon e LeFort, 1983) das rochas da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	114
<i>Figura 6.9: Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) das rochas graníticas da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	114
<i>Figura 6.10: Diagrama SiO₂ versus K₂O (Peccerillo e Taylor, 1976) das amostras da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	115
<i>Figura 6.11: Shand's Index com as amostras da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	115
<i>Figura 6.12: Diagamas de Harker da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	116
<i>Figura 6.13: Diagamas de Harker (sílica versus elementos menores) das amostras da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	117
<i>Figura 6.14: Padrões dos elementos terras da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	118
<i>Figura 6.15: Diagrama PQ (Debon e LeFort, 1983) das rochas da Suíte Rio do Poço</i>	121
<i>Figura 6.16: Diagrama TAS (Cox et al., 1979) da Suíte Rio do Poço</i>	121
<i>Figura 6.17: Shand's Index com as amostras da Suíte Rio do Poço</i>	121
<i>Figura 6.18: Diagamas de Harker (sílica versus elementos maiores) das amostras da Suíte Rio do Poço</i>	122
<i>Figura 6.19: Diagamas de Harker (sílica versus elementos traço) das amostras da Suíte Rio do Poço</i>	123
<i>Figura 6.19: Diagamas de Harker (sílica versus elementos traço) das amostras da Suíte Rio do Poço</i>	124
<i>Figura 6.20: Padrões dos elementos terras raras da Suíte Rio do Poço</i>	125
<i>Figura 6.21: Diagramas de Pearce et al. (1984)</i>	126
<i>Figura 7.1: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão</i>	130
<i>Figura 7.2: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) do Complexo São Francisco do Sul</i>	131
<i>Figura 7.3: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) dos zircões do turmalina-granada-gnaiss</i>	131
<i>Figura 7.4: Histograma de densidade (LA-ICP-MS), Complexo São Francisco do Sul</i>	132
<i>Figura 7.5: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) do Complexo São Francisco do Sul</i>	132
<i>Figura 7.6: Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo (Ga) dos litotipos do Complexo São Francisco do Sul</i>	133
<i>Tabela 7.4: Valores de ϵ_{Nd} e T_{DM} do Complexo São Francisco do Sul.</i>	135
<i>Figura 7.7: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra BP-42.</i>	136
<i>Figura 7.8: Diagrama Concórdia (ID-TIMS) da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	136
<i>Figura 7.9: Diagrama Concórdia (ID-TIMS) da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	137
<i>Figura 7.10: Diagrama Concórdia (LA-ICP-MS) da Suíte Canavieiras-Estrela -</i>	137
<i>Figura 7.11: Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo (Ga) dos litotipos da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	138
<i>Tabela 7.8: Valores de ϵ_{Nd} e T_{DM} da Suíte Canavieiras-Estrela</i>	139
<i>Figura 7.12: Imagens em luz transmitida das frações de cristais de zircão da amostra BP-14.</i>	140
<i>Figura 7.13: Imagens em luz transmitida das frações de cristais de zircão da amostra BP-289a.</i>	141
<i>Figura 7.14: Diagrama Concordia (ID-TIMS) da Suíte Morro Inglês</i>	141
<i>Figura 7.15: Diagrama Tera-Wasserburg (ID-TIMS) da Suíte Morro Inglês</i>	142

<i>Figura 7.16: Imagens em luz transmitida das frações de cristais de zircão da amostra BP-196</i>	143
<i>Figura 7.17: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra BP-196</i>	143
<i>Figura 7.18: Diagrama Concordia (ID-TIMS) da Suíte Morro Inglês</i>	144
<i>Figura 7.19: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) da Suíte Morro Inglês</i>	145
<i>Figura 7.20: Diagramas Concordia (LA-ICP-MS) da Vila Santa Maria, Ariri - SP.</i>	145
<i>Figura 7.21: Imagens em luz transmitida das frações de cristais de zircão da amostra BP-104b</i>	146
<i>Figura 7.22: Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra BP-104b</i>	147
<i>Figura 7.23: Diagrama Concordia da Suíte Morro Inglês</i>	147
<i>Figura 7.24: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) da Suíte Morro Inglês</i>	148
<i>Figura 7.25: Imagens de catodoluminescência da amostra BP-148.</i>	149
<i>Figura 7.26: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) da Suíte Morro Inglês .</i>	150
<i>Figura 7.27: Imagens de catodoluminescência da amostra BP-55.</i>	151
<i>Figura 7.28: Diagrama Concordia (ID-TIMS) da Suíte Morro Inglês</i>	152
<i>Figura 7.29: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) da Suíte Morro Inglês</i>	152
<i>Figura 7.30: Diagrama ϵNd versus tempo (Ga) dos litotipos da Suíte Morro Inglês</i>	153
<i>Tabela 7.14 Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS da Suíte Morro Inglês</i>	155
<i>Figura 7.31: Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra BP-10, suíte Rio do Poço.</i>	157
<i>Figura 7.32: Imagens de catodoluminescência da amostra BP-129.</i>	157
<i>Figura 7.33: Diagrama Concordia (SRHIMP) do leucogranito da Suíte Rio do Poço</i>	158
<i>Figura 7.34: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) da Suíte Rio do Poço</i>	159
<i>Figura 7.35: Diagrama ϵNd versus tempo (Ga) dos litotipos da Suíte Rio do Poço</i>	160
<i>Figura 7.36: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra BP-145</i>	161
<i>Figura 7.37: Diagrama Concórdia dos zircões do granada-silimanita-xisto da Sequência Rio das Cobras</i>	161
<i>Figura 7.38: Histograma (LA-ICP-MS) com as idades da Sequência Rio das Cobras</i>	163
<i>Figura 7.39: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) Sequência Rio das Cobras</i>	163
<i>Figura 7.40: Diagrama Concordia (ID-TIMS) da Sequência Rio das Cobras</i>	164
<i>Figura 7.41: Imagens em luz transmitida da variedade de cristais de zircão do Complexo Turvo-Cajati</i>	166
<i>Figura 7.42: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra BP-152</i>	166
<i>Figura 7.43: Histograma com as idades obtidas nos zircões do quartzito (BP-226) do Complexo Turvo-Cajati.</i>	167
<i>Figura 7.44: Histograma (LA-ICP-MS) com as idades obtidas nos zircões do Complexo Turvo-Cajati</i>	168
<i>Figura 7.45: Diagrama Concórdia de monazitas em gnaisses do Complexo Turvo-Cajati</i>	169
<i>Figura 7.46: Diagrama Concórdia de monazitas em granito gnaisses</i>	169

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 6.1: Dados geoquímicos das amostras da Suíte Morro Inglês</i>	<i>110</i>
<i>Tabela 6.2: Dados geoquímicos das amostras da Suíte Canavieiras-Estrela.</i>	<i>119</i>
<i>Tabela 6.3: Dados geoquímicos das amostras da Suíte Rio do Poço.</i>	<i>127</i>
<i>Tabela 7.1: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS do Complexo São Francisco do Sul.</i>	<i>134</i>
<i>Tabela 7.2: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS do Complexo São Francisco do Sul.</i>	<i>134</i>
<i>Tabela 7.3: Dados isotópicos Sm-Nd e Sr-Sr das rochas do Complexo São Francisco do Sul.</i>	<i>135</i>
<i>Tabela 7.5: Dados isotópicos U-Pb / ID-TIMS da Suíte Canavieiras-Estrela.</i>	<i>138</i>
<i>Tabela 7.6: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS da Suíte Canavieiras-Estrela.</i>	<i>139</i>
<i>Tabela 7.7: Dados isotópicos Sm-Nd e Sr-Sr das rochas da Suíte Canavieiras-Estrela.</i>	<i>139</i>
<i>Tabela 7.9: Dados isotópicos Sm-Nd e Sr-Sr das rochas da Suíte Morro Inglês.</i>	<i>153</i>
<i>Tabela 7.10: Valores de ϵ_{Nd} e T_{DM} da Suíte Morro Inglês</i>	<i>154</i>
<i>Tabela 7.11: Dados isotópicos U-Pb / ID-TIMS da Suíte Morro Inglês.</i>	<i>154</i>
<i>Tabela 7.12: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS da Suíte Morro Inglês</i>	<i>155</i>
<i>Tabela 7.13: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS da Suíte Morro Inglês</i>	<i>155</i>
<i>Tabela 7.15: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS da Suíte Morro Inglês</i>	<i>156</i>
<i>Tabela 7.16: Dados isotópicos Sm-Nd das rochas da Suíte Rio do Poço.</i>	<i>160</i>
<i>Tabela 7.17: Valores de ϵ_{Nd} e T_{DM} da Suíte Rio do Poço.</i>	<i>160</i>
<i>Tabela 7.18: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS da, Suíte Rio do Poço.</i>	<i>160</i>
<i>Tabela 7.19: Dados isotópicos das análises K-Ar</i>	<i>161</i>
<i>Tabela 7.20: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS da, Sequência Rio das Cobras</i>	<i>165</i>
<i>Tabela 7.21: Dados isotópicos U-Pb / ID-TIMS de cristais de monazita da amostra BP-133a.</i>	<i>165</i>
<i>Tabela 7.22: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS do Complexo Turvo-Cajati</i>	<i>170</i>
<i>Tabela 7.23: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS do Complexo Turvo-Cajati</i>	<i>171</i>
<i>Tabela 7.24: Dados isotópicos U-Pb ID-TIMS em monazitas do Complexo Turvo Cajati.</i>	<i>172</i>

1. INTRODUÇÃO

O Terreno Paranaguá é composto por unidades geológicas pré-cambrianas localizadas no sul-sudeste do território brasileiro, abrangendo os Estados de São Paulo (setor sudeste), Paraná (setor oriental) e Santa Catarina (setor nordeste). É representado em quase sua totalidade por um complexo ígneo, que inclui uma grande variedade de rochas graníticas, distribuídas ao longo de uma faixa com cerca de 250 km de extensão, tendo em média cerca de 30 km de largura. Como encaixantes desses granitóides ocorrem gnaisses, gnaisses migmatíticos, xistos aluminosos, quartzitos, mármore, cálcio silicáticas e anfibolitos, que podem se apresentar metamorfisados em diferentes graus. O contato ocidental com os terrenos gnáissico-granulíticos e gnáissico-migmatíticos (microplacas Luis Alves e Curitiba) é tectônico, representado em sua porção sudoeste pelo lineamento do Rio Palmital, e no setor oeste-noroeste pelos lineamentos Alexandra e Serra Negra. Sugere fazer parte da evolução de um grande cinturão colisional, que baliza parte da porção costeira das regiões sul e sudeste do território brasileiro, num contexto tectônico cuja dinâmica deformacional é ainda incerta.

O *Terreno Paranaguá*, aqui denominado, tem conotação geotectônica semelhante ao “*Batolito Paranaguá*” de Siga Junior (1995). Porém, o termo *batolito* não parece ser apropriado, pois este terreno é composto por diferentes unidades ígneas e metamórficas. O termo *terreno* é aqui utilizado no sentido de Howell (1989a e b). Segundo o autor, um cinturão orogênico é um quebra-cabeça constituído por diferentes pedaços da crosta. Na reconstituição da sequência de eventos que atuaram em sua construção, é fundamental o reconhecimento das partes que o compõe, implicando na descrição de dados estratigráficos e estruturais. Essas “partes” são definidas com terrenos tectonoestratigráficos, limitadas por zonas de cisalhamento e compostas por unidades litológicas distintas.

As denominações de *Microplaca Luis Alves* e *Microplaca Curitiba* aqui adotadas, são referentes ao significado por Basei *et al.* (1992) e Siga Junior (1995), respectivamente.

1.1. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

O principal propósito deste trabalho é a caracterização geológica - tectônica das diferentes unidades que compõem Terreno Paranaguá através de suas características petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e estruturais.

Trata-se de um segmento com poucos estudos geológicos e, conseqüentemente, poucos trabalhos publicados acerca de suas unidades, estruturas e relações com os terrenos adjacentes. Isto se deve em grande parte pela dificuldade de acesso às serranias da região, geralmente muito íngremes e intensamente cobertas pela mata atlântica, ou pela falta de

conhecimentos básicos para locação de áreas para estudo de detalhe. Dentre os primeiros trabalhos, Maack (1953) foi o primeiro a reconhecer uma unidade geológica localizada próxima à costa, com importantes diferenças em relação a Faixa de Dobramentos Apiaí no âmbito do Estado do Paraná. Os trabalhos de Lopes (1987a e 1987b) foram pioneiros na caracterização das principais unidades ígneas e metassedimentares do Terreno Paranaguá. Os primeiros trabalhos de cunho geotectônico individualizando as rochas do Terreno Paranaguá em relação às unidades tectônicas adjacentes referem-se a Basei *et al.* (1992) e Siga Junior (1995). Desde então nenhum trabalho sobre este terreno tem sido publicado, exceção feita por alguns resumos publicados em congressos e simpósios pelo presente autor e colaboradores.

Os dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos hoje conhecidos são reduzidos e precários, justificando a realização de novos estudos com este enfoque. Tais estudos deverão também abranger porções limítrofes do Terreno Paranaguá, onde é balizado através de expressivas zonas de cisalhamento (lineamentos Palmital, Alexandra e Serra Negra), com os terrenos gnáissico-granulíticos e gnáissico-migmatíticos pertencentes as microplacas Luis Alves e Curitiba.

As análises petrográficas e litogeoquímicas, em conjunto com estudos isotópicos, permitiram individualizar as unidades desse terreno, bem como a obtenção de idades precisas relativas a formação (U-Pb, zircão), resfriamento (K-Ar) e de diferenciação do manto dos protolitos crustais (Sm-Nd TDM). O melhor conhecimento geológico do Terreno Paranaguá e sua associação mais precisa com os terrenos adjacentes (microplacas Luis Alves, Curitiba e Cinturão Dom Feliciano), têm um importante papel na modelagem tectônica do sul-sudeste brasileiro, ou mesmo com terrenos geograficamente distantes, a exemplo do Cinturão Kaoko (porção sul-ocidental africana).

A escolha de uma área de estudo abrangente, com dimensões regionais, se justifica pelo fato do Terreno Paranaguá permanecer incógnito perante o contexto tectônico da Província Mantiqueira. Foram realizados levantamentos em perfis abrangendo tanto as unidades do Terreno Paranaguá como as microplacas Curitiba e Luis Alves, na tentativa de determinar a interação e os efeitos da justaposição desses terrenos. Contudo, trabalhos em escala de detalhe e com objetivo menos abrangente são fundamentais e ainda necessários para a melhor compreensão do Terreno Paranaguá.

1.2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada entre as regiões sul e sudeste do território brasileiro abrangendo a porção sudeste do Estado de São Paulo, a porção oriental do Estado do Paraná e a porção nordeste do Estado de Santa Catarina, sendo limitada aproximadamente entre os municípios de Iguape (SP) e São Francisco do Sul (SC).

Tem cerca de 250 km de extensão e 30 km de largura, destacando-se as localidades de Cananéia - SP, Ariri - SP, Iguape - SP, Guaraqueçaba - PR, Paranaguá - PR, Antonina - PR, Guaratuba - PR, Matinhos - PR, Pontal do Paraná – PR, Itapoá -SC e São Francisco do Sul – SC (figura 1.1).

Figura 1.1: Localização e principais vias de acesso à área de estudo (UTM - SAD 69, S22).

Os principais acessos para o Terreno Paranaguá no estado de São Paulo são realizados através das rodovias BR-116 no trecho Registro - Cajati, SP-222 entre Jacupiranga e Iguape, e SP-226 entre Cajati e Cananéia (figura 1). De modo geral, as estradas encontram-se em bom estado, exceção feita a estrada Cananéia – Ariri, projetada para ser um dos trechos

da BR-101, com tráfego complicado pelas condições de conservação e dependente das condições climáticas.

A partir de Curitiba, os acessos através das rodovias federais BR-277 (sentido Paranaguá) e BR-376 (sentido Garuva) alcançam as porções central e sul do Terreno Paranaguá. Partindo da rodovia BR-116 em Campina Grande do Sul há um acesso alternativo para Morretes e Antonina, via PR-410, a Estrada da Graciosa (figura 1). Partindo de Antonina, o acesso até Guaraqueçaba se faz pela PR-405, com alguns trechos complicados pelas condições de conservação.

Em Santa Catarina os acessos principais são pelas rodovias BR-101, entre Garuva e Joinville, rodovia SC-415 entre Garuva e Itapoá e BR-280 entre Joinville e São Francisco do Sul. Outra rodovia que liga os estados do Paraná e Santa Catarina é a PR-412, que liga Guaratuba – PR a Garuva – SC (figura 1).

1.3. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A região é caracterizada por um conjunto de serranias que compõem uma das unidades geomorfológicas mais destacadas do sul – sudeste brasileiro, a Serra do Mar. A Serra do Mar é o divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios que fluem para o litoral e aqueles que, apesar de possuírem suas origens nas proximidades do litoral, fluem para o interior, como tributários dos rios Paraná e Uruguai. A rede de drenagem esculpida no Terreno Paranaguá abrange a foz do Rio Ribeira do Iguape (porção norte), rios Guará, Cachoeira e Cubatãozinho (porção central) e Rio Palmital (porção sul). Na área de estudo destacam-se as regiões costeiras da barra de Cananéia e Superagui, Ilha das Peças e as baías de Paranaguá, Guaratuba e São Francisco do Sul (figura 1.2).

Dentre as principais serranias que compõem o Terreno Paranaguá e adjacências, destacam-se as seguintes elevações:

- Serra Gigante (figura 3) e Itapinhapama: localizadas entre os estados de São Paulo e Paraná, nas proximidades de Guaraqueçaba e Ariri. Possuem altitudes próximas de 1036 m (Gigante) e 440 m (Itapinhapama) e constituídas por unidades litológicas do Terreno Paranaguá (figura 1.2 e 1.3).
- Serra Negra: localizada entre os estados de São Paulo e Paraná, nas proximidades da localidade homônima, com aproximadamente 921m de altitude, é constituída por granulitos e metaultramáficas pertencentes a Microplaca Luis Alves (figura 1.2).

Figura 1.2: Modelo SRTM com a localização das serranias entre os estados do Paraná e São Paulo (vista em perspectiva de sul para norte, exagero vertical de 2 X).

Figura 1.3: Fotografia da Serra Gigante (no horizonte), vista de Guaraqueçaba – PR.

▪ Serras de Santa Luzia e do Feiticeiro: localizadas no Estado do Paraná, nas proximidades de Cacatu e Antonina, possuem altitudes de aproximadamente 730 m e 880 m, respectivamente. São constituídas por unidades litológicas do Terreno Paranaguá (figura 1.2 e 1.7).

- Serras da Graciosa, Marumbi e dos Órgãos (ou Ibitiraquire): localizados nas proximidades de Antonina, Morretes, Quatro Barras e Campina Grande do Sul no Estado do Paraná. Possuem altitudes de 1.472m (Alto da Graciosa), 1.547 m (Pico Marumbi) e 1.877 m (Pico Paraná), sendo este último o ponto mais alto da região sul do Brasil. São constituídos por litotipos graníticos de afinidade alcalina da Província Graciosa.
- Serra da Prata e das Canavieiras (ou do Cubatão): localizadas nas proximidades de Paranaguá e Guaratuba, no Estado do Paraná, possuem altitudes de aproximadamente 1.475 m e 1.354 m, respectivamente. São constituídas em grande parte por unidades litológicas do Terreno Paranaguá (figura 1.4).
- Serra do Araraquara: localizada entre os estados do Paraná e Santa Catarina, nas proximidades de Guaratuba e Garuva, com aproximadamente 1.232 m de altitude. É constituída em parte pelas unidades litológicas do Terreno Paranaguá (figura 1.4).

Figura 1.4: Modelo SRTM com a localização das serranias entre os estados de Santa Catarina e Paraná (vista em perspectiva de sul para norte, exagero vertical de 2 X).

Figura 1.5: Fotografia da foz do Rio Ribeira em Iguape – SP. No horizonte parte das serranias que compõem o Terreno Paranaguá, vista de norte para sul.

Em praticamente toda área de estudo há estradas alternativas de tráfego periódico, na maioria pavimentadas com saibro. Porém, os afloramentos localizados nas cotas mais elevadas são alcançados somente por trilhas e caminhos abandonados de difícil acesso, tanto pela declividade quanto pela mata atlântica fechada.

Nas regiões mais próximas ao nível do mar há predomínio da planície costeira composta por sedimento quaternários, onde ocorrem poucos afloramentos dos litotipos pré-cambrianos do Terreno Paranaguá, a maioria como costas rochosas no litoral, a exemplo de Guaratuba - PR, Matinhos - PR e São Francisco do Sul – SC (figura 1.6).

Figura 1.6: Fotografia do costão rochoso na da Prainha (Morro do Sambaqui), na ilha de São Francisco do Sul.

Castro *et al.* (2008), através de levantamentos gravimétricos, determina a espessura máxima de 130 metros para a cobertura sedimentar quaternária sobre os litotipos do Terreno Paranaguá no litoral paranaense.

O posicionamento atual dos maciços rochosos do Terreno Paranaguá, além dos eventos pré-cambrianos que serão discutidos no presente trabalho, também é função dos eventos tectônicos ocorridos desde o Mesozóico, relativos à evolução dos arqueamentos de Guapiara (SP) e Ponta Grossa (PR), a ruptura do Gondwana Sul-Occidental e a conseqüente geração do Oceano Atlântico Sul (Franco, 2006 *appud* Castro *et al.*, 2008). As evidências desses eventos tectônicos podem ser observadas nos litotipos do Terreno Paranaguá, tais como falhas rúpteis de caráter normal (*horst* e *graben*), transformantes e inversas, ou pela presença de diques basálticos com direção NW-SE.

Figura 1.7: Fotografia panorâmica da Serra de Santa Luzia e a planície de depósitos quaternários, vista do Morro do Mirante localizado em de Serra Negra – PR (sol poente).

2. METODOLOGIA

O presente trabalho foi desenvolvido através do levantamento, tratamento e integração de dados pertinentes a modelagem tectônica do Terreno Paranaguá. Estas etapas envolveram estudos de campo e o reconhecimento das principais unidades litológicas, análise estrutural, petrografia, análises geoquímicas, análises isotópicas e geofísicas. Os resultados encontram-se agrupados em um sistema de informações geográficas, distribuídos de forma abrangente no Terreno Paranaguá.

A análise estrutural e a cartografia geológica envolveram processamentos multi-escala, com levantamentos de perfis geológicos com densidade de pontos compatível com a escala 1:100.000 e 1:250.000, imagens geofísicas de aerogamaespectrometria e magnetometria na escala 1:100.000, imagens SRTM e LANDSAT-7 ETM+ na escala 1:100.000, ou mesmo análise cinemática em secções delgadas na escala microscópica.

A construção do mapa geológico (anexo) foi realizada a partir do banco de dados e integrações com os mapas da Comissão da Carta Geológica do Paraná e Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, sendo apresentado na escala 1:250.000, adequada à sistemática aqui adotada.

2.1. ESTUDOS DE CAMPO

Foram realizadas cinco (5) etapas de campo abrangendo as porções sul, central e norte do Terreno Paranaguá, através de perfis contínuos e, sempre que possível, perpendiculares à estruturação regional NNE-SSW (figura 2.1). Foram realizados nas estradas principais, secundárias e adjacências, buscando continuidade nas informações e o reconhecimento das principais unidades e estruturas geológicas. Os domínios vizinhos ao Terreno Paranaguá também foram alvo destes levantamentos, na tentativa de caracterizar aspectos da justaposição. As etapas de campo objetivaram a obtenção de dados geológicos e estruturais, bem como a coleta de amostras para estudos petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos.

Figura 2.1: Localização dos perfis geológicos a serem realizados.

1. Perfil BR-116 – Iguape (laranja): o primeiro trecho se faz pela rodovia SP-222, ao longo dos 63Km entre a BR-116 nas proximidades de Miracatu e Iguape (sentido de noroeste para sudeste). A Iguape conta com estradas e acessos por praticamente toda sua extensão periférica. Na parte norte da Ilha é possível tomar uma balsa para o continente, seguindo pela praia até alcançar a Ponta da Juréia.
2. Perfil Jacupiranga – Ariri (vermelho): partindo de Jacupiranga pela BR-116 sentido sul por aproximadamente 7 km, acesso pela saída secundária à leste, sentido litoral. É uma estrada com tráfego regular até as proximidades de Itapitanguí e Cananéia. A partir

deste ponto até Ariri, a estrada torna-se mais precária de acordo com as condições climáticas. Os meses de maior incidência de chuva concentram-se no período entre novembro e março.

3. Perfil Estrada da Graciosa – Morretes – Cacatu – Guaraqueçaba (amarelo): localizado na porção central da área, tem seu início na Estrada da Graciosa (PR-410), ao longo de 28km até a localidade de Porto de Cima em Morretes. A continuação se faz pela estrada sentido Antonia e Cacatu. O acesso para Guaraqueçaba se faz pela estrada PR-405, com aproximadamente 80 km em uma estrada com trechos de condições variáveis.
4. Perfil Morretes - Garuva – Guaratuba – Matinhos – Alexandra – Paranaguá (verde): partindo de Morretes sentido Paranaguá, acesso pela Estrada da Limeira. Trata-se de uma estrada em condições relativamente boas até Garuva, exceção feita pela travessia do Rio Cubatãozinho, cruzando seu leito por aproximadamente 25m. O trecho de 54km entre os municípios de Garuva e Guaratuba é feito pela rodovia PR-412. A travessia Guaratuba – Matinhos é feita por *Ferry Boat*, seguido pelo trecho de 40 km entre Matinhos e Alexandra (PR-508) até alcançar a BR-277, seguindo por mais 8km até o destino final em Paranaguá.
5. Perfil Araquari – São Francisco do Sul / Sol Nascente – Itapoá (azul): localizado no extremo sul da área, partindo de Joinville pela BR-101 até a saída leste da BR-280, percorrendo 44 km sentido Araquari e Ilha de São Francisco do Sul. A localidade de Sol Nascente fica nas proximidades de Garuva, de onde é possível acessar estrada secundária sentido sul até as margens da Baía de São Francisco do Sul. O acesso para Itapoá se faz pela rodovia SC-415, com aproximadamente 28 km a partir de Garuva.

2.2. PETROGRAFIA

Foram realizados estudos petrográficos macro e microscópicos em amostras adequadas e representativas das unidades de mapeamentos, totalizando 170 lâminas delgadas de rocha. Através da petrografia foram individualizadas unidades litológicas com diferenças nas características estruturais, mineralógicas e químicas.

Análises modais, através da contagem de minerais em microscópio, foram realizadas nas principais unidades graníticas que compõem o Domínio Paranaguá, totalizando 20 lâminas delgadas analisadas. Envolveu também o estudo microestrutural de amostras orientadas em zonas de cisalhamento, numa tentativa de melhor caracterizar aspectos cinemáticos relacionados a justaposição do Terreno Paranaguá.

2.3. LITOGEOQUÍMICA

Durante a realização deste trabalho foram realizadas 55 análises químicas de amostras de rochas coletadas nos levantamentos de campo, representativas das unidades do Terreno Paranaguá. Tais determinações foram realizadas em escala regional, buscando o reconhecimento dos padrões dos elementos maiores, menores e terras raras. Referem-se a elementos de interesse para a classificação e interpretação geológico - geotectônica, assim como para comparação entre as unidades ígneas do Terreno Paranaguá.

As análises foram realizadas na *Acme Analytical Laboratories Ltd.* e no laboratório de Fluorescência de Raios X do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). A coleta nas etapas de campo e preparação das amostras para as análises geoquímicas respeitou alguns critérios:

- amostras representativas em escala de afloramento;
- amostras com dimensão igual ou maior a 10 vezes o tamanho do maior cristal da rocha;
- amostras livres de alteração intempérica;
- quartejamento após desagregação mecânica (britagem e moagem).

O tratamento dos dados e geração dos gráficos classificatórios foram realizados no programa GCDkit (*Geochemical Data Toolkit in R*, versão 2.2 para Windows), gratuitamente distribuído e desenvolvido por Janouseck, Farrow e Erban, Universidade de Glasgow, Reino Unido (www.gla.ac.uk/gcdkit). Maiores detalhes podem ser encontrados em Janouseck *et al.* (2006).

2.4. GEOCRONOLOGIA

As datações das rochas pertencentes ao Terreno Paranaguá e terrenos vizinhos foram realizadas através do uso de ferramentas isotópicas específicas aplicadas a “alvos chave”. A coleta de amostras de forma adequada, precedidas de estudos de campo, petrográficos e geoquímicos, foi fundamental nas interpretações geocronológicas. Para obtenção dos dados isotópicos aqui apresentados, foram utilizados os métodos U-Pb em zircão e monazita, K-Ar em biotita, Sm-Nd em rocha total e relações de isótopos ^{87}Sr - ^{86}Sr .

As análises U-Pb ID-TIMS (*Isotope Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry*), K-Ar, Sm-Nd e ^{87}Sr - ^{86}Sr foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPGeo – USP). Uma única análise SHRIMP (*Sensitive High Resolution Microprobe*), foi realizada com o *SHRIMP II São Paulo*, ainda em fase de testes na *Australian Scientific Instruments of Australian National University*, em Canberra, Austrália.

Análises U-Pb em zircão através da técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer*) foram realizadas no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UNB).

As análises geocronológicas envolveram 21 amostras Sm-Nd e ^{87}Sr - ^{86}Sr (RT), 6 análises U-Pb em zircão (ID-TI-MS), 3 amostras U-Pb em monazita (ID-TIMS), 11 amostras U-Pb zircão por LA-ICP-MS, 1 amostra U-Pb zircão (SRHIMP) e 5 amostras K-Ar em micas.

2.4.1. Paradigma

A geocronologia e a geologia isotópica têm influenciado e modificado o pensamento geológico nas últimas décadas. As novas técnicas com alta resolução analítica proporcionam hoje uma nova compreensão sobre os sistemas isotópicos na escala intracristalina e exigem, além do tratamento estatístico adequado, o reconhecimento e entendimento dos processos geológicos aos quais a rocha foi submetida.

Um grande volume de dados e novos métodos cada vez mais precisos proporcionam hoje uma série de mudanças nas interpretações geológicas, bem como o reconhecimento de diferentes eventos sobrepostos em uma única unidade, possibilitando desvendar contextos tectônicos cada vez mais complexos. Isto pode ser constatado pelo grande número de publicações e informes com idades precisas, obtidas pelas técnicas SHRIMP, LA-ICP-MS e ^{40}Ar - ^{39}Ar (com extração de Ar por laser e análise espectrométrica on-line).

Também as técnicas em petrologia influenciam hoje na geocronologia, principalmente as associadas as análises em microsonda, com determinações geoquímicas isotópicas pontuais e com alta resolução. Destaque para as datações de monazita por EPMA (Eletron Probe Micro-Analyzer), possibilitando a obtenção de dados geoquímicos e isotópicos, sem perder as informações da trama mineralógica, ou seja, com o controle de textura e estrutura.

Bons resultados geocronológicos são consequência de estudos envolvendo análises petrográficas, geoquímicas, estratigráficas e litoestruturais, condicionando o resultado numérico a uma situação geológica, e não o contrário. Neste caso, mesmo resultados discordantes e imprecisos encontram resposta em processos que afetaram o sistema isotópico, observáveis em paragêneses, estruturas ou variações no conteúdo geoquímico.

A evolução das técnicas analíticas proporciona a análise de sistemas de escala microscópica, como bordas e núcleos de cristais, permitindo o detalhamento geocronológico em um único grão. Porém, a premissa geral da geocronologia permanece a mesma: o sistema isotópico tem que permanecer fechado, sem alteração nos conteúdos de núclídeos radiogênicos ou radioativos desde a cristalização do mineral, que não seja através de processos de decaimento radioativo do núclídeo pai. Se considerarmos o fato de que um cristal de zircão pode apresentar idades distintas no núcleo e na borda, temos que admitir que este cristal possui mais de um sistema isotópico. Ou, se considerarmos um ambiente de mistura de magmas é inequívoco considerarmos que o comportamento geoquímico deste ambiente é resultado da interação de dois padrões distintos, influenciando e provocando alterações mutuamente, até a geração de um novo sistema híbrido.

Análises pontuais realizadas em um único grão pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar resolveram grande parte das imprecisões dos resultados obtidos pelo método K-Ar. Estes resultados são expressos por idades platô em diagramas do tipo *step and heat*, caracterizadas pela pequena variação do padrão isotópico por todo grão. Porém, também é possível caracterizar padrões complexos que evidenciam que de alguma forma o sistema, em nível de cristal, não permaneceu fechado. Por exemplo, padrões em cela ou em escada, que evidenciam perda parcial de argônio, resultado de eventos termais ou deformacionais superpostos, o que não deixa de ser uma informação relevante.

Muitos são os casos em que análises geocronológicas de alta resolução também apresentam discordâncias, revelando padrões complexos com variação no registro isotópico dentro de um único cristal. Esta variação pode estar associada a sobreposição de eventos geológicos associados a tectonismo e deformação, hidrotermalismo, ou à exumação e intemperismo. Nestes casos devemos considerar que um único cristal pode representar mais de um sistema isotópico, respeitando assim a premissa da geocronologia. Nesses casos o desafio hoje, através das modernas técnicas de datação, não se restringe a determinações de idades, reside em buscar o reconhecimento desses sistemas e suas relações.

2.4.2. Método U-Pb

O método é baseado em duas séries de decaimento radioativo, onde os isótopos de urânio ^{235}U e ^{238}U sofrem desintegração produzindo isótopos estáveis de chumbo ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente. Os decaimentos possuem meia-vida e constante de desintegração distintos, o que confere ao método dois cronômetros radiométricos para o cálculo da idade.

$$\begin{array}{ll} ^{235}\text{U} / T_{1/2} = 0,7038 \cdot 10^9 \text{ anos} & \lambda = 9,8485 \cdot 10^{10} \text{ anos} \\ ^{238}\text{U} / T_{1/2} = 4,468 \cdot 10^9 \text{ anos} & \lambda = 1,55125 \cdot 10^{10} \text{ anos} \end{array}$$

O cálculo das idades radiométricas é feito pelas seguintes fórmulas:

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} \cdot (e^{\lambda t - 1}) \quad ^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} \cdot (e^{\lambda t - 1})$$

Resolvidas em uma equação, a idade t é fornecida por:

$$\begin{array}{l} t = 1/\lambda \{ \text{Ln}[1 + (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_o] / (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \} \\ t = 1/\lambda \{ \text{Ln}[1 + (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_o] / (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) \} \end{array}$$

O ^{204}Pb é o chumbo comum presente no ambiente e aprisionado na estrutura do grão durante a cristalização, somado ao chumbo de contaminação incorporado à amostra durante as técnicas analíticas.

Uma das formas mais utilizadas para cálculo da idade integrada e a representação gráfica dos resultados é através do diagrama Concórdia. Ahrens (1955) e Wetherill (1956) demonstraram a evolução desse par de cronômetros ao longo da história do planeta através da

curva Concórdia, construída a partir de pontos com idades $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ iguais. As idades U-Pb aqui apresentadas foram calculadas a partir do pacote de software isoplot 3.41, desenvolvido por K.R. Ludwig, *Berkley Geochronology Center*.

U-Pb zircão

Dentre os métodos de datação, o U-Pb em zircão é hoje o mais utilizado na caracterização de eventos tectônicos relativos aos rearranjos continentais e à evolução crustal de nosso planeta. Isto se deve à freqüente ocorrência de zircão em rochas graníticas e metamórficas, à estabilidade geocronológica e à alta resistência deste mineral à ação intempérica.

O zircão apresenta alta resistência a eventos posteriores, o que lhe confere elevado valor no estudo de terrenos policíclicos, onde um único cristal pode apresentar diferentes idades com distintos significados geológicos. Com as técnicas analíticas mais recentes cada vez mais evoluídas (SHRIMP e LA-ICP-MS), a possibilidade de análises de grãos singulares em quantidade estatisticamente representativa abriu novos horizontes para estudos de proveniência em rochas sedimentares, possibilitando a obtenção de idades máximas de deposição. Sua presença tanto em rochas ígneas de natureza ácida, intermediária e até mesmo básica, quanto em rochas metamórficas de natureza ígnea e sedimentar, faz da metodologia U-Pb em zircões uma das ferramentas geocronológicas com maior potencial interpretativo.

Estudos experimentais como de Cherniac & Watson (2000), indicam que as temperaturas de fechamento do zircão, calculadas a partir dos parâmetros de difusão, podem exceder a 900°C em cristais com tamanhos típicos (pesando entre 1-2µg). O comportamento do zircão a temperaturas mais baixas, como em fases metamórficas de baixo grau e hidrotermalismo, é bastante discutido na literatura, envolvendo processos de perda de chumbo por difusão e metamictização. A presença de fluidos e as características químicas do ambiente também exercem um importante papel, podendo variar a temperatura de saturação do Zr (Watson *et al.*, 1983).

Entretanto é uma metodologia que despende muito tempo e com custos elevados, desde a fase de separação e concentração de cristais, até o ataque químico, diluição e espectrometria (procedimentos da técnica ID-TIMS).

Método U-Pb Convencional (ID-TIMS)

A amostragem para concentração de zircão e monazita foi realizada em porções homogêneas e representativas do afloramento, coletando entre 10 e 20 kg de amostra, processadas para concentração de zircões da seguinte maneira:

1. A tamisação é feita através da desagregação mecânica em britador de mandíbulas e moinho de disco, com posterior peneiramento das amostras, reduzindo a granulometria em um produto final entre 100 e 250 *mesh*;
2. Concentração de minerais pesados por densidade na mesa vibratória tipo Wilfley;
3. Separação magnética com ímã de mão, extraindo os minerais com maior intensidade magnética como ilmenita e magnetita. O refinamento do concentrado não magnético é feito através de separador eletro-magnético tipo Frantz, com aproximadamente 0,5 ampere e inclinação frontal de 20° e lateral de 10°. Nesta etapa são eliminados magnetita, biotita, anfibólio e piroxênio. Nesta etapa é possível separar em diferentes frações zircão e monazita;
4. Concentração de minerais pesados por densidades através da filtragem em Bromofórmio ($d=2,85 \text{ g/cm}^3$) e Iodeto de Metileno ($d=3,2 \text{ g/cm}^3$);
5. Segundo refinamento magnético através do separador Frantz, com corrente em 1 ampere e inclinações de 20° (frontal) e 10° (lateral);
6. Ataque químico com HNO_3 e HCl , para eliminação de sulfetos e outros agregados.

Após estas etapas a separação de grãos é continuada em laboratório limpo, com sistemas filtros, sistema de exaustão e insuflamento, de forma a eliminar materiais em suspensão no ambiente. Com intuito de obter frações de zircão com diferentes susceptibilidades magnéticas, realiza-se uma cuidadosa separação magnética (novamente com separador Frantz), mantendo constante a corrente e a inclinação frontal, respectivamente em 1,5 ampere e 10°. As frações são obtidas pela variação da inclinação lateral.

As diferentes frações são avaliadas em lupa binocular, onde é realizada a separação dos melhores cristais por catação manual em meio líquido, com auxílio de pipeta. O intuito é separar populações similares de zircão, com cristais sem inclusões e fraturas. Os níveis de branco total (contaminação advinda de reagentes, ambiente, frascos, etc.) atualmente não ultrapassam 10 picogramas, possibilitando a análise de poucos cristais de zircão na composição de uma fração (10 à 20 cristais em média) no método ID-TIMS.

Depois de selecionada e armazenada em copo de teflon (tipo Savillex), a fração é submetida a lavagem química com ácidos HCl e HNO_3 destilados, e água tri-distilada, sob ultra-som e placa de aquecimento. A diluição isotópica é feita por ataque com HF e HCl destilados e com conteúdo de Pb desprezível, em micro-bombas de teflon condicionadas em estufa à temperatura da ordem de 200° C, permanecendo por cerca de 72 horas. Durante o ataque químico é adicionado o traçador do ^{205}Pb (*spike*) à amostra. A coleta de urânio e chumbo ocorre por extração química em colunas de resina de troca aniônica (AG-1X-8), previamente calibradas. Após secagem, os concentrados são depositados em filamento de

rênio, submetido e analisado por termo-ionização em espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Esses procedimentos são propriamente detalhados por Sato e Kawashita (2002).

SHRIMP - Sensitive High Resolution Microprobe / LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer)

As técnicas de amostragem e concentração mineral para realização de análises SHRIMP e LA-ICP-MS são idênticas aos procedimentos descritos acima, logicamente com exceção aos procedimentos químicos. A partir da etapa de catação em lupa binocular, é feita a montagem dos grãos em discos de resina (*mounts*). Para tanto, os cristais são depositados em uma fita adesiva, com posterior recobrimento com resina. Para obtenção de *mounts* sem bolhas e de boa qualidade, foi utilizada resina Struers Epofix Kit preparada de seguinte maneira:

1. Proporção: 12,5g de resina para 1,5g de endurecedor;
2. Misturar bem até formar uma pasta sem bolha;
3. Aquecer a pasta na chapa em torno de 35- 40°C por 1 minuto (as bolhas sobem). Pode-se descartar a porção superficial se esta conter muitas bolhas;
4. Despejar a resina no molde com grão de zircão na chapa aquecida à 40°C;
5. Colocar um pequeno peso sobre o molde para a resina não vazar por baixo do molde. Neste caso os grãos podem se misturar ou se perderem;
6. Temperatura para endurecimento entre 40°C por 12 horas (na chapa ou na estufa). Após 12 horas, se pasta estiver ainda mole, subir a temperatura para 50°C. Isto pode acontecer devido à umidade;
7. Lixar 40 a 50% do grão (lixa fina + água). A lixa pode ter granulação entre 220 e 360, dependendo da sensibilidade do operador e da granulometria dos cristais. O polimento do *mount* pode ser feito com pasta de alumínio, a mesma usada na confecção de lâminas delgadas.

Para realização de análises pontuais em cristais de zircão é fundamental o reconhecimento de suas estruturas internas, tais como zoneamento ígneo, núcleo e borda. Para tanto foram realizadas análises de luz transmitida e catodoluminescência acoplada em microscópio petrográfico, no Laboratório de Microscopia Óptica do IGc-USP. O método de catodoluminescência representa uma das mais importantes análises visuais da constituição interna dos cristais de zircão, possibilitando a caracterização de zonas de crescimento, nucleação e distinção de avarias isotópicas importantes. Através de estudos de CL, é possível caracterizar a extensão das zonas preservadas em um cristal de zircão, obtendo uma estimativa qualitativa de zonas intracristalinas propícias para análise.

2.4.3. Método Sm-Nd

O método Sm-Nd é uma das mais importantes ferramentas no estudo da evolução da crosta terrestre, definindo idades modelo relativas à época de diferenciação manto / crosta, bem como parâmetros petrogenéticos indicativos do tempo de residência crustal. É baseado na desintegração alfa do ^{147}Sm produzindo o isótopo estável ^{143}Nd , onde o decaimento radiogênico acontece com meia vida de $106 \cdot 10^9$ anos, com constante de desintegração de $6,54 \cdot 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$.

O Sm e o Nd são elementos pertencentes ao grupo dos Elementos Terras Raras (ETR), ou Lantanídeos, e apresentam comportamento praticamente isoquímico, com raios iônicos bastante próximos e mesma valência. A razão Sm/d mostra-se geralmente pouco diferenciada em diversos minerais e rochas, variando entre 0,1 e 0,37, sendo 0,16 o valor máximo aceito como confiável em rocha total. Ambos os elementos possuem pouca mobilidade em escala de rocha total, fazendo com que a razão Sm-Nd dificilmente seja modificada, resistindo a eventos geológicos superpostos (De Paolo, 1988). Em rochas graníticas geradas em ambiente de arco magmático, por exemplo, os valores se distribuem no intervalo de 0,085 a 0,125. Porém, na escala mineral pode-se observar a redistribuição de Sm e Nd em fases neoformadas.

A modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorre no evento de diferenciação manto-crosta e, com exceção a alguns casos, durante a história crustal se modifica apenas por decaimento radioativo. Esta modificação foi modelada por DePaolo (1988), levando em consideração processos de fusão parcial e/ou cristalização fracionada. As idades modelo são interpretadas como o tempo no qual uma rocha possuía a mesma composição isotópica de sua fonte. Podem ser calculadas a partir de dois modelos de evolução do manto distintos, considerando o reservatório mantélico empobrecido (*depleted mantle* – DM) ou de composição condritica uniforme (*chondritic uniform reservoir* - CHUR)

No processo de fusão parcial o magma tem razão Sm/Nd mais baixa do que sua fonte original, porém, geralmente apresenta concentrações de Sm e Nd maiores do que as da fonte. Este padrão dirige a maioria das interpretações de dados isotópicos de Nd (Sato *et al.*, 1995) e pode ser expresso pelo parâmetro α , definido como:

$$\alpha_{\text{Sm/Nd}} = \frac{\text{Sm}_{\text{líquido residual}} / \text{Sm}_{\text{sólido}}}{\text{Nd}_{\text{líquido residual}} / \text{Nd}_{\text{sólido original}}}$$

* Em um processo de fusão parcial de um manto peridotítico o valor de $\alpha_{\text{Sm/Nd}}$ é sempre <1 no líquido e >1 no resíduo.

A avaliação de processos de evolução crustal responsáveis pelo fracionamento da razão Sm/Nd pode ser feita através de comparações entre o conteúdo isotópico da amostra em relação ao reservatório condritico uniforme (CHUR). O parâmetro $f_{\text{Sm/Nd}}$ pode ser calculado pela fração entre a razão Sm/Nd obtida na amostra em relação ao CHUR, expresso pela seguinte fórmula:

$$f_{\text{Sm/Nd}} = \frac{^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}_{\text{amostra}} - (^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}})}{(^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}})}$$

* Valores de $f_{\text{Sm/Nd}}$ quanto mais positivos indicam padrões mais próximos da fonte mantélica, enquanto que valores negativos indicam envolvimento crustal.

A aplicação de isótopos de Nd em petrogênese consiste basicamente na comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra estudada com o CHUR. O parâmetro ϵ_{Nd} pode ser calculado pela fração entre a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtida na amostra em relação ao CHUR, expresso pela seguinte fórmula:

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{amostra}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}})}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}})}$$

* Os valores positivos de ϵ_{Nd} indicam padrões mais próximos ao do reservatório condritico (crosta juvenil), enquanto que valores negativos indicam envolvimento crustal.

Alguns minerais apresentam grande afinidade com ETRs e podem apresentar enriquecimento desses elementos, concentrando quantidades relevantes de Sm e Nd, provocando muitas vezes o fracionamento e a modificação da razão original. São minerais comumente observados na fase acessória de rochas graníticas, a exemplo de allanita, monazita, xenotímio, fluorita e granada, onde a razão Sm/Nd pode mostrar diferentes valores em pontos distintos do mesmo maciço (Pimentel & Carnley, 1991).

2.4.4. Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

A relação entre as razões isotópicas de Nd e Sr é umas das técnicas mais importantes no estudo da evolução crustal, permitindo a caracterização de reservatórios crustais e mantélicos. A aplicação de isótopos de Sr baseia-se conteúdo do isótopo ^{87}Sr , produzido no decaimento radioativo do ^{87}Rb , e do isótopo estável ^{86}Sr , não produzido por decaimento radioativo. Admite-se que na formação do planeta, há aproximadamente 4,5 Ga, a razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ era próxima de 0,699, valor conhecido como BABI (*Basaltic Achondrite Best Initial*). Hoje, os basaltos de cadeias oceânicas do tipo MORB, arcos de ilha oceânicos e continentais apresentam razão inicial média de 0,704, demonstrando uma pequena variação ao longo da história evolutiva da Terra.

A razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ é um importante traçador petrogenético, onde rochas com $r_i > 0,705$ provavelmente sejam derivadas de fonte crustal, enquanto valores entre 0,699 e 0,705 representam assinatura mantélica ou de crosta inferior (Faure, 1986). No entanto esses valores não são totalmente seguros, principalmente no intervalo 0,703 e 0,705, devido as heterogeneidades do manto ou em casos de mistura de magmas de fontes isotopicamente distintas (Torquato e Kawashita, 1994; Sato *et al.*, 1995). De forma semelhante ao Nd, o parâmetro ϵ_{Sr} pode ser calculado pela fração entre a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtida na amostra em relação ao reservatório uniforme CHUR, expresso pela seguinte fórmula:

$$\epsilon_{\text{Sr}} = \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i amostra}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{t CHL}}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{t CHUR}}} \cdot 10^4$$

* Os valores positivos de ϵSr indicam envolvimento crustal, enquanto valores negativos indicam assinatura mantélica.

Procedimentos analíticos

Para realização das análises em rocha total, a coleta priorizou amostras representativas, com pouca ou nenhuma alteração intempérica, em um volume um pouco maior que o necessário para análise geoquímica. As rochas foram desagregadas em britador de mandíbulas e pulverizadas a uma granulometria inferior à 250 *mesh*, em moinho de bolas de tungstênio. Os procedimentos químicos para concentração de isótopos de Sm, Nd e Sr, foram:

- pesagem da alíquota de amostra (50 e 100 mg);
- adição do spike combinado Sm-Nd;
- ataque químico, conforme rotina do laboratório Sm-Nd do CPGeo – IGc – USP;
- separação de Sm, Nd e Sr em coluna catiônica tipo AG-50W-X8 (200-400 *mesh*);
- deposição dos concentrados de Sm, Nd e Sr em filamentos ultra-descontaminados e análise em espectrômetro de massa (Finningan MAT 262).

2.4.5. Método K-Ar

O método de datação K-Ar pode ser implementado em vários cenários geológicos, incluindo terrenos cristalinos de embasamento, suítes magmáticas, seqüências sedimentares e metassedimentares, depósitos minerais, solos e paleossolos (Renne, 2000; Vasconcelos, 1999; MacDougall e Harrison, 1988). Minerais presentes nesses ambientes, como por exemplo micas, feldspatos e anfibólios, podem ser datados através do método, desde que contenham quantidades razoáveis de K e Ar radiogênico. A aplicação do método em suítes magmáticas e seqüências metamórficas, a exemplo do Terreno Paranaguá, pode fornecer dados importantes sobre o registro termocronológico. Trata-se de um método bastante utilizado para determinação de processos geológicos superpostos em uma rocha após sua cristalização, quando aplicado a rochas graníticas, além de determinar idade relativa ao resfriamento, também pode ser utilizado no auxílio para a determinação de taxas de soerguimento.

O elemento químico K possui três isótopos naturais: ^{39}K , ^{40}K e ^{41}K . Destes apenas o ^{40}K é radioativo. O método se baseia no decaimento do ^{40}K para o gás ^{40}Ar , estável. Neste processo, apenas 11,2% dos átomos de ^{40}K desintegram-se para ^{40}Ar , enquanto que 88,8% desintegram-se para ^{40}Ca . Esses dois decaimentos possuem constantes de desintegração (λ) distintas:

$$\lambda ^{40}K-^{40}Ar = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda ^{40}K-^{40}Ca = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

* A constante de decaimento total do ^{40}K é a soma das duas constantes, ou seja $5,543 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$, com meia vida igual a $1,250 \times 10^9$ anos.

As idades obtidas pelo método só terão valor geológico se não houver fuga ou acréscimo de ^{40}Ar através de qualquer tipo de processo físico ou químico, e se o mineral datado permanecer, desde sua formação, com o sistema químico fechado.

O Argônio, por ser um gás nobre, fica preso mecanicamente no retículo cristalino, podendo se desprender por processos de recristalização, aquecimento ou pela deformação do mineral. A temperatura crítica abaixo da qual ocorre a retenção completa do Ar, varia entre 450-500°C para anfibólios e 250-300°C para micas, acima dessas temperaturas o “cronômetro” é zerado.

3. TRABALHOS ANTERIORES

Estudos prévios, envolvendo os terrenos localizados na porção sul do Cinturão Ribeira abordando aspectos estruturais, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos, reconheceram quatro compartimentos tectônicos principais: Domínio Apiaí, Microplaca Curitiba, Microplaca Luis Alves e Terreno Paranaguá.

Esses terrenos começaram a ser individualizados entre as décadas de 70 e 80 por meio de trabalhos como os de Hasui *et al.* (1975), Kaul (1980), Silva (1984), Basei (1985) e Mantovani *et al.* (1989). No início da década de 90 foram publicados os primeiros estudos tectônicos de cunho regional, a exemplo de Basei *et al.* (1990 e 1992), Siga Junior *et al.* (1993) e Siga Junior (1995). Atualmente, vários trabalhos de correlação tectônica colocam esses terrenos no contexto da porção ocidental do Supercontinente Gondwana, a exemplo de Heilbron e Machado (2003), Schimitt *et al.* (2004 e 2008) e Heilbron *et al.* (2008).

Na evolução dos conhecimentos da porção sul do Cinturão Ribeira, o contexto geológico do Terreno Paranaguá ainda se mostra pouco conhecido, com número reduzido de discussões estruturais, petrográficas, litogeoquímicas e geocronológicas.

A cartografia geológica do Terreno Paranaguá ainda carece de projetos de levantamento de dados sistemáticos. As cartas geológicas disponíveis são representadas principalmente pelos levantamentos de semi-detulhe realizados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná (CODEPAR), nas décadas de 60 e 70. Poucos são os trabalhos de detalhe, como os de Silva *et al.* (1978) na região de Iguape e Cananéia, Lopes e Lima (1985) e Lopes (1987a e 1987b) na região da Serra da Prata.

3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO - TECTÔNICO

Na porção sul do Cinturão Ribeira são reconhecidas quatro unidades geotectônicas maiores, colocadas lado a lado durante a aglutinação do Supercontinente Gondwana. Partindo do interior do continente até o litoral, no leste do Paraná, encontramos o Domínio Apiaí, Microplaca Curitiba, Microplaca Luis Alves e o Terreno Paranaguá, definidos por características litológicas, estruturais e isotópicas próprias e distintas (Basei *et al.*, 1992; Siga Junior, 1995 – figura 3.1). Destaca-se ainda neste setor a Suíte Granítica Rio Piên, caracterizada por granitos cálcio-alcálicos de arco-magmático localizados entre as microplacas Curitiba e Luis Alves, entre as regiões de Piên - PR e a porção sul da Serra do Guaraú – SP (Machiavelli, 1991; Harara, 2005).

Além dessas unidades, ocorrem importantes intrusões graníticas e sieníticas de natureza alcalina e peralcalina, com características notadamente anorogênicas. Essas

intrusões representam a mais expressiva granitogênese do tipo – A do sudeste brasileiro, a Província Serra da Graciosa (Gualda e Vlach, 2007).

FIGURA 3.1: ESBOÇO GEOLÓGICO DA PORÇÃO SUDESTE DO BRASIL, ESTADOS DO PARANÁ, SANTA CATARINA E SÃO PAULO. Adaptado de Siga Junior (1995) e Basel et al. (1990)

3.1.1. Domínio Apiaí

É composta por unidades gnáissicas, metavulcanossedimentares e complexos graníticos, balizados por expressivas zonas de cisalhamento num contexto deformacional de caráter transpressivo (Siga Junior *et al.*, 2008; Cury, 2003; Campanha e Sadowski, 2002; Ebert *et al.*, 1988). Estudos geológicos e geocronológicos caracterizam esta faixa como produto de uma evolução policíclica, com núcleos de embasamento paleoproterozóicos, seqüências metavulcanossedimentares mesoproterozóicas e neoproterozóicas, além de intrusões graníticas neoproterozóicas (Siga Junior *et al.*, 2008; Heilbron *et al.*, 2008).

Os núcleos paleoproterozóicos localizados nas regiões Betara e Tigre (próximas a Z.C. Lancinha) são compostos por sienogranitos, monzogranitos, granodioritos, quartzo-monzonitos e quartzo-monzodioritos, expressos em termos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos. Kaulfuss (2001) reconhece idades de 1.7 Ga nos sienogranitos e anfibolitos alcalinos, além de caráter policíclico nos demais litotipos, com heranças em zircões relativas ao Arqueano (3.1 Ga) e Paleoproterozóico (2.1 a 2.2 Ga). Cury *et al.* (2002) avaliam as rochas alcalinas (sienogranitos e anfibolitos) como relativas a um magmatismo bi-modal, com características extensionais do Estateriano (~1750 Ma).

Uma das características mais notáveis do Domínio Apiaí é a ocorrência de seqüências metavulcanossedimentares do Mesoproterozóico e Neoproterozóico, separadas e compartimentadas por zonas de cisalhamento. As seqüências mesoproterozóicas, são as mais expressivas, representadas principalmente pelas formações (ou seqüências?) Água Clara, Votuverava, Perau e Betara, com idades entre 1450 – 1600 Ma (Weber *et al.*, 2002; Basei *et al.*, 2003; Siga Junior *et al.*, 2008). Já as seqüências neoproterozóicas, em menor número, são representadas pelas unidades da Faixa Itaiacoca, com registros do Neoproterozóico superior e inferior (c.a. 900 Ma e c.a. 630 Ma), e pela Formação Iporanga, datada em c.a. 600 Ma (Campanha *et al.*, 2004).

Corpos graníticos de naturezas diversas são conhecidos no âmbito do Domínio Apiaí, com dimensões variadas, de stocks à batólitos. Os complexos Três Córregos e Cunhaporanga (Fuck *et al.*, 1967; Algarte e Kaefer, 1972) constituem as maiores intrusões granítica no sul do Brasil (CPRM, 1977), com aproximadamente 95 Km de comprimento por 25 Km de largura, com eixo maior na direção NE-SW. São maciços multi-intrusivos, cálcio-alcalinos, gerados em ambiente compressional associado ao Ciclo Brasileiro, com idades entre 630 e 590 Ma (Prazeres Filho, 2000 e 2005; Guimarães, 2000; Gimenez Filho, 1993).

Outros maciço graníticos de dimensões menores, a exemplo dos stocks do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, representam magmatismo tardi-orogênico (c.a. 560 Ma) no contexto das deformações presentes no Domínio Apiaí e ao arco-magmático Três Córregos – Cunhaporanga, relacionados aos estágios finais de transpressão, onde sua colocação foi

intimamente associada às zonas de cisalhamento transcorrente e desenvolvimento das grandes antiformas e sinformas (Cury *et al.*, 2008).

3.1.2. *Microplaca Curitiba*

A Microplaca Curitiba é representada pelos gnaisses-migmatíticos e granitos do Complexo Atuba, tendo como cobertura os metassedimentos das seqüências Capiru, Setuva e Turvo – Cajati. Limita-se a noroeste com o Domínio Apiaí através da Zona de Cisalhamento Lancinha, que representa em superfície o traço de sutura entre as duas unidades (Basei *et al.* 1998 e 1999). O limite sudeste com os gnaisses granulíticos da Microplaca Luís Alves, também é tectônico, balizado pela Zona de Cisalhamento Piên – Tijucas (Siga Junior, 1995).

Apresenta características geológicas, geocronológicas e estruturais peculiares, que o distingue dos terrenos adjacentes. Os gnaisses-migmatíticos do Complexo Atuba foram gerados no Paleoproterozóico (c.a. 2.0 Ga) e remigmatizados no Neoproterozóico (c.a. 600 Ma). Trata-se de uma unidade gerada em nível estrutural inferior, com metamorfismo no fácies anfibolito, acrescida à borda da Microplaca Luís Alves durante o Neoproterozóico, decorrente de processos que envolveram aglutinações dessas massas continentais (Siga Junior, 1995).

Complexo Atuba:

Predominam gnaisses bandados, migmatíticos, normalmente com estruturas estromáticas, mesossoma constituído por biotita-anfibólio-gnaisses e leucossoma com composição tonalítico-granodiorítica. Ocorrem com frequência intercalações de corpos anfibolíticos (por vezes granatíferos), gnaisses granulíticos, bem como de xistos magnesianos (Silva *et al.*, 1998a). Os diferentes litotipos atribuídos ao Complexo Atuba encontram-se balizados, no setor meridional, por granitos cálcio-alcálinos heterogeneamente deformados (Suíte Rio Piên), admitidos como representantes de um arco magmático Neoproterozóico (Harara *et al.*, 2002). Rochas básicas e ultrabásicas que ocorrem nesse setor são referidas como possíveis restos de assoalho oceânico obductados (Ribas, 1993 ;Harara *et al.*, 2001).

Em termos cartográficos destacam-se os mapas geológicos executados nas décadas de 60 e 70 pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, abrangendo as folhas Piraquara (Fuck, 1967a), São José dos Pinhais (Fuck, 1967b), Curitiba (Lopes *et al.*, 1965), Araucária (Marini, 1967), Campo Largo (Muratori, 1966), Pedra Branca de Araraquara e Serra da Igreja (Muratori *et al.*, 1969a e 1969b). Posteriormente foram realizados mapeamentos pelo convênio DNPM/CPRM (Projeto Leste do Paraná, 1:100.000), integrados no mapa geológico do Estado do Paraná (1:650.000, Biondi *et al.*, 1989). Como trabalhos de cunho regional merecem destaque os de Almeida (1967), Almeida *et al.* (1973), Hasui *et al.* (1975), Brito Neves e Cordani (1991), Basei *et al.* (2000), Siga Junior (1995) e Harara *et al.* (2005).

Na região do Núcleo Setuva, o Complexo Atuba é representado por rochas gnáissico-migmatíticas, em sua porção sul, e graníticas heterogeneamente deformadas (protomiloníticas a miloníticas), no setor centro-norte. O quadro geocronológico desse complexo é caracterizado por registros do Arqueano (3.200 – 3.000Ma), do Arqueano tardio (~2.650Ma) e Paleoproterozóico (~2.100Ma e 2.400Ma), além de importante fase de migmatização e granitogênese durante o Neoproterozóico (620-600Ma), sucedida pelo resfriamento regional desses terrenos (Siga Junior *et al.*, 2007).

Faleiros (2008) apresenta cálculos geotermobarométricos em hornblenda-biotita ortognaisses, com condições entre 650-700°C e 6-7 kbar para o reequilíbrio metamórfico Neoproterozóico, e temperaturas mais elevadas (ca. 750°C) para migmatização paleoproterozóica. O autor sugere um resfriamento quase isobárico, associado à pequena descompressão.

Dentre os trabalhos de cunho geocronológico, destacam-se os de Cordani (1974), Batolla Junior *et al.* (1977), Kaul *et al.* (1984), Siga Junior (1995), Siga Junior *et al.* (1994,1995, 2003, 2005 e 2007), Sato e Siga Junior (2001), Sato *et al.* (2003), além de Harara *et al.* (2001).

Suíte Rio Piên

A Suíte Rio Piên-Mandirituba ocorre como uma faixa alongada segundo direção NE-SW, limitada ao norte pelo Complexo Atuba e ao sul pela Microplaca Luis Alves. É representada por um complexo granítico cálcio-alcálico, heterogeneamente deformado (Machiavelli *et al.* 1993; Siga Júnior *et al.*,1993). Harara (2001) descreve termos pré-colisionais com idades entre 620-610 Ma, tardi-colisionais com idades entre 605-595 Ma. Há ainda muita controversa a respeito desta unidade pertencer ou não a Microplaca Curitiba, apesar de seu significado tectônico como um arco-magmático ser abordado de forma semelhante por Basei *et al.* (1992), Machiavelli *et al.* (1993), Siga Junior (1995) e Harara (2001).

Seqüências Metassedimentares Capiuru, Setuva e Turvo-Cajati

As seqüências Capiuru, Setuva e Turvo-Cajati correspondem as coberturas metassedimentares da Microplaca Curitiba, com graus metamórficos que variam entre as fácies xisto verde e anfibolito.

A Formação Capiuru (assim definida por Bigarella e Salamuni, 1956) é caracterizada por quartzitos, metapelitos e mármore, sendo considerada como uma seqüência marinha de plataforma de águas rasas e litorâneas (Campanha *et al.*, 1987; Yamato, 1999). Guimarães *et al.* (2002), com base em estudos em estromatólitos, definem ambientes plataformais distintos, variando entre supramaré, entremarés e inframaré. Fiori (1990, 1992) sugere que esta unidade mostra relações de aloctonia em relação Complexo Atuba, reconhecendo um padrão característico de sistemas de nappes.

Pela definição original a Formação Setuva (assim definida por Bigarella e Salamuni, 1956) compreende seqüências de micaxisto, xisto aluminoso, paragnaisse, quartzito e quartzoxisto ocorrentes na região do Anticlinal do Setuva. Yamato (1999) propõe que parte da Formação Setuva pode representar uma tectonofácies correlata à Formação Capiru, intensamente deformada pelas zonas de cisalhamento associadas ao sistema de nappes. Trabalhos de Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (1999) estendem a abrangência da Formação Setuva correlacionando-a com a Sequência Turvo-Cajati.

A Sequência Turvo-Cajati (assim definida por Silva e Algarte, 1981) é composta por micaxistos e paragnaisse de fácies xisto verde a anfibolito superior, com freqüentes intercalações de rochas calciossilicáticas e mármore dolomíticos, que ocorrem ao sul da Falha da Lancinha. Faleiros (2008) considera esta seqüência como um complexo de rochas metassedimentares com forte contraste na intensidade de metamorfismo, que varia de condições de fácies xisto verde médio a granulito inferior, com pico metamórfico em condições de altas temperaturas (650-800°C) e pressões relativamente altas (10-12 kbar). O metamorfismo atingiu seu ápice entre 590 e 575 Ma (datação química U-Th-Pb total em monazita), enquanto uma fase metamórfica anterior, preservada em núcleos de monazita, teria ocorrido entre 605-615 Ma. Faleiros (2008) sugere que o Complexo Turvo-Cajati deveria fazer parte de um prisma acrescionário e parte desta unidade teria sido subductada até a base da crosta, sob profundidades entre 35 e 40 km.

Faleiros (2008) indica que justaposição entre os complexos Turvo-Cajati e Atuba ocorreu em períodos tardi-tectônicos por uma tectônica de nappes, que teria imprimido um retro ou re-metamorfismo em condições de fácies xisto verde nas duas unidades, com idade máxima dada pelo pico metamórfico do Complexo Turvo-Cajati (ca. 590-575 Ma).

3.1.3. *Microplaca Luis Alves*

Os terrenos pertencentes a Microplaca Luis Alves são constituídos predominantemente por gnáisses granulíticos, caracterizados pelo bandamento milimétrico a centimétrico de níveis quartzo-feldspáticos e de minerais máficos (anfibólio, piroxênio e biotita), metamorfisados em médio a alto grau (Basei *et al.*, 1992 e 1998; Harara *et al.*, 2002 e 2003). Subordinadamente ocorrem rochas migmatíticas e graníticas, básicas e ultrabásicas, além de gnáisses cálcio-silicáticos, kinzigitos, formações ferríferas e quartzitos. Em termos petrográficos e litogeoquímicos destacam-se os trabalhos de Bartorelli *et al.* (1968), Minioli (1972), Moreira e Marimon (1980), Silva e Dias (1981), Hartmann (1988 e 2000), Figueiredo *et al.* (1991) e Harara (2001, 2003).

Em termos cartográficos destacam-se os mapas geológicos executados nas décadas de 60 e 70 pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, abrangendo as folhas Morretes (Cordani e Girardi, 1967), Mandirituba (Marini *et al.*, 1970), Piên e Tijucas do Sul (Trein *et al.*,

1969a e 1969b), Antonina (Trein *et al.*, 1970), além do Projeto Timbó-Barra Velha, realizado pelo convênio DNPM/CPRM (Silva e Dias, 1981a). Na região de Morretes e Antonina merecem destaque os trabalhos de Cordani e Girardi (1967), Girardi (1969, 1971), Ruberti (1977) e Ruberti e Gomes (1977) e na região de Piên os trabalhos de Girardi (1974) ; Girardi e Ulbrich (1980);Machiavelli *et al.* (1993) e Harara *et al.* (2003 e 2005).

Os padrões geocronológicos observados por Siga Júnior *et al.* (1993); Siga Júnior (1995) e Sato *et al.* (2003), indicam idades de formação entre o Arqueano (c.a. 2,7 – 2,5 Ga) e o Paleoproterozóico (2,2 – 1,8 Ga). Idades K-Ar em biotita e anfibólio espalham-se no período entre 2100 e 1700 Ma, sem registros neoproterozóicos, indicando que este domínio encontrava-se estável durante a orogenia Brasileira (Siga Júnior *et al.*, 1993).

O reconhecimento em campo das rochas gnáissico-granulíticas nas regiões de Morretes – PR, Serra Negra – PR e Itatins – SP (Microplaca Luis Alves setentrional), é dificultado em muitos setores devido a diferenças significativas nos aspectos composicionais e texturais, quando comparadas com as rochas da Microplaca Luis Alves meridional. Siga Junior, (1995) sugere que esses terrenos representam um segmento da Microplaca Luis Alves “plissado” entre o Complexo Atuba (Microplaca Curitiba) e o Terreno Paranaguá, intensamente afetados pela tectônica Neoproterozóica.

Harara (2001) relacionada o pico metamórfico da fácies granulito obtém ao período de 2060 ± 6 Ma, com heranças em torno de 2,2 - 2,1 Ga, interpretadas como uma possível fase metamórfica anterior. Em regiões próximas ao seu limite norte, próximo ao contato com a Suíte Rio – Piên, o autor descreve uma seqüência ofiolítica incompleta (Suíte Máfica - Ultramáfica Piên) que inclui peridotitos serpentinizados, piroxenitos e raros gabros toleíticos, com idade de 631 ± 17 Ma.

Hartmann *et al.* (2000), analisando as rochas da Microplaca Luis Alves no Estado de Santa Catarina, considera que os protolitos magmáticos formados no Arqueano (2716 ± 17 Ma) passaram por quatro eventos metamórficos superpostos. O primeiro evento M1, teria seu pico metamórfico em 2675 ± 12 , na fácies granulito, seguido pelo evento M2, que atingiu a fácies anfibolito em 2.1 Ga. O evento M3 sucedeu em um período próximo a M2, em 2168 ± 18 Ma, atingindo a fácies granulito. O evento M4 é caracterizado pelo retro-metamorfismo, com formação de clorita e epidoto em rochas afetadas por zonas de cisalhamento.

Em termos geocronológicos destacam-se os trabalhos de Girardi *et al.* (1974), Hartmann *et al.* (1979, 1994, 2000), Kaul e Teixeira (1982), Basei (1985), Basei e Teixeira (1987), Mantovani *et al.* (1989), Machiavelli *et al.* (1993), Siga Junior *et al.* (1994a, 1994b), Siga Junior (1995), Basei *et al.* (1998), Harara (2001) e Harara *et al.* (2002, 2003, 2005).

3.1.4. Província Serra da Graciosa

Antes nomeada como Província Serra do Mar (Kaul, 1984), representa um importante magmatismo de natureza alcalina / peralcalina ocorre no âmbito dos domínios da Microplaca Luis Alves, Microplaca Curitiba e Terreno Paranaguá. É representado por inúmeros maciços graníticos nomeados de acordo com a toponímia, a exemplo dos maciços Serra do Cordeiro, Mandira, Guaraú, Barra do Turvo, Graciosa, Anhangava, Marumbi, Serra da Igreja, Palermo, Rio Negro, Agudos do Sul, Morro Redondo, Dona Francisca, Piraí e Corupá. Distribuem-se principalmente nas proximidades das grandes zonas de cisalhamento e tem idades de cristalização do intervalo 600-580Ma (Siga Junior, 1995). No mesmo período ocorre expressivo vulcanismo no âmbito da Microplaca Luis Alves, associado a evolução das bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá. Passarelli *et al.* (2004) sugerem a idade de cristalização do maciço Serra do Cordeiro em 582 ± 4 Ma, obtida pelo método U-Pb zircão.

Dentre os principais trabalhos que abordam esses maciços destacam-se os de Fuck *et al.* (1967), Giradi *et al.* (1974), Kaul (1984), Kaul e Cordani (1994, 2000), Castro e Reis Neto (1994), Siga Junior (1995), Siga Junior *et al.* (1995a, 1995b, 1997, 1999, 2000), Daitx e Carvalho (1980), Citroni *et al.* (2001), além de Cordani *et al.* (1999).

Gualda e Vlach (2007a) propõem agrupar todos esses maciços sob o nome Província Serra da Graciosa devido a possíveis infortuitos causados pelo nome “Serra do Mar”, usado em outras várias unidades geológicas situadas na costa brasileira. Os autores ainda propõem a divisão do maciço Graciosa e três plutons menores, nomeados como Capivari, Órgãos e Farinha Seca. Reconhecem duas associações petrográficas representadas por álcali-feldspato granitos e sienitos, peralcalinos a metaluminosos (associação alcalina), e por granitos metaluminosos a marginalmente peraluminosos (associação aluminosa). Os autores, através de estudos de geotermobarometria, indicam que a colocação desses maciços ocorreu em níveis crustais rasos, com pressões entre 2-4 kbar e temperaturas de cristalização no intervalo de 700–900°C (Vlach e Gualda, 2007).

Em uma série de três artigos publicados na revista Lithos no ano de 2007, Gualda e Vlach caracterizam mais uma associação petrográfica, sendo composta por monzodioritos e rochas híbridas, formadas por processos de *mingling* entre o magma monzodiorítico e o magma sienogranítico da associação alcalina (Gualda e Vlach, 2007b). Os autores também dividem a associação alcalina em duas unidades geoquímicas distintas, através da observação de diferentes padrões químicos nos anfibólios (Gualda e Vlach, 2007c).

3.2. TERRENO PARANAGUÁ

O Terreno Paranaguá, objeto deste estudo, ocupa a porção sul-sudeste do território brasileiro, sendo balizado a leste pela linha de costa, a sudoeste pelas rochas gnássico-granulíticas da Microplaca Luis Alves e a noroeste pela Microplaca Curitiba (figura 2). Todo contato ocidental é tectônico, representado em sua porção sul-sudoeste pelo Lineamento Palmital e no setor oeste-noroeste pelo Lineamentos Alexandra e Serra Negra. É representado em quase sua totalidade por um complexo ígneo que inclui uma grande variedade de rochas graníticas, distribuídas ao longo de uma faixa oriental, da Ilha de São Francisco do Sul – SC a Iguape – SP (Basei *et al.*, 1990). Como encaixantes desses granitóides ocorrem gnaisses, mica-xistos, quartzitos e anfibolitos, que podem se apresentar metamorfisados em diferentes graus.

Na Serra da Prata merecem destaque os trabalhos de Lopes (1987a e b), que diferenciam nesta região cinco litotipos graníticos, denominados de Morro Inglês, Rio Canavieiras, Cubatãozinho, Rio do Poço e Estrela. Os metassedimentos que ocorrem nessa região foram denominados por Lopes e Lima (1985) e Lopes (1987a) de Sequência Rio das Cobras.

Em termos cartográficos destacam-se os mapas geológicos executados nas décadas de 60 e 70 pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, abrangendo as folhas Antonina (Trein *et al.*, 1970), Guaraqueçaba (Muratori *et al.*, 1969c), Barra do Ararapira (Fuck *et al.*, 1969b), Serra da Igreja (Muratori *et al.*, 1969b), Paranaguá (Fuck *et al.*, 1969d), Ilha do Mel (Fuck *et al.*, 1968), Pedra Branca de Araraquara (Muratori *et al.*, 1969a) e Guaratuba (Fuck *et al.*, 1969c) e Projeto Leste do Paraná (CPRM/DNPM ;Paiva *et al.* ;1977).

Estudos geocronológicos referem-se em quase sua totalidade a Basei *et al.* (1990) e Siga Junior (1995), onde os valores isotópicos (U-Pb, zircão e Rb-Sr isocrônico) caracterizam um amplo intervalo de tempo para a formação e cristalização desses litotipos (620-570Ma), e padrão de resfriamento (K-Ar, micas) entre 560 – 480 Ma.

3.2.1. Síntese Geológica do Terreno Paranaguá

Os trabalhos referentes as rochas do Terreno Paranaguá compreendem um intervalo de mais de 40 anos, entre o trabalho pioneiro de Maack (1953), até Siga Junior (1995). Durante este longo período de tempo, poucos trabalhos sistemáticos foram realizados na região, com destaque para os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná (1967), Lopes (1987a, b), Basei *et al.* (1990) e Siga Junior (1995).

Os trabalhos pioneiros mencionavam a predominância de rochas gnáissicas (a exemplo de Maack, 1953), posteriormente classificadas como migmatitos (levantamentos realizados pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1967), com nomenclatura das unidades baseada na classificação de Jung & Roques (1952). Os trabalhos mais recentes mencionam o

predomínio de rochas graníticas, heterogeneamente deformadas, e ocorrências mais restritas de seqüências metassedimentares consideradas como encaixantes (Siga Junior, 1995).

Sob o ponto de vista tectônico, esses terrenos foram incluídos (parcial ou totalmente) em diversos compartimentos, tais como: Complexo Cristalino Brasileiro (Maack, 1947, 1953), Cráton Luis Alves (Kaul, 1979, 1980, 1985), Complexo Paraíba do Sul (Kaul *et al.*, 1984), Protocráton Paraíba do Sul (Silva, 1987), Bloco Costeiro (Biondi *et al.*, 1989), Batolito Paranaguá (Basei *et al.*, 1990), Cinturão Granitóide Costeiro (Basei *et al.*, 1992) e Terreno Paranaguá (Siga Junior, 1995).

Uma característica geológica marcante do Terreno Paranaguá é a presença de rochas graníticas cálcio-alcálicas, incipiente a intensamente deformadas, contendo fenocristais de k-feldspatos brancos, com formas tabulares, raramente oclares. Esses granitos, denominados de Morro Inglês na região da Serra da Prata (Lopes, 1987b), são representados principalmente por litotipos leucocráticos, cinza claros, foliados e isotropos, de granulação média a grossa, a megacristais de K-feldspatos (2 a 5cm), ocorrendo ainda variedades de granulação grossa a muito grossa, onde os megacristais atingem dimensões da ordem de 10cm (região de Guaraqueçaba). Muitas vezes ocorrem enclaves de composição diorítica, granulação fina, com formas variadas, desde angulares a esféricas e dimensões que atingem até 50cm. Feições migmatíticas são comuns, principalmente na porção sul desse domínio, nas cercanias de São Francisco do Sul (Siga Junior, 1995).

No setor ocidental predominam granitos leucocráticos de cor cinza claros à cinza rosados, equi a inequigranulares, de granulação fina, que exibem normalmente feições de deformação (cataclásticas e miloníticas). Esses granitóides foram denominados de Granito Rio Canavieiras por Lopes (1987b), sendo representados por corpos alongados balizados por zonas de cisalhamento. O autor reconhece variações desses granitóides, com granulação média e foliados somente nas bordas, os quais denomina de Granito Rio do Poço. Siga Junior (1995) identifica corpos similares nos arredores de Antonina.

Lopes (1987b) denomina de Granito Estrela uma ocorrência restrita de rochas leucocráticas, cinza claras a cinza rosadas, equi a inequigranulares e raramente porfiríticas. Siga Junior (1995) reconhece estas rochas com dimensões batolíticas, situadas desde a região de Garuva (porção sul) até o Rio Canavieiras (limite norte). Petrograficamente são caracterizadas pelo predomínio de k-feldspato, além de plagioclásio (oligoclásio a andesina), biotita e hornblenda.

Siga Junior (1995) faz uma comparação geoquímica entre os granitos tipo Morro Inglês e granitos tipo Rio do Poço. O autor considera o primeiro (Morro Inglês) com afinidades às rochas da série cálcio-alcálica de alto potássio e série shoshonítica, discrepantes dos granitos tipo Rio do Poço, com tendências alcálicas (sugestivos de granitos de natureza tardi a pós-orogênicas). Segundo os índices de Shand (1951) os granitos tipo Morro Inglês denotam

características metaluminosas a peraluminosas, enquanto os granitóides tipo Rio do Poço apresentam caráter francamente peraluminoso. O padrão ETRs para os granitóides tipo Morro Inglês e Rio do Poço mostram-se semelhantes, denotando um fracionamento relativamente suave, com enriquecimento de todos os elementos. Também mostram semelhança quanto ao padrão dos elementos menores, com anomalias negativas em Ba, Nb e Zr. Siga Junior (1995) destaca a similaridade dos granitóides Morro Inglês e Rio do Poço com os granitos intra-placas (WPG de Pearce *et al.*, 1984).

Exposições pouco expressivas, normalmente métricas a decamétricas, de rochas gnáissicas (biotita-gnaiss, gnaiss granatífero, anfibólio-gnaiss), bem como xistos (biotita xistos, moscovita-biotita-xistos, calco xistos, granada-moscovita-xistos, xistos máficos), anfibolitos e quartzitos são mencionadas na literatura (CODEPAR, 1967; Lopes e Lima, 1985; Lopes, 1987a; Siga Junior, 1995). Estes terrenos foram denominados na região da Serra da Prata de Sequência Rio das Cobras e considerados como substrato encaixante dos litotipos granitos (Lopes, 1987a).

O contato ocidental desse domínio com os terrenos pertencentes à Microplaca Luis Alves é representado pelos lineamentos Rio Palmital, Alexandra e Serra Negra. Nestas porções predominam rochas miloníticas cujas lineações minerais sugerem uma tectônica de cisalhamento com importante componente lateral. Indicadores cinemáticos localizados nas proximidades do Lineamento Palmital sugerem para este setor sentido de movimentação sinistral (Siga Junior, 1995).

A foliação (Sn) apresenta características de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil e orientação geral N-NW, com mergulhos para E-NE / W-SW nas proximidades do Lineamento Rio Palmital (porção sul da área, perto da Bahia de São Francisco do Sul). Essa superfície sofre uma inflexão ao longo do Lineamento Alexandra (porção central e norte da área, próximo à Bahia de Paranaguá a Serra Negra), apresentando direções N-NE, com mergulhos E-SE / W-NW. Dobramentos cilíndricos, tardios a essa superfície, são sugeridos pela dispersão dos pólos de Sn em diagramas de equiárea (Siga Junior, 1995).

3.2.2. Síntese Geocronológica do Terreno Paranaguá

O conhecimento geocronológico dos litotipos pertencentes ao Terreno Paranaguá, bem como dos terrenos limítrofes ocidentais é ainda bastante precário. Os principais dados geocronológicos foram obtidos na década de 90 por Siga Junior (1995), onde os métodos Rb-Sr, U-Pb, K-Ar e Sm-Nd foram empregados em amostras dos granitos Morro Inglês, Rio Canavieiras, Rio do Poço e Estrela, conforme tabela 1.

Granito	Local	Isócrona (Rb/Sr)	Ri (Sr^{87}/Sr^{86})	Idade U-Pb (conv.)	TDM	ϵNd^t
Morro Inglês	Paranaguá	537±35Ma	0,70820±0,00323	614±9 Ma	1,9 Ga	-12

	Iguape			599±15 Ma	2,2 Ga	a
	Matinhos	589±28Ma	0,70757±0,00070	x	2,0 Ga	-20
	Guaratuba	562±33Ma	0,70816±0,00069	x	2,2 Ga	
Rio Canavieiras		x	x	x	2,4 Ga	
Rio do Poço		x	x	609±28 Ma	x	x
Estrela		560±40Ma	0,708	590 Ma	2,5Ga	

Tabela 1: Dados geocronológicos referentes ao Terreno Paranaguá obtidos por Basei *et al.* (1990), Siga Junior (1995). Passarelli *et al.* (2004). Epsilon calculado para $t=600\text{Ma}$.

Granito Morro Inglês

As análises Rb-Sr em rocha total foram realizadas em três afloramentos distintos (Paranaguá, Matinhos e Guaratuba) referentes aos litotipos porfiríticos. O tratamento conjunto desses dados forneceu uma isócrona com idade em $574\pm14\text{Ma}$ ($R_i = 0,07085\pm0,00026$), interpretada por Siga Junior (1995) como a idade mais significativa do fechamento do sistema isotópico Rb-Sr. O autor destaca ainda que o valor da relação inicial ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) não é conclusivo no tocante a origem do material (relativamente alto para representar derivação mantélica e não suficientemente alto para assegurar derivação crustal).

Dados U-Pb em zircões (TIMS) foram obtidos em rochas coletadas nas proximidades de Iguape (Passarelli, 2001) e Paranaguá (Siga Junior, 1995), com idades para o intercepto superior do diagrama Concórdia respectivamente em $599\pm15\text{Ma}$ e $614\pm9\text{Ma}$, interpretadas como relativas ao período de cristalização desses zircões (600-620Ma).

Idades modelo (Sm-Nd) entre 1.9Ga e 2.2Ga caracterizam o Paleoproterozóico como o período principal de diferenciação manto – crosta dos precursores desses granitos. Valores de ϵNd fortemente negativos (-12 a -20) indicam longo período de residência crustal.

Siga Junior (op. cit.) também apresenta dados Pb-Pb dos três afloramentos analisados, os quais denotam significativa participação de materiais de crosta inferior na constituição do Granito Morro Inglês.

Granito Rio Canavieiras

As análises realizadas por Siga Junior (1995) neste corpo granítico abrangeram litotipos com deformação cataclástica. Os dados Rb-Sr (RT) não permitiram a obtenção de idades precisas, devido a concentração dos pontos analíticos em diagrama isocrônico (relações isotópicas bastante próximas). A baixa quantidade de zircão nas amostras não permitiu análises através do método U-Pb. As análises K-Ar foram também prejudicadas, uma vez que os anfibólios e micas utilizados encontravam-se demasiadamente transformados.

Siga Junior (1995) apresenta uma idade modelo (TDM Sm-Nd) em torno de 2.4Ga, comparativamente mais antiga que os valores obtidos para o granito Morro Inglês.

Granito Rio do Poço

O maciço granítico Rio do Poço, localizado a oeste de Paranaguá, contou com análises U-Pb (TIMS) de quatro frações de zircão. Os dados obtidos apresentaram-se relativamente bem alinhados interceptando a curva concórdia em 609 ± 28 Ma (Siga Junior, 1995). Tal valor foi interpretado como relativo a época de formação desse maciço granítico e se mostra bastante próximo a idade obtida para o Granito Morro Inglês (614 ± 9 Ma).

Granito Estrela

Os dados Rb-Sr (RT) relativos ao Granito Estrela apresentaram relações Rb/Sr bastante próximas, impossibilitando a obtenção de idades isocrônicas precisas (Siga Junior, 1995). O valor obtido de 560 ± 40 Ma, para uma relação inicial de aproximadamente 0,708, deve ser encarado com ressalvas. Siga Junior (1995.) também considera precários os dados U-Pb obtidos, uma vez que somente duas frações de zircão foram analisadas e estas se apresentaram discordantes em diagrama Concórdia, indicando uma idade de intercepto superior (com reta forçada para zero) em aproximadamente 590 Ma.

As idades modelo (T_{DM} Sm-Nd) obtidas para o Granito Estrela apresentam valores em torno de 2.5 Ga e 2.6 Ga, próximas do obtido no Granito Rio Canavieiras (2.4 Ga).

Padrão K-Ar dos granitos Morro Inglês, Rio do Poço e Estrela

Os dados K-Ar foram obtidos em biotitas, distribuindo-se no intervalo 600-440 Ma, com maior concentração de idades entre 560-480 Ma. Este último intervalo é considerado por Siga Junior (1995) como relativo ao principal período de resfriamento / soerguimento deste cinturão granítico, caracterizando um longo período de tempo desde sua formação (615-580 Ma), até sua colocação a isothermas com temperaturas inferiores a 300-250°C.

Quadro Tectônico Cronológico

No contexto tectônico do sul-sudeste brasileiro a justaposição do Terreno Paranaguá parece ter ocorrido após a colagem dos terrenos Luís Alves e Curitiba. Os valores de idades, bem como os dados relativos a assinatura isotópica, o diferenciam dos demais, sugerindo a formação desse domínio granítico, ou parte dele, a partir do retrabalhamento de rochas de crosta inferior (idades de formação entre 620-570 Ma).

O resfriamento desse segmento atingiu o Cambro-Ordoviciano (dados K-Ar em biotitas), sugerindo processos relacionados a aglutinação dos Crátons Congo / São Francisco, Kalahari e Paranapanema, consolidando a porção ocidental do Gondwana. Neste contexto, o Terreno Paranaguá pode representar a continuidade lateral do Cinturão Kaoko, do lado africano, fazendo parte de um grande cinturão colisional, que balizaria toda a porção costeira das regiões sul (parte do Cinturão Dom Feliciano) e sudeste (Terreno Paranaguá) do Brasil.

4. PETROGRAFIA

Os estudos petrográficos foram realizados nas porções sul (São Francisco do Sul - Joinville), central (Guaraqueçaba – Paranaguá – Antonina – Morretes - Guaratuba) e norte (Iguape – Ariri – Registro) do Terreno Paranaguá. A amostragem foi realizada através de caminhamentos, sempre que possível, em trajetos com direção NW-SE, numa tentativa de elaborar perfis geológicos contínuos abrangendo as características estruturais das principais unidades presentes. Estes perfis incluem afloramentos dos terrenos vizinhos, pertencentes às microplacas Curitiba e Luis Alves, fundamentais para o reconhecimento dos processos atuantes na justaposição e modelagem tectônica. Permitiram caracterizar macroscopicamente os principais litotipos presentes, seu padrão estrutural, bem como selecionar afloramentos “chave” para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos.

Os terrenos metamórficos estudados são caracterizados por unidades de embasamento compostas por variedades de rochas gnáissicas, colocadas lado a lado com unidades metassedimentares e graníticas por processos de falhamento. Os levantamentos de campo abordaram afloramentos de três unidades gnáissicas distintas, pertencentes às microplacas Curitiba (Complexo Atuba), Luis Alves (Complexo Serra Negra) e no Terreno Paranaguá (Complexo São Francisco do Sul).

As seqüências metassedimentares estudadas pertencem a Sequência Rio das Cobras, no âmbito do Terreno Paranaguá, e Complexo Turvo-Cajati, no âmbito da Microplaca Curitiba. Apresentam grande variação composicional (metapelitos, metamargas, mármore e quartzitos) e no grau metamórfico, de fácies xisto verde a granulito.

Afloramentos de rochas ígneas ocorrem por toda extensão do Terreno Paranaguá, sendo principalmente representadas por litotipos graníticos, com rochas intermediárias e básicas subordinadas. Apresentam diferenças composicionais, texturais e estruturais, com freqüentes feições de cisalhamento e contatos delineados por falhas.

Adicionalmente, foram estudados alguns afloramentos dos granitos Serra dos Órgão, Marumbi, Anahangava, Mandira e Serra do Cordeiro, representantes dos granitos tipo – A da Província Serra da Graciosa.

4.1. MICROPLACA LUIS ALVES

4.1.1. Complexo Serra Negra

Os afloramentos do Complexo Serra Negra visitados localizam-se na porção nordeste da Microplaca Luis Alves, próximos ao contato com o Terreno Paranaguá em sua porção central. Nas proximidades de Morretes, na localidade de Serra Negra e arredores, ocorrem

afloramentos de gnaisses máficos, gnaisses kinzigíticos e charnockitos. A assembléia mineral dos gnaisses máficos é composta por anfibólio, plagioclásio, piroxênio e, raramente, quartzo e biotita. O bandamento é caracterizado pela intercalação milimétrica e centimétrica de níveis com proporção félsicos / máficos variável.

BP-05: gnaiss granulítico - ultramáfico

BP-20: gnaiss granulítico - bandado

BP-16: charnockito isótropo

BP-18: charnockito foliado

Figura 4.1: Prancha com os diferentes aspectos macroscópicos dos gnaisses granulíticos e charnockitos da Microplaca Luis Alves.

Os gnaisses granulíticos (figura 4.1) apresentam bandamento caracterizado por níveis centimétricos e/ou milimétricos com diferentes proporções entre máficos e félsicos. Sua fábrica é composta por plagioclásio (An_{50}), anfibólio e piroxênio, com traços de olivina. Raras ocorrências de biotita e quartzo podem ser observadas em algumas porções. A olivina e o piroxênio podem apresentar bordas de substituição de epidoto. Em alguns locais essas rochas são cortadas por veios feldspáticos de cor branca e espessura média entre 2 e 5 cm, em direções variáveis.

Os charnockitos (figura 4.1) apresentam textura equigranular média a fina, com tons esverdeados, geralmente isótropo e localmente cortado por veios micrograníticos. São compostos por feldspato verde, quartzo (às vezes azulado), anfibólio, piroxênio e epidoto. Nas

cercanias de Morretes, Serra Negra e Antonina predominam estruturas ígneas, podendo localmente ser observada estrutura gnáissica. Ocorrem enclaves de composição anfibolítica geralmente com formas ovóides e dimensões que variam de 2 cm a 50 cm.

4.2. MICROPLACA CURITIBA

4.2.1. Complexo Atuba

Durante os levantamentos de campo foram visitados afloramentos do Complexo Atuba em porções da Microplaca Curitiba imediatamente ao norte do Terreno Paranaguá. Ocorrem gnaisses félsicos e máficos com diferentes tonalidades de cinza, migmatizados e com padrão estrutural complexo. Foram reconhecidas três associações de gnaisses, dispostas entre a BR-116 e Iguape.

Partindo do contorno de Miracatu pela rodovia SP-222, sentido Iguape, aflora uma associação de gnaisses-migmatitos com mesossoma de cor cinza e estrutura gnáissica, e leucossoma róseo, ora paralelo ao bandamento, ora como veios discordantes (figura 4.2). A estruturação geral apresenta padrão complexo, com dobras intrafoliares, com flanco rompido e pares S-C. Podem ser observadas porções anfibolíticas com formas de *boudins* centimétricos a métricos, em meio ao bandamento gnáissico, onde predominam estruturas estromática, schielieren e dobrada. No corte da rodovia BR-116 ocorrem corpos de granitos anatéticos que nitidamente cortam a estrutura gnáissica. Possuem composição granodiorítica, textura granoblástica inequigranular média e aspecto foliado.

Partindo da BR-116 sentido Iguape (SP-222) por aproximadamente 10km, aflora a associação de ortognaisses máficos, onde predominam minerais equigranulares de granulação média, constituído essencialmente por anfibólio, biotita, piroxênio e porções com porfiroblastos de plagioclásio com até 1cm, em meio a uma matriz mais fina (figura 4.3). O bandamento é definido pela intercalação de bandas máficas e níveis contínuos e lenticulares de quartzo e feldspato, com espessura centimétrica e milimétrica. Além do bandamento gnáissico, ocorrem feições miloníticas como porfiroblastos rotacionados, pares S-C, mica *fish* e ribbons de quartzo. Todas essas estruturas são afetadas por uma fase de dobramentos cerrados à intrafoliares, com eixo horizontalizado.

Feições migmatíticas *Estrutura dobrada* *Par S-C* *Dobras com flanco rompido*

Figura 4.2: Prancha de fotos do afloramento BP-172, localizado no corte da rodovia BR-116, com aspectos macroscópicos dos gnaisses-migmatíticos do Complexo Atuba, Microplaca Curitiba.

BP-164 *BP-156*

Figura 4.3: Fotos das rochas da associação de gnaisses máficos do Complexo Atuba, Microplaca Curitiba.

Próximo ao quilometro 30 da SP-222, praticamente na metade do trajeto entre a BR-116 e Iguape, aflora a associação de gnaisses graníticos. São caracterizados por monzogranitos e sienogranitos porfíricos heterogeneamente deformados com termos protomilomíticos e

miloníticos (figura 4.4). Ocorrem níveis de leucogranito cinza esbranquiçado com textura equigranular xenomórfica, que nitidamente cortam as estruturas dos termos porfíricos.

A assembléia mineralógica dos monzogranitos e sienogranitos porfíricos é composta por fenocristais de feldspato perítico, plagioclásio (An_{10-15}), quartzo, biotita, sericita, epidoto, traços de anfibólio e cristais submilimétricos de granada, em uma trama milonítica onde se destacam os fenocristais como porfiroclastos. Em algumas porções ocorre bandamento composicional caracterizado por níveis com diferentes proporções félsicos / máficos, e pela diferença na porcentagem de fenocristais.

Os leucogranitos equigranulares são compostos por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita sericita e granada, com textura predominantemente granoblástica, localmente com aspecto cataclástico. Como acessórios destacam-se cristais submilimétricos de apatita, allanita e zircão.

BP-156: porfiroblastos de K-feldspato

BP-163: Gnaiss granítico

Figura 4.4: Fotos das rochas da associação de gnaisses graníticos do Complexo Atuba, Microplaca Curitiba.

4.2.2. Complexo Turvo-Cajati

As rochas do Complexo Turvo-Cajati localizado na porção nordeste da Microplaca Curitiba, entre Cajati e Cananéia, no perfil da rodovia SP-222 e no costão sul da Ponta da Juréia.

Entre Cajati e Cananéia afloram pelo menos três seqüências litológicas distintas, caracterizadas por metassedimentos de origem psamítica, pelítica e carbonática, em contatos marcados por intercalações desses litotipos, que sugerem ser gradacionais. De modo geral, ocorrem filitos, ardósias, quartzitos, mármore e metamargas.

A seqüência metapsamítica é caracterizada por pacotes quartzíticos bandados, com variações no grau de pureza podendo conter biotita, muscovita e granada. Frequentemente são observadas intercalações com níveis de ardósia, filito e xisto (figura 4.5). Os pacotes quartzíticos mostram intercalações de níveis centimétricos com variação de cor em tonalidades,

amarelas e brancas, compostas por diferentes porcentagens de clorita, sericita, muscovita e quartzo.

Figura 4.5: Foto da sequência metapsamítica, predomínio de quartzitos com intercalações pelíticas. Afloramento BP-226, localizado entre Pariquera-Açu e Cananéia – SP.

A sequência metapelítica é composta por espessos pacotes de filitos e xistos, com predomínio do primeiro, normalmente rítmicos, função de intercalações milimétricas e centimétricas de níveis arcoseanos, pelíticos e psamíticos (figura 4.6). O acamadamento sedimentar reliquiar pode ser reconhecido pela intercalação dos níveis centimétricos que apresentam variação de cor e composição. São comumente observados níveis com tonalidades vermelhas, amarelas e brancas, refletindo diferentes porcentagens de quartzo, clorita, sericita, muscovita, biotita, silimanita e granada. Localmente, ocorrem paragneisses com bandamento centimétrico a milimétrico, marcado pela alternância entre mesossoma cinza (rico em biotita) e leucossoma hololeucocrático (quartzo-feldspático) de espessura centimétrica, ocorrendo bandas xistosas com cristais de granada milimétrica.

Figura 4.6 Foto da sequência metapelítica, predomínio de filitos com intercalações quartzosas. Afloramento BP-245, localizado entre Pariquera-Açu e Cananéia – SP. Foliação S1 subparalela ao acamadamento reliquiar, crenulada por uma clivagem S2.

A sequência metacarbonática é composta por intercalações centimétricas de níveis calciossilicatados, metapelitos e mármore. Subordinadamente são observados níveis quartzíticos com formas lenticulares dobrados, rompidos e boudinados. As metamargas podem apresentar bandamento composicional evidenciado por diferenças de cor e granulometria, quando homogêneas, apresentam cor cinza esverdeada (figura 4.7).

BR-225: metamargas de cor verde

BR-231: metamargas com intercalações quartzíticas

Figura 4.7: Foto da sequência metacarbonática, predomínio de metamargas com intercalações metapelíticas, quartzíticas e carbonáticas. Afloramentos localizados no perfil entre Pariquera-Açu e Cananéia – SP.

Nos perfis realizados nas regiões de Iguape e Ariri (porção norte) os litotipos gnáissicos (biotita gnaisses, gnaisses granatíferos), bem como expressivos pacotes de calciossilicáticas, quartzitos e filitos ocorrem a oeste, em contato tectônico com as rochas do Terreno Paranaguá.

Os paragneisses localizados na Ponta da Juréia apresentam porções intercalações de níveis de mármore, xistos e quartzitos impuros, com biotita, sericita e muscovita, porfiroblastos de plagioclásio, silimanita e actinolita (figura 4.8). As rochas calciossilicáticas apresentam normalmente tonalidades cinza esverdeadas, ocorrendo intercalações de pacotes métricos a decamétricos de quartzitos com granulometria fina a média.

Esta unidade de paragneisses se estende até as proximidades da Serra do Guaraú, na região de Cajati – SP. No afloramento BP-152, localizado aproximadamente 20 km ao norte de Iguape, observam-se xistos com intercalações anfibolíticas. Os xistos são compostos por quartzo, biotita, silimanita, plagioclásio e granada. Chama atenção texturas com pseudomorfos de cianita, substituída por muscovita e silimanita (figura 4.8).

BP-173: Ponta da Juréia

BP-173: Ponta da Juréia

BP-173: Ponta da Juréia

BP-152: Perfil Iguape – BR-116

Figura 4.8: Prancha com fotos dos paragneisses do Complexo Turvo-Cajati. Níveis de mármore dobrados em meio xistos; níveis quartzíticos boudinados; feldspato esticado com forma sigmoidal; silimanita-granada –xisto.

4.3. TERRENO PARANAGUÁ

4.3.1. Complexo São Francisco do Sul

As rochas do Complexo São Francisco do Sul afloram nos setores central e meridional do Terreno Paranaguá. No setor meridional afloram na Ilha de São Francisco do Sul, com excelentes exposições nos costões rochosos da Prainha, Morro do Mirante, Morro do Sambaqui e praia de Ubatuba. Na porção central, ocorrem ao norte de Guaraqueçaba, em alguns pontos da Serra Gigante.

O Complexo São Francisco do Sul é representado por rochas gnáissicas de origem ígnea, com bandamento definido pela intercalação de minerais félsicos e máficos em diferentes tonalidades de cinza. São gnaisses compostos por dioritos, quartzo-monzodioritos, granodioritos, trondhjemitos e monzogranitos, com mineralogia composta por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, muscovita, epidoto, titanita, allanita, apatita e zircão. Comumente são observados enclaves anfibolíticos, internamente foliados, com formas ovaladas e estiradas. Em algumas porções desta unidade podem ocorrer de veios tonalíticos, as vezes como enxames (figura 4.9).

Figura 4.9: Veios tonalíticos cortando as estruturas do gnaiss-migmatítico. Afloramento na Praia das Paulas, São Francisco do Sul (BP-83).

Figura 4.10: Gnaiss migmatítico do Morro do Sambaqui, São Francisco do Sul – SC (BP-85), bandas de grandioritos, quartzo-monzonitos, tonalitos e trondhjemitos.

Em locais restritos, como na praia de Ubatuba em São Francisco do Sul, são observados migmatitos com estruturas bastante variadas em escala de afloramento. Ocorrem predominantemente estruturas estromática, schielieren, flebítica, augen e subordinadamente dobrada, schollen e nebulítica (figuras 4.10 e 4.11). O mesossoma dos migmatitos apresenta estrutura gnáissica, com bandas ricas em anfibólio e biotita, alternadas com plagioclásio e quartzo. O leucossoma é constituído por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e pouca porcentagem de biotita (até 5%), com granulação média, textura predominantemente granoblástica e estrutura maciça.

Enclaves de gnaisses máficos podem ocorrer em meio a porções nebulíticas, com formas estiradas e sigmoidais, com ou sem bordas de reação, normalmente com estruturas internas preservadas, oriundas de uma fase de deformação anterior (figura 4.11). São observados registros de fases pegmatíticas constituídas por quartzo, feldspato alcalino, biotita supercrescida e turmalina, com textura hipidiomórfica a idiomórfica e estrutura maciça.

O plagioclásio (An_{20-30}) apresenta-se como cristais subédricos, freqüentemente fraturados e límpidos (sem alteração). Poucos cristais apresentam saussuritização. O K-feldspato (microclínio) encontra-se intensamente sericitizado, em grande parte substituído. A biotita ocorre preferencialmente em níveis orientados, algumas com substituição para muscovita nas bordas. O epidoto mais presente nessas rochas é derivado de alteração de outros minerais, sendo que feições magmáticas ocorrem subordinadamente.

Em meio aos gnaisses migmatíticos ocorrem monzogranitos e granodioritos, com textura porfiroblastica e estrutura milonítica (figura 4.12). Sua composição mineralógica é caracterizada por porfiroblastos de microclínio, anfibólio, plagioclásio, quartzo, biotita e acessórios representados por titanita, apatita, allanita e zircão. Os porfiroblastos estirados imprimem uma estruturação augen em algumas porções, estando em outras intensamente estirados em níveis e filetes. Os anfibólios também apresentam estiramento e rotação em meio a foliação milonítica.

BP-83: granito com estrutura schlieren

BP-83: enclave anfibolítico

BP-84: enclaves anfibolíticos estirados

BP-84: Porfiroclastos de K-feldspato rotacionados

Figura 4.11: Aspectos macroscópicos dos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul.

Figura 4.12: Aspectos macroscópicos dos gnaisses com estrutura milonítica. Estiramento pronunciado principalmente nos porfiroblastos de microclínio, anfibólios e biotita.

Gnaiss Migmatítico de Caieiras

Esta rocha gnaissica foi observada em uma pedreira abandonada no morro de Caieiras, próxima ao *ferry boat* em Guaratuba – PR, e nas proximidades do Morro do Mirante, entre Guaraqueçaba e Serra Negra - PR. É representada por termos gnáissicos de cor cinza, composição granítica, textura inequigranular fina a média, foliados e com bandamento pronunciado por intercalações de bandas com diferentes proporções entre máficos e félsicos. É composta por plagioclásio, K-feldspato e quartzo, com bandas mais ricas em biotita e traços de muscovita, com cristais submilimétricos de granada e turmalina verde (figura 4.13). São observados gnaisses monzograníticos com anfibólio, textura fina com porções médias, cortados por granitos hololeucocráticos com textura predominantemente xenomórfica, onde se destacam cristais euédricos de turmalina (figura 4.13).

Sua foliação é definida pela orientação dos cristais de biotita e muscovita, e pelo próprio bandamento, por vezes cortado por bolsões centimétricos de leucossoma, imprimindo aspecto gnáissico - migmatítico. Texturas de feldspato mimetizando líquidos são observadas nessa rocha. Em algumas porções ocorrem variações mais grossas e profiríticas, que lembram os litotipos da Suíte Morro Inglês, contudo, há um amplo domínio dos termos gnáissicos.

BP-288: Morro de Caieiras / Guaratuba - PR

BP-288: Turmalinas verdes e granada (polariz. //)

BP-288: feldspato com dissolução

BP-15: Morro do Mirante / Serra Negra - PR

Figura 4.13: Fotos das feições macro e micrografias do gnaiss Caieiras. Aspecto bandado com intercalações leucocráticas com biotita, muscovita, granada e turmalina (BP-288). Essas rochas são frequentemente foliadas, com cristais euédricos de granada milimétrica (BP-15).

4.3.2. Sequência Rio das Cobras

Os metassedimentos da Sequência Rio das Cobras ocorrem como faixas alongadas, pouco expressivas, em meio ao complexo ígneo. Predominam biotita-quartzo-xisto, muscovita-quartzo-xisto, calco-xisto, ganada-silimanita-sericita-quartzo-xisto, quartzito, biotita-gnaiss, gnaiss granatífero, anfibolitos e biotititos. Na região de Antonina – PR e nas proximidades do Rio Verde (Serra Gigante) ocorrem mármore calcíticos de coloração cinza escura, intensamente deformado, com dobras em padrão assimétrico e desarmônico, por vezes com flanco rompido. Possui bandamento caracterizado por níveis com diferentes graus de pureza, como níveis com sericita, tremolita e/ou biotita.

É possível reconhecer o acamadamento reliquiar S0 em rochas metapelíticas e metapsamíticas, caracterizado por níveis de cor e composição variadas, espessura centimétrica a métrica, contínuos e por vezes com contato gradacional. Tanto nos quartzitos como nos xistos ocorrem níveis mineralizados com sulfeto disseminado, principalmente com pirita e galena.

Localmente, essas rochas apresentam textura milonítica caracterizada pela presença de micrólitos, dobras intrafoliares, dobras com flanco rompido, porfiroblastos rotacionados com sombra de pressão, quartzo ribbon, mica fish, e sigmóides.

Na região de Guaraqueçaba ocorrem paragneisses com paragênese de metamorfismo na fácies anfibolito alto a granulito. São gnaisses bandados com níveis de granada-silimanita-muscovita-quartzo-xistos, com cristais aciculares de cianita dispostos aleatoriamente (figura 4.14). Por vezes apresentam estrutura milonítica com desenvolvimento de pares S-C, porfiroclastos de granada milimétrica rotacionada e quartzo *ribbon*. Na cachoeira do Salto Morato ocorrem xistos verdes compostos por quartzo, muscovita, fucsita, fibrolita, clorita com restos de plagioclásio, intensamente saussuritizado. Podem ser observados níveis centimétricos ricos em feldspato dobrados, que imprimem o aspecto gnáissico à rocha.

Figura 4.14: Xistos com cianita, granada, silimanita, muscovita e quartzo (BP-256).

BP-133: cianita e biotita

BP-133: silimanita e biotita ± muscovita

BP-145: granada com borda de biotita

Figura 4.15: Fotomicrografias (polarizadores paralelos) de xistos da Sequência Rio das Cobras com paragénese de alto grau.

Em algumas regiões podem ser observadas feições termais e hidrotermais nos metassedimentos da Sequência Rio das Cobras, provavelmente provocadas pela colocação das suítes graníticas do Terreno Paranaguá e da ação de importantes zonas de cisalhamento. Na região da Serra da Prata os metassedimentos da Sequência Rio das Cobras são cortados por veios de quartzo leitoso com espessura variável de 2 cm a 5 m, com pirita, calcopirita e galena. Entre Garuva e Bairro da Glória – SC, a sequência de metassedimentos encontra-se cortada por veios aplíticos de graissens compostos por quartzo, muscovita e feldspato caulinizado (figura 4.16).

Os metassedimentos da Sequência Rio das Cobras ocorrem também como xenólitos internos às suítes ígneas do Terreno Paranaguá, em abundância em certas regiões como nas proximidades de Icapara SP (BP-126) e no *ferry boat* de São Francisco do Sul (BP-75), figura 4.17. Localizam-se relativamente próximos a importantes zonas de cisalhamento que balizam o Terreno Paranaguá. Nestes locais o contato entre a Sequência Rio das Cobras e as suítes graníticas é tectônico, caracterizado por zonas de cisalhamento que afetam tanto as rochas encaixantes, quanto os granitos (figura 4.18).

Figura 4.16: Aspecto intrusivo de injeções de graissens nos metassedimentos da Sequência Rio das Cobras. Saibreira localizada entre Garuva e Bairro da Glória – SC (BP-102).

BP-126: xenólito de quartzito

BP-75: xenólito de filito

Figura 4.17: Xenólitos da Sequência Rio das Cobras em meio ao granito porfírico da Suíte Morro Inglês.

Figura 4.18: Contato por cisalhamento entre granito da Suíte Rio do Poço (lado do martelo) com granada-silimanita-muscovita-quartzo-xisto da Sequência Rio das Cobras. Nota-se a presença de pedaços de granito em meio aos metassedimentos.

Na Zona de Cisalhamento Icapara os xistos da Sequência Rio das Cobras apresentam paragênese típica de metamorfismo de alta pressão e temperatura (BP-133). São xistos de cor avermelhada compostos por quartzo, biotita, muscovita, silimanita, feldspato alcalino, granada e cianita, cristalizados em uma trama finamente foliada, com bandamento composicional. Ocorrem níveis granatíferos e níveis com cianita, intercalados com níveis de muscovita-quartzo-xisto e biotita-quartzo-xisto. A foliação apresenta mergulhos de baixo ângulo predominantemente para sul – sudeste, com indicadores cinemáticos sugestivos de movimentação, como porfiroblastos de feldspato alcalino e pares S-C, com indicação de topo para nor-noroeste.

4.3.3. Suítes Graníticas do Terreno Paranaguá

Foram diferenciadas petrograficamente três grandes suítes graníticas de abrangência regional ao longo do Terreno Paranaguá, nomeadas como (i) Suíte Morro Inglês, (ii) Suíte Rio do Poço e (iii) Suíte Canavieiras – Estrela. Os estudos macro e microscópicos possibilitaram o melhor entendimento dos litotipos graníticos e suas fácies, com diferentes texturas e estruturas. Nem sempre suas relações de contato são observadas em campo, sendo a cartografia realizada com base no predomínio dos diferentes litotipos dessas unidades.

Suíte Morro Inglês

Os granitos denominados de Morro Inglês por Lopes (1987a) na região da Serra da Prata no Estado do Paraná, se estendem desde a Ilha de São Francisco do Sul, em Santa Catarina, até a região de Iguape, em São Paulo. São granitóides facilmente identificados em campo por sua textura porfirítica com fenocristais de feldspato (tipo dente de cheval, figura 4.19). Predominam litotipos leucocráticos, cinza claros, foliados, granulometria média a grossa, com fenocristais de feldspato potássico (2 a 5 cm) que ocorrem normalmente com formas tabulares, e mais raramente oclares. Nesses granitóides predominam feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, anfibólio $\pm$ biotita. Dentre os acessórios merece destaque a presença de titanita, que nas proximidades de Paranaguá e na Serra da Prata pode chegar a dimensões de até 5mm.

Muitas vezes ocorrem enclaves de composição diorítica e quartzo-diorítica, com granulometria fina, formas angulares e esféricas, em dimensões que geralmente não excedem 50cm, a exceção aos corpos que ocorrem nas proximidades de Ariri e Guaratuba, cujas dimensões são decamétricas (figura 4.20).

A Suíte Morro Inglês pode apresentar variedades litológicas com diferentes granulometrias, desde média, grossa a muito grossa, onde os fenocristais atingem dimensões da ordem de 10 cm em certos locais. Frequentemente são foliados e miloníticos, embora na

maioria dos afloramentos esses granitos mostram-se praticamente isotrópicos, ou com feições que podem estar associadas a processos de fluxo magmático. Feições miloníticas são comuns, principalmente nas porções próximas as zonas de cisalhamento transcorrente, observadas na região da Ilha de São Francisco do Sul - SC e Paranaguá – PR.

Nas regiões de Garuva – SC, Serra da Prata – PR, Paranaguá – PR, Guaraqueçaba e Ariri – SP ocorre uma textura bastante peculiar dessa suíte, o manteamento de feldspato alcalino por minerais opacos (óxidos), inclusive com níveis de opacos acompanhando o zoneamento interno dos fenocristais.

BP-126

BP-53

Figura 4.19: Aspecto macroscópico dos granitos porfíricos da Suíte Morro Inglês.

Enclaves de diversas naturezas são frequentemente observados em meio aos granitos. Os enclaves de metassedimentos, xenólitos da Sequência Rio das Cobras, apresentam formas tabulares e / ou irregulares, com dimensões que variam entre 1cm e 1m. Os enclaves máficos podem apresentar composição diorítica ou fonolítica. Os dioritos são expressos por enclaves geralmente ovalados, por vezes com contatos lobados e com feições de assimilação, com dimensões que variam entre 1cm até 6m. Os enclaves alcalinos são expressos por nefelina-fonolitos e sienitos com formas ovaladas, algumas vezes com aspecto estirado, com dimensões que variam entre 1cm e 1m.

BP-65: enclave diorítico

BP-75: enclaves alcalinos

Figura 4.20: Enclaves máficos observados nos granitos da Suíte Morro Inglês, nas proximidades da Transpetro – BR (BP-65) e no Ferry Boat (BP-75), localizados da Ilha de São Francisco do Sul – SC.

Na Suíte Morro Inglês predominam monzogranitos, sienogranitos e granodioritos porfiríticos, com termos ricos em fenocristais de K-feldspatos e em máficos, representados por biotita e/ou anfibólio. Além da presença de enclaves, feições de mistura (*mixing* e *mingling*) com rochas dioríticas são frequentemente observadas nas praias de Matinhos e Guaratuba (PR). Os trabalhos de campo e petrografia possibilitaram o reconhecimento de 4 fácies principais nessa suíte, sendo esta subdivisão de caráter preliminar, levando principalmente em conta as texturas e estruturas das rochas.

Fácies Granito Porfirítico

É composta por monzogranitos, sienogranitos granodioritos e quartzo-monzonitos com textura porfirítica e estrutura maciça, com presença de fenocristais de K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, epidoto, titanita, allanita, apatita e zircão. Os fenocristais de K-feldspato apresentam dimensões próximas a 4,5 cm, com cristais euédricos a subédricos, alguns micropertiticos (figura 4.21). O plagioclásio (An₁₂₋₂₀) apresenta-se como cristais subédricos, por vezes zonados, com dimensão de 5mm em média. A biotita ocorre como pequenos cristais intersticiais com até 2mm, concentradas geralmente em algumas porções da rocha (figura 4.21). O anfibólio (hornblenda) ocorre em pequenas porcentagens, estando em grande parte substituído por biotita. A fase acessória é composta por epidoto, titanita, allanita, apatita e zircão, na maioria das vezes inclusos em outros minerais. Destaque para a textura de manteamento de allanitas por epidoto e epidoto com cristais euédricos, característica de epidoto magmático (figura 4.22). O epidoto pode ocorrer também como produto secundário, associado a alteração das biotitas e hornblendas. Em alguns locais os cristais de titanita podem atingir dimensões de até 2,5 mm.

Na região do Rio Cubatão, nas proximidades da Serra da Prata e ao norte de Guraqueçaba – PR, são observadas texturas de manteamento de máficos nos feldspatos, tanto em suas bordas externas como no interior dos fenocristais, acompanhando o zoneamento magmático (figura 4.23). São níveis de saussurita e óxidos expressos por minerais opacos com formas variadas e irregulares, que em alguns casos podem se concentrar no centro de um cristal de feldspato. Esta textura foi primeiramente descrita por Lopes (1987a) e nomeadas pelo autor como “cubatanitos”, em referência ao Rio Cubatão. Tais feições podem estar associadas a processos de mistura de magmas, sendo também observadas em outros locais, como na parte norte da ilha de Iguape - SP.

BP-53

BP-54

0 2.5 5mm

Figura 4.21: Prancha com fotomicrografias das texturas dos granitos porfíricos da Suíte Morro Inglês: BP-53 (polarizadores cruzados) – biotitas intersticiais e aglomeradas e porções da rocha; BP-54 (polarizadores cruzados): fenocristal de K-feldspato peritítico; BP-76 (polarizadores paralelos): cristais de titanita com até 2,5 mm.

BP-76

A

B

C

D

0 0.5 1mm

E

Figura 4.22: Fotomicrografias da textura de manteamento de epidoto em allanitas (polarizadores // = b, c, e; polarizadores X = a, d). Amostra BP-67b, Morro do Sambaqui, Ilha de São Francisco do Sul – SC.

Figura 4.23: Zonação e óxidos acompanhando a estrutura interna dos fenocristais de K-feldspato (BP-141, região norte de Iguape - SP).

Fácies Foliação Magmática

Muito semelhante a fácies granito porfíritico, individualizada pela presença de uma foliação marcada tanto pela imbricação dos fenocristais de K-feldspato, como pela orientação de níveis máficos. São freqüentes as feições cumuláticas tais como bandas com diferentes proporções entre félsicos e máficos, além de porções enriquecidas e com contato mútuo entre fenocristais (figura 4.24). Em sua trama são observados cristais euédricos de epidoto e manteamento de epidoto em allanitas, indicativas de origem magmática. Apesar de frequentemente foliados, os termos dessa fácies não apresentam deformação e estiramento dos minerais, sendo a foliação caracterizada pela orientação da fábrica (principalmente dos fenocristais).

Nas regiões de São Francisco do Sul – SC e Iguape –SP são observados xenólitos de encaixantes metassedimentares compostos por quartzitos, xistos e filitios rítmicos, com dimensões que não ultrapassam 1 m e formas variadas, desde ovaladas a angulosas. Representam restos das unidades encaixantes desses granitos, provavelmente associados a Sequência Rio das Cobras.

BP-289: Guaratuba - PR

BP-126: Iguape - SP

BP-125: Iguape - SP

BP-57: Matinhos - PR

Figura 4.24: Prancha de fotos com foliação de fluxo magmático, evidenciado pela imbricação dos fenocristais (BP-289 e BP-126) e por feições cumuláticas (BP-125 e BP-57).

Fácies Mixing – Mingling

Esta fácies é caracterizada pela presença de rochas máficas intimamente relacionadas com as rochas félsicas da Suíte Morro Inglês. Os principais afloramentos dessa fácies estão localizados nas praias de Matinhos e Guaratuba, no litoral paranaense.

As rochas máficas são representadas por microgabros, dioritos e quartzo-dioritos com textura fanerítica equigranular fina e afanítica, coloração cinza escura e aspecto maciço (figura 4.25). É composta por plagioclásio (An_{25-35}), anfibólio (hornblenda), clinopiroxênio, titanita, epidoto, K-feldspato e traços de quartzo. Ocorrem em contato com rochas félsicas representadas por monzogranitos, granodioritos e quartzo-monzonitos com textura porfírica, compostos por fenocristais de K-feldspato, plagioclásio (An_{20}), quartzo, hornblenda, biotita e fase acessória composta por apatita, titanita, allanita, epidoto e zircão.

Figura 4.25: Prancha de fotos do afloramento BP-289, no costão de Guaratuba – PR. Feições de mingling e mixing entre monzogranito porfirítico e diorito. a) porções máficas e félsicas intercaladas, cortadas por veios pegmatíticos; b) injeções dioríticas cortando o monzogranito; c) “pedaços” do monzogranito em meio ao diorito; d) bandamento ocasionado pelo processo de mistura.

As porções máficas e félsicas encontram-se intercaladas imprimindo um aspecto bandado na rocha, com contatos nítidos e relativamente contínuos. Essa relação de contato mostra a íntima relação dessas rochas, com passagens graduais, contatos lobados, com porções máficas englobadas pelo magma félsico, e porções félsicas englobadas pelo magma máfico (figura 4.26). Nas porções máficas, próximas às zonas de contato, podem ser observados fenocristais de K-feldspato capturados.

Em algumas porções são observados aspectos de injeção do magma máfico nas porções félsicas, porém, em outras pode-se observar aspectos de injeção do magma félsico nas porções máficas. Podem ser observadas porções híbridas resultantes da mistura dos dois componentes, onde se observam monzodioritos, quartzo-monzodioritos e granodioritos.

Figura 4.26: Contatos lobados e feições de assimilação. Magma mixing e minglin no afloramento BP-58, costão da Praia de Matinhos – PR.

Fácies Estrutura Milonítica

Esta fácies é representada por sienogranitos e monzogranitos porfiríticos com estrutura protomilonítica e gnáissica (figura 4.27), compostos por fenocristais de K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio, epidoto, titanita, apatita, allanita e zircão. Podem apresentar quebramento (principalmente dos fenocristais) e estiramento (quartzo, feldspato e biotita) na fábrica mineral.

Os fenocristais de K-feldspato, com dimensões entre 1,5 – 3 cm, são freqüentemente pertitizados e fraturados, por vezes apresentando feições de estiramento. O plagioclásio (An₁₀₋₂₀) apresenta-se intensamente saussuritizado, e alguns cristais podem mostrar ondulações nas maclas. A biotita, geralmente sub-milimétrica, pode ocorrer como cristais de até 2mm com extinção ondulante (também com clivagens onduladas). O quartzo apresenta extinção ondulante e pode apresentar feições de estiramento (*ribbon*).

Em locais restritos às zonas de cisalhamento, podem ocorrer termos miloníticos e gnáissicos, com deformação da trama mais pronunciada. É o caso das zonas de cisalhamento Icapara (porção norte do Terreno Paranaguá), Alexandra e Palmital (porções central e sul do Terreno Paranaguá). Nestes locais são observadas feições de recristalização dinâmica nos fenocristais de K-feldspato, com estruturas em *bulging* e rotação de subgrão (mais restritas), indicando temperaturas da ordem de 400 até 500°C (Stipp *et al.*, 2002; Passchier e Trouw, 2005). Segundo Stipp *et al.* (2002) os processos de recristalização dinâmica ocorrem associados à temperatura crescente de bulging (280-400°C) para rotação de subgrãos (400-500°C) e migração de borda de grãos (> 500°C). Esta variação pode ser observada nas rochas da Suíte Morro Inglês quando próximas das zonas de cisalhamento (figura 4.28).

Outro aspecto relacionado a deformação imposta as rochas da Suíte Morro Inglês é o relativo enriquecimento em sílica e resumo dos minerais máficos em termos intensamente deformados. Ao longo da Zona de Cisalhamento Palmital podem ser observados granitóides

ricos em quartzo e quartzolitos com intenso estiramento dos minerais e máficos resumidos em sericita.

BP-118: Iguape - SP

BP-196: Vila Santa Maria, Ariri - SP

Figura 4.27: Fotos dos termos protomiloníticos (BP-118) e miloníticos (BP-196) da Suíte Morro Inglês. Os dois exemplos ilustrados referem-se a superfícies de baixo ângulo de mergulho.

BP-65: São Francisco do Sul - SC

BP-67: São Francisco do Sul - SC

BP-91: Zona de Cisalhamento Palmital

BP-94: Zona de Cisalhamento Palmital

Figura 4.28: Fotomicrografias tiradas em lupa (polarizadores //): Detalhe do estiramento das bordas no K-feldspato (BP-65) e feições de cataclasamento e cominuição dos minerais (BP-67). Na zona de Cisalhamento Palmital (polarizadores X): fraturas preenchidas nos fenocristais (BP-91) e rotação com sobra de pressão com cinemática sinistral (BP-94).

Fácies Aplito e Pegmatito

As fases magmáticas finais da Suíte Morro Inglês são expressas por veios e diques micrograníticos e aplíticos hololeucocráticos, com textura equigranular fina e afanítica, que nitidamente cortam os demais litotipos (figura 4.29). Podem ocorrer em direções e espessuras variadas, desde 2 cm até 3 m de largura, geralmente com formas tabulares. Em alguns locais apresentam aspecto irregular e dobrado, em estruturas que não aparentam estar relacionadas as deformações impostas por qualquer agente tectônico.

Também são observados veios pegmatíticos compostos principalmente por plagioclásio e biotita supercrescidos atingindo dimensões de até 5 cm, com quartzo intersticial e com frequente presença de turmalina, como observado na Ilha do Mel - PR. Em algumas regiões, como na pedreira Nova Prata em Matinhos – PR, foram observados cristais de fluorita com dimensões milimétricas com aspecto de preenchimento de fraturas.

Figura 4.29: Veios micrograníticos (a) e aplíticos (b) cortando as rochas das diferentes fácies da Suíte Morro Inglês. Ponto BP-289, costão da Praia de Guaratuba – PR.

Fácies Vila Santa Maria

Esta fácies é representada por veios leucograníticos de dimensões na maioria das vezes centimétricas, podendo alcançar até 1,5 m de espessura (figura 4.30). Apresentam formas variadas, como injeções irregulares ou diques tabulares em direções diversas, algumas vezes se entrecortando mutuamente. Com menos frequência podem ocorrer como bolsões micrograníticos com dimensões decimétricas, observados em meio as rochas das suítes Morro Inglês e Canavieiras – Estrela e em gnaisses do Complexo São Francisco do Sul. De modo geral, esses diques e veios ocorrem encaixados em litotipos deformados, na maioria miloníticos, algumas vezes cortando as estruturas, outras grosso modo concordantes.

Predominam rochas hololeucocráticas com textura afanítica ou com granulometria fina e textura equigranular, isótopos e raramente com foliação. São compostos por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, pouca biotita, podendo conter traços de anfibólio. Ocorrem como

pequenos corpos ao longo de grande parte do Terreno Paranaguá, sendo mais expressivo nas proximidades da Vila Santa Maria, Ariri – SP, e na região de Guaratuba - PR. Nestas regiões observa-se os leucogranitos da fácies Vila Santa Maria nitidamente cortam os granitóides das outras fácies da Suíte Morro Inglês.

BP-55: Pedreira Nova Prata, Matinhos - PR

BP-55: Pedreira Nova Prata, Matinhos - PR

Figura 4.30: Veios de leucogranitos finos, aplitos e tonalitos, com formas e direções variadas, com espessura centimétrica, encaixados em litotipos deformados.

BP-196: Vila Santa Maria, Ariri - SP

Localmente, essas rochas aparentam feições de recrystalização associada a processos de fusão parcial associada a processos de milonitização dos granitos das Suíte Morro Inglês. No ponto BP-148, nas proximidades da Zona de Cisalhamento Icapara, ocorrem texturas como mimetização do feldspato, quartzo com extinção tipo tabuleiro de xadrez e porções de leucocráticas ricas em turmalinas centimétricas. Nesses locais, são observados indícios de processos metamórficos nos granitos porfiríticos (encaixantes dos veios leucocráticos), com intenso estiramento dos fenocristais e presença de granada. Os veios leucocráticos ocorrem algumas vezes concordantes, outras de forma discordante à estruturação de sua encaixante.

Suíte Rio do Poço

Esta suíte é composta por corpos graníticos leucocráticos, de coloração cinza clara, granulometria inequigranular média, que podem se apresentar foliados ou isótopos. Foram denominados de Suíte Rio do Poço por Lopes (1987a) na região de Paranaguá, e ocorrem por toda extensão do Terreno Paranaguá (desde São Francisco do Sul - SC até Iguape – SP). São

constituídos por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. Na maioria dos casos, as feições estruturais e de contato não são conclusivas para a determinação do *emplacement* desta suíte, porém, sugestões observadas na região de Iguape apontam indícios de contato tectônico com os granitos da Suíte Morro Inglês (figura 4.31).

Algumas das características peculiares observadas nas rochas dessa suíte é a presença de biotita e muscovita e de enclaves microgranulares com formas e dimensões variadas, compostos quase que essencialmente por biotita. Destaca-se a presença mútua de biotita e muscovita com contatos nítidos e regulares sugere formação primária de ambos. A exemplo da Suíte Morro Inglês, nesta suíte também são observadas texturas com epidoto mantendo cristais de allanita e com formas euédricas, feições sugestivas de origem magmática.

Ao norte de Guaraqueçaba chama atenção a presença de leucogranitos com textura do tipo Rapakivi, com mateamento de albita em K-feldspato. São sienogranitos porfiríticos com textura hipidiomórfica e isótropa.

BP-10

BP-134

Figura 4.31: Afloramento da Suíte Rio do Poço nas proximidades da BR-277 (BP-10). Observações de campo sugerem contato tectônico entre as suítes Rio do Poço e Morro Inglês, embora muitas vezes essas observações não sejam conclusivas (BP-134).

Foram diferenciadas preliminarmente, função principalmente de variações texturais e mineralógicas, três fácies da Suíte Rio do Poço, denominadas informalmente de fácies leucogranito com duas micas, fácies leucogranito fino e fácies rapakivi.

Fácies Leucogranito com Duas Micas

Esta fácies é representada principalmente por sienogranitos e monzogranitos com texturas xenomórfica e hipidiomórfica, inequigranular média (cristais com até 5 mm, figura 4.32). Apresentam estruturas maciças ou foliações de fluxo magmático, sendo sua trama composta por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, epidoto, muscovita, allanita, apatita e zircão. O K-feldspato destaca-se podendo atingir dimensões de 5mm, subédrico e freqüentemente pertitzado. O plagioclásio (An₁₀₋₁₇) apresenta dimensões de até 2mm, e por

vezes ocorre incluso em cristais maiores de K-feldspato, ou mesmo como cristais anédricos intensamente saussuritizados. O quartzo pode apresentar feições de recristalização, tal como contatos polygonizados.

Chama atenção a ocorrência de biotita e muscovita, com contatos regulares e definidos, sugerindo ambas serem de origem magmática. Podem ocorrer enclaves máficos compostos quase que essencialmente por biotitas, com formas ovaladas e dimensões não muito maiores do que poucos centímetros. Ocorre epidoto magmático, como cristais euédricos e mantendo allanita, sendo comumente reconhecido como inclusão nas biotitas. Destaca-se também a presença de cristais de apatita com dimensões de até 1,2mm, em porcentagem relativamente alta (2%), figura 4.32.

A foliação magmática é definida por bandamento composicional caracterizado por zonas com variação na porcentagem de máficos, feição que não define planos perfeitos para tomada de atitudes.

Figura 4.32: Prancha com fotomicrografias 5 (a, b, c): Detalhe do leucogranito com duas micas (amostra BP-68). Também se destacam cristais de apatita com dimensões relativamente grandes (polarizadores // = a, c; polarizadores X = b)

Fácies Leucogranito Fino

É representada por sienogranitos e monzogranitos com textura equigranular fina, coloração cinza clara, compostos por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, sendo sua fase acessória composta por apatita, allanita, epidoto e zircão (figura 4.33). Em algumas porções ocorrem megacristais de feldspato subédrico, em pouca porcentagem e de forma

esparso. Nos litotipos desta fácies ocorrem cristais submilimétricos de pirita, disseminados ou concentrados em porções nodulares.

Freqüentemente apresentam foliação de fluxo magmático marcada por bandas com diferentes porcentagens de minerais máficos, ou até pela orientação das biotitas, embora irregular, definindo o *trend* geral do fluxo em alguns afloramentos.

Na pedreira da Ribeira localizada na região de São Francisco do Sul – SC, são observados enclaves máficos bandados, com formas e dimensões variadas podendo atingir até 1,5 m (figura 4.33). São gnaisses anfibolíticos compostos por hornblenda e plagioclásio (An₂₀₋₂₅), com estrutura estromática e dobrada. Alguns enclaves apresentam aspecto de assimilação por parte do leucogranito fino.

BP-77: São Francisco do Sul - SC

BP-77: São Francisco do Sul - SC

BP-114: Joinville

BP-73: São Francisco do Sul - SC

Figura 4.33: Prancha com detalhes macroscópicos e microscópico dos leucogranitos finos, com textura predominantemente xenomórfica (BP-77). Presença de enclaves de gnaiss anfibolítico (BP-73) e ricos em biotita (BP-114).

Fácies Rapakivi

Nas proximidades de Guaraqueçaba – PR ocorrem sienogranitos e monzogranitos porfiríticos, com textura hipidiomórfica a xenomórfica, estrutura maciça, sendo sua trama composta por fenocristais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, apatita, allanita e zircão. Os fenocristais de K-feldspato são euédricos e subédricos com dimensões de até

3cm, apresentando freqüentemente bordas de albita (textura rapakivi, figura 4.34). O plagioclásio (An_{8-17}) ocorre como cristais subédricos e anédricos com dimensões sub-centimétricas, geralmente saussuritizados. O anfibólio (hornblenda) apresenta cristais subédricos a anédricos, com dimensões de até 3mm, freqüentemente associado com óxidos, sericita e epidoto (alteração). A biotita ocorre comumente com bordas substituídas por sericita e epidoto. Dentre os acessórios destaca-se a titanita, podendo ocorrer como cristais euédricos de aproximadamente 2mm.

Na região continental de São Francisco do Sul ocorrem sienogranitos leucocráticos, com biotita $\pm$ anfibólio, textura inequigranular média xenomórfica a hipidiomórfica. Ocorrem enclaves máficos ovalados compostos quase que exclusivamente por biotita, com alguns cristais submilimétricos de epidoto. Nesta rocha ocorrem texturas de mateamento de máficos em megacristais de feldspatos, típicas de processos de hibridismo.

BP-13

BP-13

BP-114

BP-114

Figura 4.34: Rochas híbridas da Suíte Rio do Poço. Aspecto macroscópico e microscópico dos leucogranitos com textura tipo Rapakivi (BP-13 e BP-14); na fotomicrografia (polarizadores X) a borda de albita mostra intensa saussuritização. Leucogranito com enclaves ricos em biotita e textura de manteamento máfico em megacristais de feldspato.

Suíte Canavieiras – Estrela

Os litotipos desta suíte correm a oeste da Serra da Prata - PR, ocupando a porção ocidental da Serra de Cubatãozinho – PR e SC, onde foram denominados por Lopes (1987a) de Granito Canavieiras e Granito Estrela. Também afloram na região de Antonina – PR, com ocorrência mais restrita a oeste de Guaraqueçaba. Constituem corpos alongados que balizam o contato oeste do Terreno Paranaguá com os gnaisses granulíticos da Microplaca Luis Alves (figura 4.35). Esse contato é marcado por importantes zonas de cisalhamento, onde esses granitóides apresentam-se milonitizados. Não foram observadas relações de contato conclusivas entre esses granitóides (Canavieiras-Estrela) e os demais (Morro Inglês e Rio do Poço), porém, são reconhecidos em campo por apresentarem-se frequentemente deformados e com aspecto de cataclasamento, o que sugere a ação de falhas na colocação de seus litotipos. São em grande parte leucocráticos, equi a inequigranulares, composto por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e / ou anfibólio. Comumente observam-se enclaves e níveis anfibolíticos (com dimensões centimétricas e métricas), com formas ovaladas, estiradas e *boudins*, em alguns locais formando níveis de enclaves.

A Suíte Canavieiras-Estrela é constituída por quartzo-monzodioritos, leuco-granodioritos e monzogranitos, onde ocorrem termos porfíricos e inequigranulares, com máficos representados por biotita e anfibólio (biotita $\pm$ anfibólio ou anfibólio $\pm$ biotita). Texturas com epidoto magmático nem sempre estão presentes em seus litotipos, feição esta muito comum na Suíte Morro Inglês. Comparativamente, a Suíte Canavieiras-Estrela apresenta menor volume de máficos e de megacristais de K-feldspato em relação Suíte Morro Inglês.

Aqui tratados de forma conjunta, os litotipos dos granitos Canavieiras-Estrela se distinguem por características estruturais, onde alguns termos apresentam deformação com estrutura milonítica, ausente em outros. Afora suas diferenças estruturais, apresentam importantes semelhanças petrográficas, além de estarem localizados geograficamente lado a lado. Foram reconhecidas 4 fácies na Suíte Canavieiras-Estrela, com diferenças mineralógicas e, principalmente, estruturais.

BP-107: São Francisco do Sul (continente) - SC

BP-54: Estrada da Limeira - PR

Figura 4.35: Fotos com os diferentes aspectos macroscópicos dos termos pertencentes a Suíte Canavieiras – Estrela. Rochas com textura xenomórfica (BP-107) e com aspecto gnáissico (BP-54).

Fácies Granito Xenomórfico

Esta fácies foi caracterizada por Lopes (1987b) nas proximidades do Rio Cubatãozinho, como Granito Estrela (figura 4.36). São granitos leucocráticos, cinza claros e cinza rosados, com textura inequigranular xenomórfica em sua maioria, compostos por K-feldspato, plagioclásio (An_{15-20}), quartzo e anfibólio e subordinadamente biotita, com fase acessória composta por titanita, allanita, epidoto, apatita e zircão. Podem ocorrer termos com aspecto porfirítico com megacristais de K-feldspato com 1 cm em média.

É composta por monzogranitos, granodioritos, quarto-monzodioritos, quartzo-monzonitos e subordinadamente por sienogranitos. Nestas rochas o K-feldspato ocorre tanto como megacristais subédricos de até 1 cm, quanto como grãos menores anédricos, podendo ocorrer zoneamento interno. Em alguns termos ocorre textura micrográfica, com intercrescimento entre K-feldspato e quartzo. O plagioclásio ocorre como cristais anédricos com dimensões de até 3 mm, frequentemente saussuritizados. O anfibólio (hornblenda) ocorre como cristais anédricos e subédricos, freqüentemente com inclusões de titanita e bordas de alteração com substituição para epidoto. O quartzo ocorre nos interstícios dos demais minerais, em algumas porções com aspecto de recristalização (figura 4.37).

Os litotipos desta fácies apresentam tramas afetadas por deformação rúptil a rúptil-dúctil com predomínio das feições de quebraimento, impressa em todos os minerais, e feições dúcteis como ondulação nas maclas do plagioclásio, ondulação das clivagens da biotita (*mica fish*) e estiramento do quartzo (*ribbon*). É comum a presença de pequenos veios irregulares de pseudotaquilito, provavelmente produto da intensificação da fricção intergranular. Em regiões próximas a Zona de Cisalhamento Palmital, nos arredores de Garuva – SC, ocorrem feições cataclásticas mais pronunciadas em granitos brechados e cataclasitos.

BP-42

BP-47

Figura 4.36 Aspecto macroscópico dos granitos xenomórficos da Suíte Canavieiras – Estrela (afloramento localizados na Estrada da Limeira, entre Morrete – PR e Garuva - SC).

BP-42

BP-47

Figura 4.37: Fotomicrografias tiradas em lupa dos granitos xenomórficos da Suíte Canavieiras – Estrela. Quartzo com feição de recristalização (BP-42 / polarizadores X) e textura micrográfica no intercrescimento entre K-feldspato e quartzo (BP-47 / polarizadores //).

Fácies Granito Protomilonítico

Esta fácies foi caracterizada por Lopes (1987a, 1987b) e Siga Junior (1995) como pertencentes ao Granito Canavieiras, descrito primeiramente nas proximidades do Rio Canavieiras. Apresenta deformação de caráter dúctil-rúptil, com feições de recristalização e estiramento, gerando rochas graníticas com textura blasto-porfirítica, com cisalhamento e cominuição dos minerais (figura 4.38).

Apresentam mineralogia composta por K-feldspato, plagioclásio (An_{15-20}), quartzo, biotita, sericita, epidoto, titanita, apatita, allanita e zircão. Os fenocristais / porfiroclastos de K-feldspato são pertíticos e encontram-se intensamente fraturados, alguns com feições de recristalização dinâmica nas bordas (figura 4.38). O plagioclásio ocorre como cristais fraturados e intensamente saussuritizados. O quartzo mostra evidências tanto de deformação rúptil (quebramento) como dúctil (*ribbon*). A biotita encontra-se em grande parte substituída por epidoto e sericita, na maioria das vezes ocorrendo como estruturas fantasma. O epidoto

também pode ocorrer preenchendo micro-veios. Podem ser reconhecidas texturas de manteamento de epidoto em allanita, ora parcialmente destruídas pela deformação.

Nas proximidades do delta do Rio Nhundiaquara em Antonina – PR são observadas feições de recristalização dinâmica nos fenocristais de K-feldspato, com estruturas em *bulging*, rotação de subgrão e migração de borda (mais restritas), indicando que a deformação dessas rochas atingiu temperaturas da ordem de 400 a 500°C (Stipp *et al.*, 2002; Passchier e Trouw, 2005).

BP-87: Forte Marechal Luz São Francisco do Sul - SC

BP-87: polarizadores X

BP-117: Saibreira / Guaratuba - PR

BP-117: polarizadores X

Figura 4.38: Prancha com fotos e fotomicrografias das rochas protomiloníticas da Suíte Canavieiras – Estrela. Texturas com recristalização dinâmica dos feldspatos, com rotação de subgrão (BP-87) e *bulging* recrystallization, com cristal de allanita manteada por epidoto (BP-117).

Fácies Granito Milonítico

Esta fácies ocorre associada a importantes zonas de cisalhamento e sua abrangência muitas vezes é limitada em faixas métricas. Além das zonas de cisalhamento que balizam o Terreno Paranaguá, podem ser reconhecidas em estruturas internas ao terreno, notadamente na porção oeste da Serra da Prata, próximas ao contato com os litotipos da Suíte Morro Inglês.

São rochas graníticas milonitizadas em diferentes intensidades, se apresentando até como ultramilonitos, comumente confundidos com xistos em campo (figura 4.39). A foliação milonítica é bem definida pelo estiramento dos porfiroclastos de K-feldspato e pela intercalação

de níveis ricos em sericita com níveis quartzo - feldspáticos microcristalinos. Os porfiroclastos de K-feldspato atingem a dimensões de até 5mm, apresentando feições de recristalização dinâmica (figura 4.39), como rotação de sub-grão e/ou migração de borda, indicando temperaturas superiores a 500°C (Stipp *et al.*, 2002). O quartzo ocorre em cristais de até 1mm, frequentemente estirados, em forma de *ribbons* ou sigmóides.

Figura 4.39: Foto macroscópica do granito gnaiss com foliação milonítica e fotomicrografia (polarizadores X), detalhe da foliação milonítica (BP-41: Estrada da Limeira).

Esta fácies é representada principalmente por sienogranitos, granitóides ricos em quartzo e quartzolitos, onde o enriquecimento em sílica pode estar associado aos processos de deformação. Destaca-se a distribuição dessas rochas próximas a importantes zonas de cisalhamento transcorrentes, a exemplo da Zona de Cisalhamento Palmital, uma das mais importantes no contexto das áreas limítrofes do Terreno Paranaguá.

Fácies Granito Fino a Médio

Esta suíte é representada por sienogranitos com textura equigranular fina a média, com termos foliados e xenomórficos que ocorrem como corpos pouco expressivos em meio ao domínio dos granitos porfiríticos da Suíte Morro Inglês, porém, com importantes semelhanças petrológicas com as rochas da Suíte Canavieiras–Estrela (figura 4.40). Embora não tenham sido observadas relações de campo conclusivas, ocorrem blocos desta unidade em contato planar com os litotipos porfiríticos da Suíte Morro Inglês. São sienogranitos leucocráticos, cinza claros e cinza rosados, compostos por K-feldspato, quartzo, plagioclásio (An_{20}), biotita, titanita, apatita, allanita e zircão, com epidoto magmático. Frequentemente apresentam foliação de fluxo magmático, por vezes imprimindo aspecto bandado a seus termos.

BP-104: São Francisco do Sul (continente) - SC

Foto da amostra do afloramento BP-104.

Figura 4.40: Fotos do aspecto macroscópico dos granitos da Suíte Canavieiras – Estrela que ocorrem em meio aos granitos porfíricos da Suíte Morro Inglês.

4.3.4. Província Serra da Graciosa

Foram visitados afloramentos dos plútons Anahangava, Marumbi, Graciosa, Mandira e Serra do Cordeiro, na maioria representados por sienogranitos com biotita, álcali-feldspato granitos com anfibólio e sienitos. Esses granitos formam unidades de relevo destacadas, com as maiores altitudes da região sul (figuras 4.41 e 4.42). Possuem textura hipidiomórfica e raramente xenomórfica, inequigranular média a grossa, compostos por K-feldspato com mesopertita, plagioclásio (An_{5-10}), anfibólio sódico, biotita, com minerais acessórios principalmente representados por apatita, zircão e titanita. Subordinadamente são observados termos monzogranitos com textura e mineralogia semelhantes, a não ser pela presença de anfibólio cálcico e pela maior porcentagem de biotita.

Figura 4.41: Foto da Serra do Marumbi (PR), composta por granitos tipo-A da Província Serra da Graciosa.

Figura 4.42: Vista NW da Serra do Mandira,, composta por granitos da Província Serra da Graciosa.

Os granitos Anhangava, Marumbi Graciosa e Mandira (figura 4.43) apresentam importantes semelhanças petrográficas, onde foram observados 3 litotipos distintos, caracterizados por feições de mistura indicativas de componentes híbridas. O termo mais comum é caracterizado por leucogranito rosado com granulometria média a fina, compostos por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita em uma trama hipidiomórfica, onde podem ocorrer quartzo e plagioclásio manteados por biotita. O segundo termo, bastante expressivo na pedreira da Basalto 8, em Quatro Barras – PR, é expresso por granito cinza com textura inequigranular e granulometria fina, composto por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, anfibólio e biotita. Subordinadamente, foram observados termos cinza esverdeados com composição sienítica, textura inequigranular e granulometria média, composto por plagioclásio, feldspato alcalino, anfibólio e quartzo. Alguns cristais de feldspato ocorrem sob formas tabulares e cor esverdeada. É comum a presença de enclaves máficos de cor cinza escuro e composição fonolítica. Nos granitos Marumbi e Graciosa foram observados xenólitos de gnaisses granulíticos com formas facetadas e dimensões centimétricas.

O Granito Cordeiro é predominantemente composto por monzogranitos, coloração cinza clara ou cinza rosada, caracterizado por termos porfíricos com biotita e anfibólio, textura hipidiomórfica inequigranular média com megacristais de feldspato alcalino.

a
BP-203

b
BP-200

Figura 4.43: Fotos com aspecto macroscópico das rochas da Província Serra da Graciosa, com sienogranitos (a) e quartzo-sienitos (b) com textura hipidiomórfica. Amostras do Granito Mandira, nas proximidades da localidade de Itapitangui – SP.

5. CONTEXTO ESTRUTURAL

A análise estrutural do Terreno Paranaguá foi realizada através da descrição e observação em campo das diferentes estruturas tectônicas presentes, suas relações geométricas e cinemáticas, hierarquização com base em critérios de superposição, além do tratamento e interpretação dos resultados com o auxílio de estereogramas, perfis e mapas.

A área de estudo abrange compostas por diferentes unidades litológicas, submetidas a mais de uma fase de deformação. Neste contexto, as foliações encontram-se heterogeneamente desenvolvidas, sendo a penetratividade aqui considerada como uma característica relativa ao seu contexto tectônico. Porém, as diferentes unidades aqui estudadas apresentam semelhanças estruturais relacionadas às deformações impostas durante o processo de justaposição.

A geologia estrutural do Terreno Paranaguá foi analisada em micro-escala (lâminas delgadas), meso-escala (em afloramentos) e macro-escala (em imagens aéreas e orbitais). São observadas estruturas relacionadas a processos de dobramentos e cisalhamentos com estilos e naturezas dúctil e rúptil-dúctil, compatíveis com deformações em nível estrutural médio e inferior. Sobreposto a essas deformações, a fase rúptil afeta toda a extensão do Terreno Paranaguá com fraturas e falhas normais, lístricas, *horst* e *grabens*, estruturas comumente observadas nas direções NW-SE e E-W, associadas a abertura do Oceano Atlântico e a processos neotectônicos.

A análise multiescala foi realizada através de estudos de campo, microestrutural, tratamento das superfícies em estereogramas, acoplados a análise de imagens de satélites e geofísicas. De modo geral, o Terreno Paranaguá apresenta estilos estruturais distintos em suas porções norte e sul. Na porção sul há um evidente predomínio de superfícies de alto ângulo de mergulho, associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes e dobramentos assimétricos. Nas porções central e norte, por outro lado, as superfícies de baixo ângulo de mergulho são mais penetrativas, estando associadas a zonas de cisalhamento de cavalgamento e dobramentos isoclinais. Desse modo, a apresentação dos dados estruturais é aqui realizada de forma segmentada, através de perfis que abrangem as rochas do Terreno Paranaguá e terrenos vizinhos, nas regiões norte (Iguape e Ariri - SP), central (Antonina e Guaraqueçaba - PR) e sul (Serra da Prata, Guaratuba – PR e São Francisco do Sul – SC).

As diferenças dos estilos estruturais observados nas porções sul e norte do Terreno Paranaguá está diretamente relacionada à zonas de cisalhamento que aturam na justaposição dos diferentes terrenos tectônicos do sudeste brasileiro. Essas zonas de cisalhamento são caracterizadas por rochas protomiloníticas e miloníticas, com desenvolvimento de texturas e

estruturas tais como pares S-C, *boudins*, *ribbons*, sigmóides e grãos rotacionados. Ocorrem filonitos em faixas restritas ao traçado das grandes estruturas e em falhas menores associadas, onde o estiramento e a intensa recristalização dos minerais dificultam o reconhecimento em campo do protolito.

As principais zonas de cisalhamento que balizam o Terreno Paranaguá correspondem a grandes estruturas delineadas com o auxílio de imagens SRTM e geofísicas, com traçado na escala 1:100.000 (figura 5.1). Para o traçado dos lineamentos da porção sul foram utilizados os dados do Projeto Serra do Mar Sul (dados magnetométricos e gamaespectrométricos), enquanto na porção norte os dados geofísicos referem-se ao levantamento Rio de Janeiro – São Paulo (apenas dados magnetométricos – figura 5.2). Os lineamentos foram traçados através de classificação supervisionada com os dados de campo, sendo representados por estruturas de abrangência regional que afetam tanto as unidades do Terreno Paranaguá, quanto os terrenos vizinhos pertencentes as microplacas Curitiba e Luis Alves.

Figura 5.1: Composição de imagens SRTM e gamaespectrometria (contagem total U-Th-K) para o traçado dos lineamentos da porção sul do Terreno Paranaguá (fonte dos dados geofísicos: Projeto Serra do Mar Sul).

5.1. PORÇÃO SETENTRIONAL DO TERRENO PARANAGUÁ

Nos perfis geológicos realizados nos trechos entre Iguape e a rodovia BR-116 (perfil G-G'-H), Ariri e Jacupiranga (perfis E-F, E'-F'), figura 5.4, observa-se uma foliação Sn penetrativa, de baixo a médio ângulo, presente tanto no âmbito das rochas graníticas do Terreno Paranaguá (suítes Morro Inglês e Rio do Poço), quanto nas seqüências metassedimentares. Uma foliação com o mesmo padrão foi caracterizada nos terrenos gnáissicos pertencentes ao Complexo Atuba - Microplaca Curitiba. Trata-se de uma superfície de direção geral próxima a E-W, de baixo a médio ângulo (10-40°), desenvolvida em regime tectônico rúptil – dúctil ou francamente dúctil.

Figura 5.3: Imagem SRTM com a localização do perfil Iguape – BR-166 e pontos de afloramento visitados.

Essa superfície Sn se mostra heterogênea ao longo dos perfis, sendo muitas vezes representada por importantes cisalhamentos, com intenso estiramento mineral, lenticularização, recristalização, desenvolvimento de sigmoides, feldspato rotacionados e pares S-C. Representa

uma primeira fase de deformação (S1) nos granitos do Terreno Paranaguá (Suítes Morro Inglês e Rio do Poço), e pelo menos uma segunda fase de deformação (S2) no âmbito das rochas metassedimentares (quartzitos, cálcio-silicáticas e filitos da Sequência Rio das Cobras) e biotita gnaisses, anfibólio-biotita-gnaisses, migmatitos e anfibolitos admitidos como pertencentes ao Complexo Atuba (dobras intrafoliares, microlitons, dobras com flanco rompido, figura 5.5). Essas superfícies são associadas a importantes zonas de cisalhamento de cavalgamento que colocam em contato tectônico diferentes unidades.

Figura 5.4: Imagem SRTM com a localização do perfil Ariri – Serra do Mandira - Jacupiranga e os pontos de afloramento visitados.

A foliação S_n se mostra plano axial de dobras isoclinais centimétricas e métricas, sub-horizontais (D2), com flancos rompidos, observadas principalmente em rochas gnáissicas que ocorrem no trecho de serra entre Iguape e a BR-116 (afloramentos BP-165 e 172, figura 5.5). As lineações de estiramento mineral associadas a estruturas com sombras de pressão assimétricas, superfícies S-C e porfiroblastos sugerem transporte tectônico de SSE para NNW.

Figura 5.5: Foto do afloramento BP-172 (próximo a BR-116), gnaiss pertencente ao Complexo Atuba – Microplaca Curitiba. Estruturação com dobras de flanco rompido com vergência para NNW.

Nas seqüências metassedimentares o acamadamento reliquiar S_0 pode ser identificado principalmente por diferenças de coloração, composição e granulometria. Ao longo dos perfis realizados na porção norte, observa-se que a foliação S_n , de baixo a médio ângulo, apresenta-se ondulada, crenulada, dobrada isoclinalmente ou mesmo transposta por uma superfície S_{n+1} , com direções regionais próximas a S_n (WNW-ESSE) e mergulhos oblíquos de médio a alto ângulo (figuras 5.6 e 5.7). Essa superfície muitas vezes transpõe completamente S_n , sendo caracterizada por intenso estiramento, recristalização de minerais e desenvolvimento de porfiroblastos, porfiroclastos rotacionados e *boudins*, representando zonas de cisalhamento transcorrentes, com indicadores cinemáticos que sugerem movimentação predominantemente sinistral. É o caso da Zona de Cisalhamento Serrinha, com mergulhos da ordem de 70° a 80° (Passareli, 2001).

Figura 5.6: Dobramentos com foliação plano axial S_{n+1} , observados em filitos com intercalações quartzíticas (afloramento BP-218, perfil Ariri - Jacupiranga).

Figura 5.7: Zonas de cisalhamento de baixo ângulo desenvolvidas nos paragneisses com granada-silimanita e cianita, Complexo Turvo-Cajati (Microplaca Curitiba). Tension gashes com preenchimento de quartzo leitoso (BP-152, perfil Iguape – BR-116).

No âmbito dos metassedimentos são observadas, adicionalmente, crenulações ou mesmo dobramentos abertos e cilíndricos que afetam S_0 , S_n e S_{n+1} , com eixos horizontalizados e

direções gerais NWW-SEE e NNE-SSE. Representam dobramentos tardios que afetam Sn e Sn+1 (figura 5.8). As superfícies plano axiais desses dobramentos são representadas principalmente por uma clivagem espaçada Sn+2, pouco penetrativa em algumas regiões.

BP-218

BP-167

Figura 5.8: Dobramentos abertos (Sn+2) com eixo sub-horizontalizado (afloramento BP-218, perfil Ariri - Jacupiranga). Foliação de alto ângulo da zona de Cisalhamento Serrinha (afloramento BP-167, perfil Iguape – BR-116).

5.1.1. Dados da região de Iguape

No perfil geológico Iguape – BR 116 (figura 5.3) as rochas graníticas das suítes Morro Inglês e Rio do Poço, bem como os litotipos gnáissicos e gnáissico-migmatíticos, possuem uma foliação principal penetrativa, com direção geral NEE-SWW e mergulhos de baixo a médio ângulo para S-SE e vergência para N-NW. Os dados estruturais de Sn, quando analisados em diagrama de Schmidt-Lambert (projeção polar) mostram uma concentração dessas superfícies no quadrante NW, com mergulhos de baixo a médio ângulo para S-SE, tanto nos granitos das Suítes Morro Inglês e Rio do Poço, quanto nos gnaisses (figura 5.9). Os litotipos gnáissico-migmatíticos apresentam maior dispersão dessas superfícies (quadrantes NW e SE), com mergulhos também de baixo a médio ângulo, ora para NNW, ora para SSE. Adicionalmente, nesses diagramas pode ser observada uma dispersão das superfícies Sn que pode estar relacionada aos dobramentos tardios, observados na maioria dos afloramentos deste setor, notadamente dos litotipos gnáissicos e metassedimentares (figuras 5.5, 5.6 e 5.8). Referem-se a superfícies de crenulação ou dobramentos abertos, com eixos horizontalizados e direções próximas a NNE-SSW e NWW-SEE.

O contato entre os litotipos graníticos das suítes Morro Inglês e Rio do Poço com os terrenos gnáissicos na região de Icapara (norte de Iguape) é marcado por expressiva zona de cisalhamento com direção próxima de NEE-SWW, com mergulhos de baixo a médio ângulo para S-SE. Esta estrutura é aqui denominada de Zona de Cisalhamento Icapara, limita o norte do Terreno Paranaguá com a Microplaca Curitiba. Seu traçado tem direção NE-SW, estando em grande parte encoberta pelos sedimentos costeiros do Quaternário. Neste setor, seu traçado foi inferido através da análise de imagens magnetométricas supervisionada pelos dados de campo (ver os lineamentos geofísicos da figura 5.2). As líneações minerais acopladas aos indicadores cinemáticos, como porfiroclastos rotacionados e relações S-C, sugerem transporte para N-NW, em direção aos terrenos gnáissicos e gnáissico-migmatíticos do Complexo Atuba - Microplaca Curitiba.

Figura 5.9: Estereogramas das medidas de S₁ nas diferentes unidades abordadas no perfil entre Iguape e a rodovia BR-116.

Zonas de cisalhamento verticalizadas foram identificadas tanto nas rochas graníticas do Terreno Paranaguá, quanto nas seqüências de ortognaisses e paragnaisses da Microplaca Curitiba. Essas estruturas são mais restritas, se comparadas às de baixo ângulo, com destaque a Zona de Cisalhamento Serrinha, que apresenta lineações com caimentos entre 60 e 85°, com transporte predominantemente lateral sinistral e componente oblíqua *down dip*. Tal padrão estrutural pode ser observado nos diagramas de Schmidt – Lambert (figura 5.10), onde se encontram representados dados relativos às superfícies Sc relacionadas a falhas transcorrentes em regimes transpressivos. Nos granitos do Terreno Paranaguá essas superfícies apresentam direção principal NE-SW, enquanto que nos gnaisses da Microplaca Curitiba as direções E-W predominam. A dispersão dessas superfícies Sc sugerem dobramentos tardios.

Figura 5.10: Estereogramas das medidas da foliação milonítica nas diferentes unidades abordadas no perfil Iguape - rodovia BR-116.

No costão da Juréia, balizamento norte do Terreno Paranaguá, ocorrem paragnaisses miloníticos com níveis quartzíticos intercalados com granada-silimanita-xistos, quartzo-muscovita-xistos, tremolita-xistos, xistos com feldspato alcalino, metamargas e mármore calcíticos. Ocorre uma grande diversidade de estruturas, tais como dobras intrafoliares, dobras de flanco rompido, camadas de mármore rompidas em *boudins*, porfiroblastos rotacionados, pares S-C e sigmóides (figura 5.11). Essas foliações são correlatas a Sn observada no restante da região e notadamente relacionadas a tectônica de cavalgamentos. O mergulho dessa superfície milonítica é de baixo a médio ângulo para NNW, e a maioria dos indicadores cinemáticos apontam uma aparente movimentação normal com capa para NNW. Aventa-se a hipótese de estas foliações serem correlatas a tectônica de cavalgamentos, com sua posição original modificada por dobramentos tardios.

Feldspato rotacionado com sombra de pressão

Porfiroblasto rotacionado

Sigmóide assimétrico de feldspato

Figura 5.11: Indicadores cinemáticos do costão da Juréia – SP (BP-173). A maioria dos indicadores apontam para um falhamento distensivo. Contudo, essas rochas sofreram dobramentos posteriores, o que pode ter mascarado o estilo do cisalhamento que atuou na geração dessas estruturas.

Portanto, caracteriza-se no perfil geológico – estrutural realizado entre Iguape – SP e a rodovia BR-116 (figura 5.12) o predomínio de estruturas relacionadas a uma tectônica de baixo ângulo, com falhas de cavalgamento associadas. A presença de zonas de cisalhamento

transcorrentes e dobramentos abertos posteriores modificaram a posição original dessas estruturas, e a interferência desses eventos gerou o padrão observado hoje.

Figura 5.12: Perfil geológico esquemático entre Iguaçu –SP e a rodovia BR-116.

5.1.2. Dados da região de Ariri

O padrão estrutural observado para a região de Ariri (figura 5.4) se mostra bastante similar ao discutido para a região de Iguaçu. Nos perfis realizados entre Ariri e Serra do Mandira (localidade de Itapitanguí) e Serra do Mandira e BR 116 (na altura de Jacupiranga) observa-se tanto para as rochas graníticas do Terreno Paranaguá, quanto para os litotipos metassedimentares do Complexo Turvo-Cajati (filitos, quartzitos, metamargas, calciossilicáticas e xistos) uma foliação S_n de direção geral próxima a NEE-SWW, com mergulhos de baixo a médio ângulo com caimentos ora para SSE, ora para NNW.

Na figura 5.13 encontram-se representadas em diagramas Schmidt-Lambert (projeção polar) as superfícies S_n observadas nos terrenos graníticos do Terreno Paranaguá e nas seqüências metassedimentares do Complexo Turvo-Cajati, desde os arredores de Jacupiranga até a Serra do Mandira. As superfícies S_n nos granitos apresentam duas concentrações de pólos nos quadrantes NNW e SSW, bem como uma grande dispersão dos mesmos, sugestivas de dobramentos tardios, conforme observado em campo. Nos metassedimentos os dobramentos tardios apresentam-se mais acentuados, não permitindo uma clara definição das vergências relativas a superfície S_n . Padrão complexo é observado no estereograma da figura 5.13, relativo aos metassedimentos do Complexo Turvo-Cajati, função provavelmente da sobreposição de fases de dobramentos.

Figura 5.13: Comparação das foliações nos granitos e metassedimentos através de estereogramas das medidas da foliação S_n na região de Ariri – SP.

A figura 5.14 reúne os dados relativos às foliações S_{n+1} das rochas metassedimentares que ocorrem entre Ariri e Jacupiranga - SP. São caracterizadas em campo por clivagens de crenulação ou por superfícies oblíquas, em alguns locais com caráter cisalhante. Estas superfícies mostram mergulhos variados, a maior parte de alto a médio ângulo com caimentos tanto para norte, como para sul. A dispersão dessas superfícies reflete dobramentos tardios e ondulações com planos axiais aproximadamente NNE-SSW e NW-SE.

Figura 5.14: Estereograma das superfícies S_{n+1} nos metassedimentos (densidades dos pólos e traçado das guirlandas nos dobramentos cilíndricos, com P.A. com mergulhos subverticais ora para NW, ora para SE).

Figura 5.15: Perfís geológicos esquemáticos entre Ariri – Serra do Mandira – rodovia BR-116.

No perfil geológico esquemático (figura 5.15) encontram-se representadas as principais estruturas e unidades litológicas observadas entre a BR-116 (Jacupiranga) – Serra do Mandira e Ariri. Um dos melhores afloramentos de estruturas nos metassedimentos do Complexo Turvo-Cajati no perfil Serra do Mandira – rodovia BR-116 (Jacupiranga), ocorre em um corte de estrada com xistos e filitos (ponto BP-218, figuras 5.6 e 5.8). É possível distinguir pelo menos dois padrões de dobramentos tardios com eixos de direções próximas a NWW-SEE e NE-SW (figura 5.16), sendo D1 caracterizado por clivagens de crenulação, dobras fechadas e isoclinais com direção e mergulho muito próximos à S1 (figura 68). Os planos axiais de D1 são representados pela superfície S2, uma foliação penetrativa que nitidamente transpõe S1. Essas superfícies encontram-se dobradas por um evento D2, caracterizado por dobras abertas e cilíndricas com eixo sub-horizantalizado (figura 68). Os planos axiais de D2 são representados por uma superfície S3, com espessamento centimétrico e localmente penetrativa. Uma hipótese para explicação desse

fato é a presença de mais uma fase de dobramento D3, com desenvolvimento de uma foliação plano axial pouco penetrativa e muito espessada.

Sn nos xistos do afloramento BP-218 (n=32).
P.A.(D2) nos xistos
Figura 5.16: Estereogramas com as medidas de Sn e planos axiais dos dobramentos D2, com medidas de eixo (+).

5.2. PORÇÃO MERIDIONAL DO TERRENO PARANAGUÁ

O contexto estrutural do Terreno Paranaguá, setor sul, é caracterizado pela freqüente ocorrência de rochas graníticas foliadas, com estruturas de fluxo magmático e feições de milonitização. Além das rochas graníticas, os metassedimentos da Seqüência Rio das Cobras expressam freqüentemente uma deformação por cisalhamento. Esta seqüência é representada principalmente por biotita-xistos, muscovita-biotita-xistos, clorita-xistos, cálcio-xistos, xistos granatíferos, quartzo-xistos e quartzitos, metamorfisados na fácies xisto-verde, localmente anfibolito. Foram realizados perfis geológicos nos trechos entre São Francisco do Sul – Garuva (perfil A-B), São Francisco do Sul – Joinville (perfil A'-B') e Matinhos – Serra da Graciosa (perfil C-D), figuras 5.17 e 5.18.

As áreas limítrofes meridionais são marcadas por importantes zonas de cisalhamento, à exemplo das zonas de cisalhamento Palmital, Alexandra e Cubatãozinho. Essas zonas de cisalhamento de caráter transcorrente têm influência abrangente em grande parte das rochas do Terreno Paranaguá, principalmente em sua porção ocidental, onde baliza o Terreno Paranaguá com os terrenos da Microplaca Luis Alves.

O padrão estrutural observado nos setores central (região de Guaraqueçaba) e sul (região de São Francisco do Sul) se mostram relativamente distintos dos analisados para a porção norte (região de Iguape e Ariri). As foliações se mostram mais verticalizadas, com direções predominantemente NNE-SSW. Indicam uma tectônica predominantemente lateral, onde as lineações acopladas aos indicadores cinemáticas (porfiroclastos de feldspato rotacionados e relações Ss x Sc) sugerem cisalhamento transcorrentes sinistrais (figuras 5.19, 5.20, 5.21 e 5.22). Os mergulhos possuem caimentos ora para E, ora para W, indicando redobramentos observados em campo e nos estereogramas, com eixos horizontalizados com direções gerais próximas a E-W e NE-SW.

Figura 5.17: Imagem LANDSAT-7 (ETM+) com a localização do perfil Matinhos - Serra da Graciosa (perfil C-D).

Figura 5.18: Imagem LANDSAT-7 (ETM+) com a localização dos perfis São Francisco do Sul – Garuva (perfil A-B) e São Francisco do Sul – Joinville (perfil A'-B').

Os padrões observados em campo permitem caracterizar uma foliação S_n presente tanto nas rochas graníticas como nas seqüências metassedimentares do Domínio Paranaguá. Nos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul a foliação S_n está associada a geração do

bandamento metamórfico. Representa uma primeira fase de deformação nas rochas graníticas (S1), e pelo menos uma segunda fase (S2) de deformação nas seqüências metassedimentares e gnaisses do Complexo São Francisco do Sul (figura 5.19)

As superfícies S_n são caracterizadas por uma foliação penetrativa em praticamente todas as unidades, sub-paralela ao acamadamento reliquiar S_0 nos metassedimentos. Nos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul essa foliação (S_n) apresenta dobras intrafoliares, *boudins* e estiramento mineral (figura 5.19). Também são freqüentemente observados micrólitos e blocos rotacionados em meio ao bandamento gnáissico (figura 5.20). Subordinadamente, ocorrem foliações miloníticas S_{n+1} que afetam as superfícies S_n .

Figura 5.19: Bandamento gnáissico S_n com dobras (S_{n+1}). Costão da Praia de Ubatuba em São Francisco do Sul – SC (BP-85). Fotomicrografias da textura milonítica nos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul (polarizadores X, largura das imagens = 1 cm).

Figura 5.20: Indicadores cinemáticos nos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul, com características de cavalgamentos com topo para leste.

As superfícies S_{n+1} evoluem para zonas de cisalhamento transcorrentes com componente obliqua com características de falhamentos transpressivos. Possui direção N-S ou NNW-SSE e mergulhos entre 70° e 80° para oeste, quando não verticalizados, onde a maioria dos indicadores cinemáticos apontam para uma cinemática sinistral (figuras 5.20 e 5.21). Representam zonas de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil que provocam estiramentos, rompimentos de camadas e, localmente, filonitização.

Os metassedimentos da Sequência Rio das Cobras possuem registros estruturais muito semelhantes aos observados nos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul, porém, na maioria dos afloramentos o aspecto milonítico não é tão evidente quanto nos gnaisses. Há um aparente zoneamento metamórfico e deformacional, sugerido por diferenças estruturais e no desenvolvimento de paragêneses. Nas regiões de Guaraqueçaba e Antonia, porção central do Terreno Paranaguá, predominam seqüências com granada-silimanita-xistos, cálcio-xistos, mármore e paragneisses com cianita. Já nas imediações da Serra da Prata e Garuva, porção sul

do Terreno Paranaguá, predominam seqüências com quartzitos, quartzitos ferruginosos, biotita-xistos, biotita-muscovita-xistos e cálcio-xistos, também com registro de duas foliações (S_n e S_{n+1}).

Figura 5.21: Zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N-S com indicadores sinistrais. Ponto BP-84, localizado no costão da praia de Ubatuba, Ilha de São Francisco do Sul – SC.

Neste contexto estrutural, as unidades graníticas do Terreno Paranaguá apresentam registros heterogêneos, podendo inclusive apresentar termos isótopos. A Suíte Rio do Poço é a que apresenta os termos menos deformados, sendo em grande parte composta por rochas com estrutura maciça ou com foliação magmática, definida pela variação na porcentagem dos máficos (biotita). As rochas pertencentes a Suíte Morro Inglês apresentam termos isótopos, com foliação magmática ou até mesmo com bandamento gnáissico (figura 5.22). A Suíte Canavieiras – Estrela é a que apresenta os litotipos com deformação mais pronunciada, com termos gnáissicos e miloníticos. Frequentemente mostra interações de rochas máficas e félsicas, formando, pela deformação superimposta, formas de *boudins* e sigmóides (figura 5.22).

BP-94: Suíte Canavieiras - Estrela

BP-115: Suíte Morro Inglês

Figura 5.22: Aspecto macroscópico das rochas graníticas do Terreno Paranaguá com deformação dúctil-rúptil e dúctil, com termos protomiloníticos e miloníticos.

5.2.1. Dados de Antonina e Serra da Prata:

Os dados obtidos nas regiões de Morretes, Antonina e Serra da Prata sugerem padrões distintos dos observados para porção norte do Terreno Paranaguá. A superfície Sn se mostra mais verticalizada, com direções predominantemente NNE-SSW e caimentos para E (figura 5.23). Representam o registro das zonas de cisalhamento Alexandra e Cubatãozinho, bastante expressivas nos granitos da Suíte Estrela-Canavieiras e nos metassedimentos da Sequência Rio das Cobras, localmente com termos miloníticos e ultra-miloníticos.

Figura 7.23: Estereograma das superfícies Sn no Terreno Paranaguá Morretes, Antonina e Serra da Prata – PR ($n = 62$).

No perfil geológico esquemático (figura 5.24) encontram-se representadas as principais estruturas e unidades litológicas observadas entre Matinhos e Serra da Graciosa, estado do Paraná.

Figura 5.24: Perfil geológico esquemático entre Matinhos e Serra da Graciosa, Estado do Paraná.

5.2.2. Dados de Guaraqueçaba e Serra Negra:

Entre Guaraqueçaba e Serra Negra, na porção central do Terreno Paranaguá, a foliação S_n é registrada nos metassedimentos da Sequência Rio das Cobras e nos gnaisses migmatíticos do Complexo São Francisco do Sul, com direção principal NE-SW e mergulhos variáveis ora para SE, ora para NW (figura 5.25). Nos gnaisses migmatíticos são observadas estruturas tipo schollen e dobradas, com leucossoma de cor cinza esbranquiçada e estrutura foliada.

Nesta região a foliação S_n encontra-se intensamente afetada por uma superfície S_c , plano axial de dobramentos e crenulações (figura 5.24). Em alguns locais o registro de S_c é caracterizado por superfícies de cisalhamento de direção geral NE e mergulhos de 30-45° para NW, com lineações e indicadores cinemáticos de cavalgamento com movimentação de topo para sul.

Essas superfícies se encontram afetadas por dobras abertas, com planos axiais S_{n+2} com direção NE-SW, sub-verticais. A foliação S_{n+2} não é penetrativa em toda região, sendo reconhecida por uma clivagem espaçada.

BP-253: Sequência Rio das Cobras

BP-250: Complexo São Francisco do Sul

BP-250: Complexo São Francisco do Sul

BP-250: Complexo São Francisco do Sul

Figura 5.25: Fotos do aspecto de Sn e Sc nos metassedimentos da Sequência Rio das Cobras (BP-253) e nos gnaisses migmatíticos do Complexo São Francisco do Sul. A Sc é registrada por dobramentos isoclinais, cisalhamento, pares S-C e boudinagem.

Esses dados, quando analisado em diagrama de Schmidt-Lambert (projeção polar) mostram concentrações de pólos principalmente nos quadrantes NNW – SSE e uma dispersão sugestiva de dobramentos tardios (figura 5.26).

Figura 5.26: Estereogramas das foliações S1, S2 e S3 na porção central do Terreno Paranaguá, regiões entre Guaraqueçaba e Serra Negra, no Estado do Paraná.

5.2.3. Dados de Garuva e São Francisco do Sul

Na figura 5.27 (diagrama de Schmidt-Lambert, projeção polar) encontram-se representadas as superfícies S_n dos gnaisses do Complexo São Francisco do Sul, que ocorrem principalmente nos setores oriental e norte da Ilha de São Francisco do Sul - SC. Observa-se uma orientação geral NNE-SSW, com mergulhos ora para NNW, ora para SSE. A dispersão dos pólos relativa a essas superfícies indica dobramentos e ondulações tardias, com eixos horizontalizados e planos axiais com direções próximas a NNE-SSW. O registro da superfície S_{n+1} nos gnaisses pode ser expresso por foliações miloníticas e clivagens de crenulação.

Figura 5.27: Estereograma de S_n e S_{n+1} nos gnaisses localizados na Ilha de São Francisco do Sul – SC, indicando dobramentos cilíndricos, com planos axiais subverticalizados e direções próximas de NNE-SSW.

Na porção oeste da Ilha de São Francisco do Sul e ao Sul de Garuva, os litotipos graníticos do Terreno Paranaguá apresentam estruturas de fluxo magmático e estruturas miloníticas, sendo que as últimas ocorrem notadamente nas proximidades do traçado da Zona de Cisalhamento Palmital. As foliações magmáticas são representadas pela imbricação de fenocristais, orientação de níveis máficos (biotita e anfibólio) e pela orientação do bandamento cumulático. Exibem planos irregulares e espaçados, com *trend* geral NE-SW e mergulhos verticais (figura 5.28). Já as foliações miloníticas são caracterizadas pelo estiramento dos minerais com porfiroclastos de k-feldspatos, quartzo *ribbon* e *mica fish*, definindo planos penetrativos com direção geral E-W e mergulhos verticais tanto para norte, como para sul (figura 5.28).

O espalhamento observado dos pólos de foliação dos granitos miloníticos indica dobramentos tardios, com eixos sub-horizontalizados, de direção geral E-W, com caimentos tanto para N, quanto para S.

Figura 5.28: Estereogramas das foliações nos litotipos graníticos do Terreno Paranaguá na região de São Francisco do Sul – SC.

Assim como o padrão observado na região de Antonina e na Serra da Prata, a região de São Francisco do Sul é caracterizada por superfícies de cisalhamento com características transcorrentes, onde os litotipos gnáissicos do Complexo São Francisco do Sul apresentam foliações de baixo ângulo que evoluem para superfícies verticalizadas em locais próximos das falhas transcorrentes.

No perfil geológico esquemático (figura 5.29) encontram-se representadas as principais estruturas e unidades litológicas observadas entre São Francisco do Sul - Garuva (A-B) e São Francisco do Sul – Joinville (A'-B').

Figura 5.29: Perfís geológicos esquemáticos entre São Francisco do Sul e Garuva (A-B) e São Francisco do Sul e Joinville (A'-B').

5.3. COLOCAÇÃO DO TERRENO PARANAGUÁ

As estruturas macro e microscópicas observadas, incluindo foliações, lineações de estiramento, indicadores cinemáticos, bem como imagens geofísicas sugerem que o balizamento do Terreno Paranaguá com as microplacas Luis Alves e Curitiba é tectônico, caracterizado por importantes zonas de cisalhamento. São representadas pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra em sua porção sul, e zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara em sua porção norte.

As zonas de cisalhamento transcorrentes apresentam cinemática predominantemente sinistral, com componente oblíqua caracterizada pela coexistência de lineações *strike slip* e *down dip*, estando associadas a um regime transpressivo (Robin e Cruden, 1994). Na porção central do Terreno Paranaguá suas unidades internas são cortadas por falhas transcorrentes, a exemplo da Zona de Cisalhamento Cubatãozinho, que possui movimentação sinistral e direção paralela à Zona de Cisalhamento Alexandra.

Os cavalgamentos caracterizados na porção norte do Terreno Paranaguá apresentam vergências predominantemente para nor noroeste, com componentes oblíquas (lineações *strike slip* e *down dip*). As zonas de cisalhamento Serra Negra e Icapara encontram-se truncadas por um lineamento E-W, aqui denominado lineamento Cananéia - Guaraú, provavelmente associado a processos posteriores relacionados a abertura do Oceano Atlântico. Essas zonas de cisalhamento representariam uma grande frente de colisão frontal.

A transição dessas duas tectônicas distintas se faz por falhas de abatimento com direções N-S ou NNW-SSE, que ocorrem na porção central do Terreno Paranaguá. São cisalhamentos transcorrentes com movimentação sinistral, a exemplo da Falha Guaratuba – Morretes, que provavelmente representa a componente sintética da Zona de Cisalhamento Alexandra.

Os padrões estruturais observados no Terreno Paranaguá sugerem uma movimentação de SSE para NNE, com uma cinemática predominantemente frontal na porção setentrional, condizente com processos de *nappes*, e com predominância de vetores direcionais no setor meridional, com cinemática notadamente sinistral. Esta colisão está provavelmente relacionada ao contexto de aglutinação da porção oeste do Supercontinente Gondwana, durante o Neoproterozóico (figura 5.30).

Figura 5.30: Mapa com as zonas de cisalhamento que atuaram na colocação do Terreno Paranaguá no contexto tectônico do sudeste brasileiro durante a aglutinação de Gondwana. Composição da imagem com elevação obtida por dados SRTM e geologia do projeto Brasil ao Milionésimo da CPRM.

6. LITOGEOQUÍMICA DAS SUÍTES GRANÍTICAS

A área de estudo possui dimensões regionais, com uma extensão de aproximadamente 250 km entre suas extremidades norte e sul, onde os dados petrográficos e geoquímicos ainda são muitos esparsos e em pequeno número. Os estudos litogeoquímicos aqui apresentados abrangem um total de 55 análises químicas de rocha total realizadas em amostras das suítes graníticas do Morro Inglês, Canavieiras-Estrela e Rio do Poço, selecionadas com base em estudos petrográficos e em função da representatividade dessas rochas nas suítes graníticas mapeadas. As análises envolvem a dosagem dos elementos maiores (óxidos), traços e ETRs. As principais finalidades deste estudo litogeoquímico são: o reconhecimento inicial das assinaturas químicas das suítes graníticas mapeadas no Terreno Paranaguá; identificar as principais tipologias graníticas; efetuar comparações e facilitar divisões dos componentes graníticos de cada suíte e entre suítes; elaborar inferências sobre os prováveis ambientes tectônicos formadores das rochas destas suítes.

Este estudo também tem como objetivo levantar dados que auxilie no direcionamento de trabalhos de geoquímica de detalhe, facilitando a escolha e determinação de áreas alvo para estudos futuros.

6.1. SUÍTE MORRO INGLÊS

A Suíte Morro Inglês é composta predominantemente por monzogranitos porfiríticos, granodioritos, sienogranitos e, com menos frequência, tonalitos e dioritos (figura 6.1). Estas rochas possuem coloração cinza em tons claros e escuros, granulação grossa a muito grossa, com fenocristais de K-feldspato (microclínio, pertítico a micropertítico), plagioclásio (oligoclásio a andesina com freqüentes zoneamentos) e quartzo. Seus termos são ricos em fenocristais de K-feldspatos e em máficos (biotita $\pm$ anfibólio), isótipos ou com textura de fluxo, pouco deformados ou mesmo miloníticos. Feições de mistura (*mingling*) com rochas dioríticas são freqüentes. Foram analisadas 29 amostras desta suíte, sendo 23 análises de monzogranitos porfiríticos, 3 análises de enclaves anfibolíticos e 3 análises de diques e veios aplíticos e micrograníticos (fácies Vila Santa Maria).

A fácies mais abundante da Suíte Morro Inglês é composta por monzogranitos e sienogranitos com textura porfirítica e estrutura maciça ou com foliação de fluxo magmático, com presença de fenocristais de K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita $\pm$ anfibólio, epidoto, titanita, allanita, apatita e zircão. Os fenocristais de K-feldspato apresentam dimensões próximas a 4,5cm, com cristais euédricos a subédricos, alguns micropertitíticos. O plagioclásio (An₁₂₋₂₀) apresenta-se

como cristais subédricos, por vezes zonados, com 5mm em média. A biotita ocorre como pequenos cristais intersticiais (com até 2mm), concentradas geralmente em algumas porções da rocha. O anfibólio (hornblenda) ocorre em pequenas porcentagens, estando em grande parte substituído por biotita. A fase acessória é composta por epidoto, titanita, allanita, apatita e zircão, na maioria das vezes inclusos em outros minerais. Destaque para a textura de manteamento de allanitas por cristais epidoto euédrico, característica sugestiva de epidoto magmático. O epidoto pode ocorrer também como produto secundário, associado à alteração das biotitas e anfibólios.

Nesta suíte ocorrem, com menor frequência, sienogranitos e monzogranitos porfiríticos com estrutura foliada ou gnáissica, compostos por fenocristais de K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio, granada, epidoto, titanita, apatita, allanita e zircão. A foliação é caracterizada pelo fraturamento dos fenocristais de K-feldspato e pelo estiramento do quartzo, feldspato e biotita). Os fenocristais de K-feldspato, com dimensões entre 1,5 e 3cm, são freqüentemente pertitizados e fraturados apresentando, por vezes, feições de recristalização dinâmica. O plagioclásio (An₁₀₋₂₀) apresenta-se intensamente saussuritizado, e alguns cristais podem mostrar ondulações e encurvamento nas maclas da geminação. A biotita, geralmente sub-milimétrica, pode ocorrer como cristais de até 2mm com extinção ondulante e clivagens onduladas. O quartzo apresenta extinção ondulante e feições de estiramento (*ribbon*).

Na Suíte Morro Inglês ocorrem diques e veios de granitos leucocráticos e hololeucocráticos de espessura de poucos centímetros a 1,5m, compostos na maioria por aplitos, sienogranitos, microgranitos e tonalitos. Essas rochas podem estar associadas as fases finais do magmatismo cálcio-alcálico (figura 6.2).

As análises químicas realizadas nos monzogranitos porfiríticos caracterizam uma assinatura cálcio-alcálica de alto K, com termos marginalmente meta-aluminosos. Apresentam teores de sílica entre 63% e 72%, podendo chegar até 74% em termos deformados. Ocorrem shoshonitos francamente peraluminosos (figura 6.3).

Os leucogranitos da fácies Vila Santa Maria possuem teores de sílica entre 68% e 75%, também apresentam caráter cálcio-alcálico de alto K, com termos marginalmente peraluminosos (figura 6.4).

Os enclaves máficos apresentam composição diorítica (BP-124a) e anfibolítica (BP-75b, BP-126), com teores de sílica entre 44% e 63%, com termos marginalmente peraluminosos. Destaque para o enclave BP-75b, composto por anfibolito com assinatura toleítica francamente peraluminosa, discrepante do enclave máfico BP-124a, composto por diorito com assinatura cálcio-alcálico marginalmente peraluminosa (figura 6.4).

Figura 6.1: Diagrama PQ (Debon e LeFort, 1983) das rochas da Suíte Morro Inglês Inglês (■ = granitos porfíricos; ■ = fácies Vila Santa Maria; ■ = enclaves máficos). Ocorrem (gr) sienogranitos e (ad) monzogranitos, com enclaves máficos de (gd) granodioritos e (s) anfibolitos. As rochas da fácies Vila Santa Maria espalham-se entre monzogranitos e granodioritos.

Figura 6.2: Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) com assinatura cálcio-alcalina das rochas graníticas da Suíte Morro Inglês (■) e dos leucogranitos tardios da Fácies Vila Santa Maria (■). Adicionalmente foram analisados enclaves máficos que ocorrem inclusos nos granitos porfíricos (■), chamando atenção a assinatura toleítica do enclave de anfibolito do ponto BP-75.

Figura 6.3 Diagrama SiO₂ versus K₂O (Peccerillo e Taylor, 1976) das amostras da Suíte Morro Inglês (■ = granitos porfíricos; ■ = fácies Vila Santa Maria; ■ = enclaves máficos).

Figura 6.4: Shand's Index com as amostras da Suíte Morro Inglês (■ = granitos porfíricos; ■ = fácies Vila Santa Maria; ■ = enclaves máficos), com assinatura marginalmente metaluminosa e peraluminosa. O enclave BP-75b (anfíbolito) apresenta resultado francamente peraluminoso.

Nos diagramas de Harker com variações dos óxidos em relação ao conteúdo de sílica (figura 6.5) as amostras dos monzogranitos porfíricos apresentam correlações negativas para TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 e FeO_t . O conteúdo de álcalis (diagramas Na_2O vs. SiO_2 e K_2O vs. SiO_2) não apresenta clara relação com a variação do teor de sílica. Os leucogranitos da fácies Vila Santa Maria apresentam comportamento semelhante aos termos mais expandidos dos monzogranitos porfíricos, porém, os leucogranitos sugerem uma correlação negativa para K_2O . As amostras dos enclaves máficos apresentam um *trend* semelhante aos termos graníticos, principalmente nas correlações negativas para TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , e FeO_t . A amostra BP-124 (diorito) é a que apresenta maior proximidade com os termos graníticos, com discrepância apenas no conteúdo menor de K_2O . A razão molecular $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_t)$ (parâmetro *mg#*), a exemplo do conteúdo de álcalis, não apresenta relação evidente com a variação do teor de sílica das rochas graníticas, e sim, apenas como uma sugestão de correlação negativa. Porém, quando comparado com os enclaves máficos, mostra proximidade com o enclave diorítico (BP-124a) e discrepância com os enclaves de anfíbolito (BP-75b e BP-126).

Figura 6.5: Diagramas de Harker (sílica versus elementos maiores) e parâmetro mg# ($MgO/(MgO+FeOt)$) das amostras da Suíte Morro Inglês (■ = granitos porfíricos; ■ = fácies Vila Santa Maria; ■ = enclaves máficos).

Quanto ao conteúdo de elementos traços, os monzogranitos porfíricos da Suíte Morro Inglês possuem, embora variáveis em sua maioria, médios a altos valores de Ba (400-2000 ppm), Rb (130-250 ppm), Zr (200-350 ppm) e de Sr (230-1130 ppm). Com menos frequência, podem ocorrer termos com valores relativamente mais baixos de Ba (200-400 ppm), Zr (130-200 ppm), Sr (80-200 ppm) e mais altos de Rb (260-315 ppm), representados por sienogranitos porfíricos com deformação, aspecto gnáissico com granada (figura 6.6).

Os leucogranitos da fácies Vila Santa Maria possuem teores mais moderados em praticamente todos os elementos traço, se comparados com os valores médios obtidos nos

granitos porfíricos. Seus valores de Ba (280-700 ppm), Rb (90-175 ppm), Zr (50-220) e Sr (230-500 ppm) aproximam-se mais dos termos sienograníticos deformados (figura 6.6).

Quando normalizados aos valores do condrito de Thompson (1982), o conteúdo de elementos traço das amostras dos granitos porfíricos Suíte Morro Inglês apresentam discretas anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, P e Ti. As amostras BP-89b e BP-115c da fácies Vila Santa Maria apresentam anomalias negativas de La, Ce, Nd, P, Sm, Zr, e Y (figura 6.7).

Figura 6.6: Diagramas de Harker (sílica versus elementos traço) as amostras da Suíte Morro Inglês (■ = granitos porfíricos; ■ = fácies Vila Santa Maria; ■ = enclaves máficos), continua...

Figura 6.6: Diagramas de Harker (sílica versus elementos traço) as amostras da Suíte Morro Inglês (■ = granitos porfíricos; ■ = fácies Vila Santa Maria; ■ = enclaves máficos).

O padrão dos elementos terras raras dos monzogranitos e sienogranitos porfíricos da Suíte Morro Inglês (figura 6.7a), quando normalizados aos valores do condrito de Nakamura (1977), apresentam leve fracionamento, com relativo enriquecimento em ETRs leves. Na figura 6.7 é observada fraca anomalia negativa de Eu nos monzogranitos porfíricos e forte anomalia negativa de Eu (padrão em gaivota) nos sienogranitos, provavelmente associada a retenção do plagioclásio na fonte. Já as amostras da fácies Vila Santa Maria apresentam fracionamento pronunciado em praticamente todos elementos (BP-89b e BP-115c), ou podem apresentar padrão semelhante ao observado nos granitos porfíricos (amostra BP-55), porém, sem anomalia negativa de Eu (figura 6.7b).

Figura 6.7: Padrões dos elementos terras raras normalizados pelo condrito (Nakamura, 1977) e diagramas multielementares normalizado pela crosta continental (Taylor e McLennan, 1985). Amostras da Suíte Morro Inglês (■ = granitos porfíricos; ■ = fácies Vila Santa Maria; ■ = enclaves máficos).

Os sienogranitos e monzogranitos porfíricos da Suíte Morro Inglês apresentam assinaturas litoquímicas condizentes com rochas graníticas formadas em arco magmático, apresentando caráter cálcio-alcálico de alto K a shoshoníticos, com conteúdos relativamente altos de Ba, Nb, Zr, Rb, Sr, Th e K₂O (tabela 6.1). Este padrão é semelhante ao observado em ambientes tardi a pós-colisionais, associados a arcos-magmáticos maduros, com fontes modificadas pela contaminação crustal. Feições de *mixing* e *mingling* com magmas máficos, observadas em alguns locais da suíte, sugerem também uma componente mantélica na geração dessas rochas. Porém, os dados estruturais acerca da deformação imposta nesta suíte, ainda em sua fase magmática, sugerem que sua intrusão ocorreu durante estágios tardios do período sin-colisional, sendo este arco-magmático associado a justaposição do Terreno Paranaguá com as microplacas Curitiba e Luis Alves.

SAMPLE	BP-11	BP-12	BP-14	BP-53	BP-54	BP-56	BP-57a	BP-59	BP-65a	BP-65b	BP-67c	BP-75b
SUÍTE MORRO INGLÊS												
Petrology	grn porf	grn porf	grn g	grn porf	grn porf	grn porf	grn band	grn porf	grn porf	grn band	grn porf	enclave
SiO ₂	68.05	67.5	71.84	68.27	68.14	67.97	69.26	66.68	70.7	68.89	72.57	44.12
TiO ₂	0.82	0.78	0.3	0.57	0.48	0.62	0.41	0.65	0.251	0.44	0.25	1.766
Al ₂ O ₃	13.88	14.71	14.64	14.77	14.02	15.06	15.29	15.41	14.24	14.59	14.09	22.46
Fe ₂ O ₃	5.55	3.99	2.23	3.71	3.71	3.83	2.62	3.93	2.15	3.45	2.02	14.74
MnO	0.09	0.06	0.03	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.066	0.07	0.06	0.221
MgO	1.35	1.19	0.36	1.05	0.63	1.18	0.73	1.14	0.5	0.92	0.46	2.43
CaO	2.34	2.63	0.82	2.25	1.82	2.59	1.84	2.34	1.73	2.63	1.72	2.55
Na ₂ O	2.92	3.53	3.06	3.48	3.38	3.35	3.68	3.33	4.02	3.43	3.8	3.1
K ₂ O	4.24	4.54	5.99	4.83	4.5	4.24	5.08	5.11	4.36	4.14	4.19	5.23
P ₂ O ₅	0.29	0.23	0.15	0.19	0.19	0.22	0.13	0.22	0.131	0.28	0.14	0.047
Ba	922.5	1219.8	756.1	1254	898.9	1534.5	1339.2	1850.3	1123.8	2154	919	896
Rb	156.4	135	251.2	150.2	158.2	135.5	175.7	155	204	113.4	178.2	428.1
Sr	262.3	377	80.3	376	244.4	419.8	325.3	455.2	613.3	1136.7	561.1	264.6
Zr	337.8	334.8	169.8	308.7	314.8	348.7	199.9	344.5	113	161.6	117.6	233.9
Nb	30.6	38.3	17.8	27.8	32	27.3	27.2	24.5	32.3	26.4	30.4	31.2
Ni	10	6.9	3.6	7	3.3	9.1	5.4	6.7	< 5	2.9	1.4	64.3
Co	31.2	63.8	51.9	52.3	47.6	45.2	54.1	43.8	57.3	118.1	74.1	56.1
Zn	85	58	34	57	63	71	56	62	42.6	48	42	202.7
La	87.4	102.6	39.6	96.2	99.4	114.5	64.3	145.4	23.4	46.4	28.8	76.9
Ce	170.4	188.3	84.5	165	186	205	113.4	256.2	51.4	89.9	57.9	178.7
Pr	17.22	18.24	9.05	16.73	19.53	20.82	11.81	25.49	5.73	9.8	6.3	24.16
Nd	64.3	66	34	56.8	70.8	72.5	41.7	83.8	21.9	35.9	22.7	94.4
Sm	10.5	10.8	6.8	7.8	10.2	10.9	6.5	10.6	3.78	6	3.8	14.91
Eu	1.78	1.82	0.95	1.35	1.59	1.67	1.2	1.57	1.05	1.79	1.05	2.21
Gd	7.61	7.34	6.27	5.48	7.37	7.91	4.52	5.99	3.09	4.08	3.31	12.6
Tb	1.21	1.23	1.13	0.89	1.18	1.33	0.81	1.01	0.44	0.61	0.5	1.98
Dy	6.54	6.41	6.05	5.24	5.75	6.44	3.94	4.9	2.26	3.32	2.87	11.69
Ho	1.23	1.23	1.14	1.04	1.06	1.19	0.76	0.86	0.44	0.59	0.55	2.46
Er	3.36	3.27	2.78	2.95	2.95	3.13	2.04	2.38	1.33	1.55	1.53	7.61
Tm	0.5	0.52	0.38	0.44	0.44	0.45	0.34	0.31	0.24	0.22	0.27	1.26
Yb	2.96	3.15	2.03	2.84	2.59	2.41	1.91	2.04	1.62	1.51	1.72	8.49
Lu	0.45	0.46	0.28	0.45	0.42	0.3	0.28	0.32	0.26	0.17	0.24	1.31
Y	44.8	37.1	34.7	34.1	31.8	33.1	23.2	26.2	20.9	16.8	16.2	68.1
Cs	3.1	3.3	11.2	4.6	6.3	5.1	11.7	3.4	10.5	3.8	7.1	15.2
Ta	4.5	10.4	7.4	7.2	6.5	5.8	5.6	3.9	9.4	13	11.8	2.3
Hf	9.6	9.4	5.4	9.2	9.9	9.7	6.1	9.6	4.3	4.5	4.1	7.1
Be	2	4	3	4	5	4	5	2	7	3	5	3
Ga	22.6	20.6	21.6	20.4	22.7	21.2	19.2	20.3	19.8	16.2	18.4	30.6
Sn	3	4	5	3	2	2	3	2	3	2	3	7
Th	22.3	22.9	13.9	22.1	21.6	17.9	25.6	28.4	14	11.1	15.9	35.4
U	1.8	2.8	4.7	3.4	2.5	2.2	5.2	2.1	8.9	3	7.2	6.6
V	58	51	17	46	22	44	24	48	27	41	21	267
W	310.2	477.6	535.5	366	346	295.4	424.7	296.2	446	840.4	561.2	116.6
Mo	2.6	1.1	2	1.1	4.2	0.5	0.7	0.6		1.3	0.9	
Cu	21.5	10.6	2.7	11.6	4.2	16.2	1.4	17.9	5.1	6.7	7.4	< 5
Pb	5.1	6.5	5.1	7.1	8.4	3.4	8.9	6.3	49.3	10.5	28.4	46.2

Tabela 6.1: Dados geoquímicos das amostras da Suíte Morro Inglês, continua...

SAMPLE	BP-76b	BP-76b (r)	BP-88	BP-101	BP-119b	BP-124a	BP-126	BP-139	BP-146	BP-148	BP-151	BP-179
SUÍTE MORRO INGLÊS												
Petrology	grn band	grn band	grn porf	grn porf	grn porf	enclave	enclave	grn porf	grn porf	grn porf	grn porf	grn porf
SiO ₂	68.02	68.42	63.83	66.4	67.76	63.2	54.92	67.81	71.8	74.23	72.36	74.74
TiO ₂	0.479	0.482	0.969	0.82	0.435	1.139	1.055	0.373	0.229	0.17	0.206	0.303
Al ₂ O ₃	14.13	14.24	14.53	15.52	15.4	15.51	19.1	15.39	14.5	13.44	14.16	12.48
Fe ₂ O ₃	3.32	3.31	5.95	5.46	3.1	6.59	8.03	2.67	1.82	1.5	1.83	2.49
MnO	0.06	0.057	0.081	0.06	0.046	0.087	0.103	0.056	0.031	0.046	0.055	0.021
MgO	1.42	1.48	1.21	1.44	0.78	1.65	2.18	0.65	0.38	0.28	0.35	0.28
CaO	1.74	1.75	2.73	2.42	1.6	3.08	1.07	1.31	1	0.85	0.91	0.18
Na ₂ O	3.48	3.48	3.56	3.47	3.1	3.99	2.77	3	3.34	3.17	3.47	2.86
K ₂ O	4.64	4.64	4.34	3.61	5.96	2.42	8.8	6.42	5.19	4.64	4.82	4.51
P ₂ O ₅	0.147	0.144	0.341	0.29	0.143	0.429	0.081	0.14	0.114	0.103	0.087	0.069
Ba	988.8	982.6	981.5	785.4	928.8	274.6	1290.3	993.4	408.8	265.8	310.1	585.1
Rb	173.8	174	144.8	138.8	220.9	215	359.8	262.8	275.9	281.5	314.2	146.4
Sr	402.4	404	303.9	281.5	272	272.5	269.2	233.2	129.5	99.4	108.7	71
Zr	321.5	318.3	534.9	369	208.3	401.8	187.3	172.7	137.2	117.7	126.3	281.4
Nb	23.6	23.5	25.9	28.8	24.9	31.5	29	15.9	23.8	19.6	23.6	21.5
Ni	62.3	64.5	37.7	9.5	6.9	28.5	44.3	36.3	< 5	40.8	50.9	< 5
Co	118.3	118.8	88.5	29	31.1	72.3	35.4	87.6	47	96.2	119	76.6
Zn	65.3	66	88	81	43.3	90.4	124.3	35.5	30.4	23.2	16.8	18
La	64.3	67.4	116.5	107.9	60.6	95.4	29.7	40.7	39	28.7	< 28	87.6
Ce	111.5	97	136.5	201	91.9	162.8	94.5	72.9	64.5	45.1	56.8	85
Pr		12.98	20.45	21.49	13.24	24.15	7.91	10.65	9.61	6.76	9.01	20.99
Nd		45.8	75.8	77.4	44.6	86.7	26.7	36	31.9	23	29.8	78.7
Sm		6.88	12.04	12.1	6.86	12.79	4.39	5.81	5.45	3.85	5.14	12.39
Eu		1.24	2.29	1.9	1.45	1.35	1.09	1.25	0.71	0.54	0.61	1.39
Gd		5.64	9.66	9.26	4.84	9.67	3.37	4.6	3.87	3.04	4.07	9.82
Tb		0.8	1.44	1.25	0.65	1.36	0.47	0.7	0.56	0.5	0.64	1.46
Dy		4.06	7.41	6.18	3.3	6.74	2.33	4	2.63	2.62	3.6	7.92
Ho		0.8	1.42	1.02	0.6	1.25	0.41	0.77	0.47	0.56	0.7	1.4
Er		2.19	3.69	2.92	1.68	3.16	1.02	2.22	1.15	1.64	2.2	3.62
Tm		0.35	0.56	0.4	0.26	0.43	0.16	0.33	0.18	0.25	0.36	0.54
Yb		2.16	3.22	2.68	1.59	2.42	1.08	2.14	1.08	1.7	2.45	3.29
Lu		0.3	0.46	0.37	0.23	0.35	0.19	0.3	0.16	0.26	0.34	0.47
Y	30.1	29.6	39.8	30.2	20.7	40.2	14.7	27.1	19.6	21.4	25.6	41.3
Cs		4.5	2.4	3.6	4.7	9.6	15.4	5.4	5.4	8.6	11.4	1.5
Ta		2.4	1.9	3	5.7	2.1	3.3	2	7.2	2.9	3.1	7.2
Hf		8.7	13.5	9.9	6.3	11.2	5.2	4.7	4	3.8	3.8	8.6
Be		3	3	2	3	2	2	3	5	7	6	2
Ga	17.2	16.7	20.5	22.9	19.9	23	26	18.4	20.5	20.2	21.4	19.8
Sn		3	3	2	2	3	4	3	4	4	5	3
Th		21.2	16.2	31.9	24.8	32.9	19.6	22.1	28.4	20.7	26.2	13.5
U		2	1.1	2.3	5.4	3	1.2	5.3	10.9	8.2	16.6	1.9
V		48	57	63	30	77	98	25	16	10	14	12
W		929.4	667.8	139.3	190.4	509.9	101.7	717.8	340.4	867.4	996.9	453.6
Mo				0.7								
Cu	17.9	15.4	8.8	19.9	4.7	20.9	6.6	< 5	8.7	< 5	< 5	< 5
Pb	26.1	22.7	19.7	3.1	41.7	12	37.7	45	36.5	33.8	29.4	28.5

Tabela 6.1: Dados geoquímicos das amostras da Suíte Morro Inglês, continua...

SAMPLE	BP-185	BP-196	BP-55	BP-89b	BP-115c
	SUÍTE MORRO INGLÊS				
Petrology	grn porf	grn band	grn m	veio apl	veio apl
SiO ₂	73.76	68.7	71.87	75.75	75.89
TiO ₂	0.269	0.357	0.27	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	12.35	15.4	14.37	13.57	13.44
Fe ₂ O ₃		2.19	2.22	0.56	0.48
MnO	0.027	0.035	0.05	0.01	0.01
MgO	0.21	0.6	0.58	0.07	0.2
CaO	0.61	1.67	1.57	0.59	1.55
Na ₂ O	3.05	4.06	3.49	4.32	3.89
K ₂ O	5.3	4.98	4.57	4.3	3.8
P ₂ O ₅	0.053	0.147	0.12	0.01	0.02
Ba	496	1275.6	703.7	330.2	283.9
Rb	227	134.5	175.4	92.2	93
Sr	60	505.3	238.9	449.7	190.9
Zr	238	222.5	124.6	54.4	42.4
Nb	26	24.2	25.1	16.4	11.2
Ni	6	8.3	3.5	0.9	0.6
Co	92	45.7	67.2	66.3	68.6
Zn	33	40.3	48	18	13
La	149	84.1	41.3	1.2	2.5
Ce	120	105.1	76.1	3.4	5.9
Pr	32.8	14.01	7.86	0.31	0.49
Nd	130.3	45.3	28.8	1.4	1.9
Sm	23.34	5.45	4.7	0.2	0.4
Eu	2.52	1.18	0.94	0.12	0.5
Gd	25.41	3.49	3.34	0.31	0.55
Tb	4.28	0.39	0.57	0.04	0.26
Dy	24.48	1.75	2.66	0.24	0.49
Ho	4.6	0.29	0.46	0.08	0.08
Er	11.87	0.75	1.21	0.36	0.28
Tm	1.71	0.13	0.19	0.08	0.06
Yb	9.78	0.74	1.09	0.54	0.44
Lu	1.37	0.11	0.17	0.13	0.06
Y	138	8.1	14.6	3.5	2.7
Cs	5.8	4	10.3	1.5	4.6
Ta	12.1	7.4	6.8	10.1	9.2
Hf	7.3	6	4.2	2.9	1.6
Be	3	5	6	3	2
Ga	19	20.2	20.8	21.9	15.7
Sn	3	2	4	<1	<1
Th	26	31.7	10.9	26.3	4.4
U	4.3	5.8	6.6	8.9	5.2
V	11	23	18	11	9
W	478.3	463.6	575.8	500.6	470.4
Mo			0.8	0.7	0.8
Cu	5	6.4	2.3	1.9	9.2
Pb	24	35.2	13	10.2	3.7

Tabela 6.1: Dados geoquímicos das amostras da Suíte Morro Inglês.

6.2. SUÍTE CANAVIEIRAS - ESTRELA

Anteriormente admitidos como corpos distintos (Siga Junior, 1995; Lopes, 1987), os granitos tipo Canavieiras e Estrela são aqui tratados em conjunto devido a suas semelhanças petrográficas e litogeoquímicas. Foram realizadas 13 análises químicas em quartzo-monzodioritos, leuco-granodioritos, monzogranitos e sienogranitos (figura 6.8) inequigranulares, na maioria das vezes deformados, com máficos representados por biotita e anfibólio. A grande maioria dessas rochas apresenta foliação e aspectos de deformação, tais como estiramento e fraturamento dos feldspatos. A fase acessória é composta por epidoto, titanita, allanita, apatita e zircão, na maioria das vezes inclusos em outros minerais. Texturas que caracterizam a presença de epidoto magmático, feições muito comuns na Suíte Morro Inglês, são também observadas nas rochas da Suíte Canavieiras-Estrela.

Sua fácies mais abundante é representada por granitos foliados e deformados compostos por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio e como acessórios sericita, epidoto, titanita, apatita, allanita e zircão. O plagioclásio (An₁₅₋₂₀) apresenta-se como cristais subédricos, freqüentemente fraturados e límpidos (poucos cristais apresentam saussuritização). O K-feldspato (microclínio) encontra-se intensamente saussuritizado, em grande parte substituído por sericita. A biotita ocorre preferencialmente em níveis orientados, algumas com substituição para muscovita nas bordas.

É freqüente a presença de deformação de caráter dúctil-rúptil, com feições de recristalização e estiramento, gerando rochas graníticas com textura blasto-porfirítica, com cisalhamento e cominuição dos minerais. Ocorrem enclaves anfibolíticos, geralmente estirados e *boudinados* pela foliação milonítica. Os cristais de K-feldspato são pertíticos e encontram-se intensamente fraturados, alguns com feições de recristalização dinâmica na borda. O plagioclásio ocorre como cristais fraturados e intensamente saussuritizados. O quartzo mostra evidências tanto de deformação rúptil (fraturamento) como dúctil (*ribbons*). A biotita encontra-se em grande parte substituída por epidoto, na maioria das vezes ocorrendo como estruturas fantasma. O epidoto também pode ocorrer preenchendo micro-veios.

As análises realizadas nos sienogranitos, monzogranitos, granodioritos e quartzo-monzodioritos desta suíte, indicam um caráter cálcio-alkalino de alto K, com termos marginalmente metaluminosos (figuras 6.9, 6.10 e 6.11). Os sienogranitos protomiloníticos apresentam padrão distintos, indicando caráter cálcio-alkalino shoshonítico, com termos francamente peraluminosos. De modo geral apresentam teores de sílica variáveis, com valores distribuídos entre 60% e 77%.

Nos diagramas de Harker (figura 6.12) as amostras da Suíte Canavieiras-Estrela apresentam uma dispersão muito grande nos valores de óxidos e traços, com sugestões de

correlações negativas para TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 e FeO_t . O conteúdo de álcalis não apresenta relação evidente com a variação do teor de sílica, porém, as análises dos monzogranitos e granodioritos isótopos (■) sugerem uma aparente correlação positiva com K_2O .

Figura 6.8: Diagrama PQ (Debon e LeFort, 1983) das rochas da Suíte Canavieiras-Estrela (■ = granitos isótopos; ■ = granitos protomiloníticos). Ocorrem (gr) sienogranitos, (ad) monzogranitos, (gd) granodioritos e (mzdq) quartzo-monzodioritos.

Figura 6.9: Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) com assinatura cálcio-alcálica das rochas graníticas da Suíte Canavieiras-Estrela (■ = granitos isótopos; ■ = granitos protomiloníticos).

Figura 6.10: Diagrama SiO₂ versus K₂O (Peccherillo e Taylor, 1976) das amostras da Suíte Canavieiras-Estrela (■ = granitos isotropos; ■ = granitos protomiloníticos).

Figura 6.11: Shand's Index com as amostras da Suíte Canavieiras-Estrela (■ = granitos isotropos; ■ = granitos protomiloníticos), com assinatura marginalmente metaluminosa e peraluminosa.

Figura 6.12: Diagramas de Harker (sílica versus elementos maiores) e parâmetro mg# ($\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeOt})$) das amostras da Suíte Canaveiras-Estrela (■ = granitos isotópicos; ■ = granitos protomiloníticos).

Comparativamente, as rochas da Suíte Morro Inglês apresentam maiores valores de K_2O (> 4%) e menores de Na_2O (< 4%) do que as rochas da Suíte Canaveiras-Estrela (K_2O < 4% e Na_2O > 4%). Essa discrepância pode ser explicada, em parte, pela presença em grande quantidade de megacristais de K-feldspatos na Suíte Morro Inglês. Essas duas suítes apresentam valores de Al_2O_3 e mg# semelhantes, e valores de CaO levemente discrepantes, com teores um pouco mais elevados na Suíte Canaveiras-Estrela.

As análises dos elementos traço das amostras da Suíte Canaveiras-Estrela caracterizam um padrão com importantes variações nos valores de Ba (740-1900 ppm) e Sr (230-1700 ppm),

altos valores de Rb (100-190 ppm) e de Zr (130-320 ppm), médios a altos valores de, Nb (17-35 ppm) e Y (10-50 ppm), padrão relativamente próximo ao observado nas amostras da Suíte Morro Inglês (este último com teores levemente superiores desses elementos), figura 6.13.

Figura 6.13: Diagramas de Harker (sílica versus elementos menores) das amostras da Suíte Canaveiras-Estrela (■ = granitos xenomórficos; ■ = granitos protomiloníticos).

O padrão dos elementos terras raras dos granitos da Suíte Canavieiras-Estrela, quando normalizados aos valores do condrito de Nakamura (1977), apresentam fracionamento, com relativo enriquecimento em ETRs leves. O fracionamento obtido nas amostras da Suíte Canavieiras-Estrela é mais pronunciado do que o padrão obtido para a suíte Morro Inglês. Também a anomalia negativa de Eu observada nas amostras da Suíte Canavieiras-Estrela é mais discreta (figuras 6.14a e 6.14b).

a

b

Figura 6.14: Padrões dos elementos terras raras normalizados pelo condrito de Nakamura (1977) e diagramas multielementares normalizados pelo condrito de Thompson (1982). Amostras da Suíte Canavieiras-Estrela (■ = granitos xenomórficos; ■ = granitos protomiloníticos).

A Suíte Canavieiras-Estrela é composta por rochas graníticas que apresentam características de ambientes sin ou pós-colisionais, com variedades de rochas derivadas de processos de cristalização fracionada e pela interação crustal ao longo de sua história evolutiva. Além das diferenças mineralógicas, as principais diferenças litoquímicas entre as suítes Morro Inglês e Canavieiras-Estrela estão nos valores de álcalis, CaO, Rb, Sr, Ba e Zr. Ambas as suítes apresentam termos semelhantes aos granitos tipo I, embora com valores relativamente elevados de Y (tabela 6.2).

SAMPLE	BP-42	BP-45	BP-48	BP-52	BP-78a	BP-80a	BP-80b	BP-94	BP-128	BP-128r	BP-192	BP-195	BP-195r
SUÍTE CANAVIEIRAS ESTRELA													
Petrology	grn f	grn f	grn m	grn m	grn band	grn m	grn m	grn f	grn f	grn f	grn band	grn band	grn band
SiO ₂	72.11	74.36	71.43	66.21	60.95	66.96	77.73	71.32	68.17	67.95	70.69	65.58	66
TiO ₂	0.3	0.19	0.24	0.34	0.77	0.497	0.137	0.223	0.732	0.719	0.399	0.525	0.522
Al ₂ O ₃	14.3	13.76	14.87	16.91	16.05	15.51	11.3	14.33	14.31	14.38	13.61	15.79	15.97
Fe ₂ O ₃	2.07	1.42	2.03	2.95	6.52	4.26	1.14	2.08	5.23	5.24	3	3.44	3.45
MnO	0.03	0.05	0.06	0.09	0.1	0.047	0.019	0.044	0.096	0.1	0.051	0.053	0.056
MgO	0.68	0.22	0.48	0.64	2.59	1.61	0.24	0.46	1.43	1.43	1.32	1	1.01
CaO	2.3	1.12	1.38	2.74	4.81	2.48	0.81	1.31	1.46	1.46	1.9	1.39	1.4
Na ₂ O	4.57	3.78	4.78	5.96	4.1	3.56	2.41	3.12	2.38	2.35	3.65	3.76	3.77
K ₂ O	2.5	4.81	3.86	3.19	2.4	3.31	4.92	4.73	4.43	4.46	3.63	5.48	5.47
P ₂ O ₅	0.14	0.06	0.13	0.13	0.32	0.039	0.029	0.073	0.109	0.107	0.077	0.239	0.24
Ba	964.7	316.8	1221.1	1995.7	433.2	392	405.9	1542.8	819.5	814.7	740.2	1677.2	1609.7
Rb	60	256.3	107.7	76.4	97	152.9	173.3	151.3	184.5	187.1	124.9	175.2	178.8
Sr	916.8	144.6	824.3	1760.9	477.4	247.6	126.5	317.1	263.1	265.7	226.8	522	521.9
Zr	158.9	126.8	151.8	236.6	195.5	133.3	139.9	182.7	270.1	270.8	171.7	317.4	318
Nb	21.8	55.7	23.5	30.4	22.7	15.6	10.8	10.5	20.2	21	17	35.1	35.4
Ni	2	1.2	1.9	0.9	18	43.5	81.3	49.9	14.6	14.3	14.1	9.2	10.6
Co	79.6	81.1	78.1	52.8	80.6	68.6	195.2	119.2	51.3	51.1	45.1	83.5	83.6
Zn	59	47	47	44	73	56.9	13.8	36.1	58.3	59.5	44.7	69.5	67.2
La	38.6	29.7	84.6	48.3	29.9	71.4	31	57.9	58.7	58.5	37.5	65.7	69.5
Ce	73.8	57	123	93.2	68.4	124.2	67.2	67.1	98.3	92.2	57.6	88	88.2
Pr	8.05	6.08	12.66	10.58	8.51	20.05	7.18	11.16		15.75	7.46		14.23
Nd	31.7	21.8	43.8	40.2	35.3	78	23.6	33.4		55.4	25		46.4
Sm	5	3.9	6.8	6.6	8.6	13.78	3.51	4.36		8.75	4		6.13
Eu	1.22	0.62	1.8	1.66	2.23	1.41	0.59	0.79		1.54	1.03		1.26
Gd	2.81	3.22	5.64	4.17	7.43	11.13	2.32	3.15		6.42	3.35		4.18
Tb	0.38	0.57	0.87	0.7	1.35	1.18	0.33	0.42		0.88	0.5		0.52
Dy	1.53	3.26	4.7	3.11	7.89	4.05	1.63	2.13		4.52	2.57		2.6
Ho	0.22	0.69	1.04	0.55	1.51	0.49	0.29	0.42		0.91	0.42		0.41
Er	0.46	2.04	3.16	1.55	4.45	0.79	0.81	1.16		2.58	1.06		1.05
Tm	0.07	0.35	0.5	0.23	0.63	0.1	0.14	0.19		0.41	0.16		0.17
Yb	0.39	2.49	2.6	1.64	4.54	0.54	0.82	1.07		2.63	0.78		1.01
Lu	0.06	0.37	0.42	0.23	0.61	0.09	0.13	0.19		0.4	0.13		0.15
Y	7.8	22.1	51.9	17.9	42.8	11.2	12.1	11	27.7	22.6	10.3	10.8	10.9
Cs	0.9	3.6	1.2	2.4	9.5	15.8	2.4	4.3		5.3	5.6		4.6
Ta	9.8	15.8	8.7	9.3	8	1	1.9	1.8		6	6.9		9.6
Hf	5.4	4.9	5.5	7.3	5.9	4	4.2	5		6.9	4.9		9
Be	3	5	6	5	3	2	1	3		1	3		4
Ga	22.3	21.3	21.5	24	21.9	20.8	11.1	15.5	20.2	20.2	18.5	21.1	21.3
Sn	1	4	1	2	6	1	1	2		2	2		3
Th	7	35.6	11.1	16.6	6.1	53.7	15.2	18		27.5	9.4		38.6
U	1.9	7.7	4	6.6	5.3	2.8	1.3	2.8		3.3	1.3		3.5
V	24	8	21	35	113	59	10	18		63	41		35
W	676.8	687.6	472.5	461.1	526.3	524.1	1564.4	888.6		288.2	331.5		463.6
Mo	0.9	0.8	1	0.6	1								
Cu	2.9	1.4	4.4	2.1	6.7	12.2	6.6	< 5	7.9	7.9	28.2	11.2	11.3
Pb	9.4	21.2	22.7	13.7	5.2	29.2	23.3	35.4	25.3	25.8	29.3	37.1	40.2

Tabela 6.2: Dados geoquímicos das amostras da Suíte Canavieiras-Estrela.

6.3. SUÍTE RIO DO POÇO

Foram analisadas 13 amostras da Suíte Rio do Poço, representativas de suas fácies mais abundantes, em 2 granitos rapakivi, 10 nos leucogranitos com duas micas e 1 análise em um enclave anfibolítico incluso nos granitos com duas micas.

A fácies mais abundante da Suíte Rio do Poço é representada por leucogranitos com texturas xenomórfica e raramente hipidiomórfica, inequigranular média, estrutura maciça ou com foliação de fluxo magmático, sendo composto por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, epidoto, muscovita, allanita, apatita e zircão. O K-feldspato destaca-se em dimensão, podendo atingir até 5 cm, subédrico e freqüentemente pertitizado. O plagioclásio (An_{10-17}) apresenta dimensões de até 2mm, por vezes incluso em cristais maiores de K-feldspato, ou mesmo como cristais anédricos na matriz, intensamente saussuritizados. O quartzo pode apresentar feições de recristalização, tal como contatos poligonizados. Os contatos entre biotita e muscovita são regulares e definidos, sugerindo origem primária para ambas. Podem ocorrer enclaves máficos compostos essencialmente por biotitas. Ocorre epidoto magmático, como cristais euédricos e mantendo allanita, sendo comumente reconhecido como inclusão nas biotitas. Destaca-se também a presença de cristais de apatita com dimensões de até 1,2mm, em porcentagem relativamente alta (2%).

Outra fácies da Suíte Rio do Poço é constituída por granitos porfiríticos com textura rapakivi. É representada por sienogranitos e monzogranitos porfiríticos (figura 6.15), com textura hipidiomórfica a xenomórfica, estrutura maciça, compostos por fenocristais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, apatita, allanita e zircão. Os fenocristais de K-feldspato são euédricos e subédricos com dimensões de até 3cm, apresentando freqüentemente bordas de albita. O plagioclásio (An_{8-17}) ocorre como grãos subédricos e anédricos com dimensão sub-centimétrica, geralmente saussuritizados. O anfibólio (hornblenda) apresenta cristais subédricos a anédricos, com dimensões de até 3mm, freqüentemente associado com óxidos, sericita e epidoto (alteração). A biotita ocorre comumente com bordas substituídas por epidoto. Dentre os acessórios destaca-se a titanita, podendo ocorrer como cristais euédricos de aproximadamente 2mm.

Os granitos com duas micas apresentam teores de sílica distribuídos entre 69% e 73%, com assinatura sub-alcalina e termos marginalmente a francamente peraluminosos (figuras 6.16 e 6.17). Já os granitos com textura rapakivi apresentam teores de sílica mais elevados, com teores entre 74 e 76%, com termos marginalmente peraluminosos.

Figura 6.15: Diagrama PQ (Debon e LeFort, 1983) das rochas da Suíte Rio do Poço (■ = granitos xenomórficos; ■ = granitos com Rapakivi; ■ = enclave anfibolítico). Ocorrem (gr) sienogranitos, (ad) mozongranitos, (gd) granodioritos e (to) tonalitos (enclave anfibolítico).

Figura 6.16: Diagrama TAS (Cox et al., 1979) com assinatura sub-alcálica das rochas graníticas da Suíte Rio do Poço (■ = granitos xenomórficos; ■ = granitos com Rapakivi; ■ = enclave anfibolítico).

Figura 6.17: Shand's Index com as amostras da Suíte Rio do Poço (■ = granitos xenomórficos; ■ = granitos com Rapakivi; ■ = enclave anfibolítico), com assinatura marginalmente peraluminosa e francamente peraluminosa (BP-187: granito xenomórfico com duas micas).

Nos diagramas de Harker com variações dos óxidos em relação ao conteúdo de sílica (figura 6.18) as amostras da Suíte Rio do Poço apresentam padrões com correlações negativas para TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 e FeO_t . As amostras dos granitos com rapakivi (■) apresentam teores menores de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO e P_2O_5 , quando comparadas com as amostras dos granitos com duas micas (■). De modo geral, os teores de MgO (<0.25) e CaO (<1.5) dos granitos da Suíte Rio do Poço são menores, quando comparados com os valores obtidos nas suítes Morro Inglês e Canaveiras-Estrela. A razão molecular $\text{mg\#}$ sugere correlação negativa com o conteúdo em sílica, com valor mais alto no enclave anfibolítico, valores intermediários nos granitos xenomórficos e mais baixos nos granitos rapakivi.

Figura 6.18: Diagramas de Harker (sílica versus elementos maiores) das amostras da Suíte Rio do Poço (■ = granitos com duas micas; □ = granitos com Rapakivi; ■ = enclave anfibolítico)

Nos diagramas de Harker com variações dos elementos traço em relação ao conteúdo de sílica (figura 6.19) as amostras do granito com Rapakivi apresentam padrões distintos aos observados nos granitos com duas micas. Os granitos com Rapakivi apresentam baixos valores de Ba (32-280 ppm), Sr (10-66 ppm), médios valores de Zr (119-133 ppm) e altos valores de Nb (17-35 ppm), Y (33-24 ppm) e Rb (160-260 ppm). Já os granitos com duas micas apresentam grande variação nos teores de Ba (580-1750 ppm), Sr (153-1121 ppm), Zr (72-376 ppm), Nb (9-25 ppm) e Y (9-41 ppm) e altos valores de Rb (142-274 ppm).

Figura 6.19: Diagramas de Harker (sílica versus elementos traço) das amostras da Suíte Rio do Poço (■ = granitos xenomórficos; ■ = granitos com Rapakivi; ■ = enclave anfibolítico), continua...

Figura 6.19: Diagramas de Harker (sílica versus elementos traço) das amostras da Suíte Rio do Poço (■ = granitos xenomórficos; ■ = granitos com Rapakivi; ■ = enclave anfibolítico).

O padrão dos elementos terras raras dos granitos da Suíte Rio do Poço, quando normalizados aos valores do condrito de Nakamura (1977), apresentam fracionamento com relativo enriquecimento em ETRL (figura 6.20a). As amostras dos granitos com rapakivi apresentam-se proporcionalmente mais enriquecidos em ETRP, com forte anomalia negativa de Eu. No diagrama multielementar, normalizado aos valores do condrito de Thompson (1982) apresentam anomalias negativas de Ba, Sr e P mais pronunciadas do que as amostras dos granitos xenomórficos (figura 6.20b).

Figura 6.20: Padrões dos elementos terras raras normalizados pelo condrito de Nakamura (1977) e diagramas multielementares normalizado pelo condrito de Thompson (1982). Amostras da Suíte Rio do Poço (■ = granitos xenomórficos; ■ = granitos com Rapakivi; ■ = enclave anfibolítico).

As rochas da Suíte Rio do Poço podem ser individualizadas em duas unidades distintas, com diferenças petrográficas e litogeoquímicas (tabela 6.3). Os sienogranitos rapakivi apresentam características compatíveis com granitos do tipo A, metaluminosos a fracamente peraluminosos com altos valores de K₂O, Rb (160-260 ppm), Ta, Nb, Y, Ta, ETR leves e ETR pesados e baixos valores de Al₂O₃, Sr (10-66 ppm), CaO (0.65-0.86 ppm), Ba e Eu (com anomalia negativa). Porém, tal interpretação não parece adequada para os leucogranitos com duas micas desta suíte, que apresentam caráter marginalmente peraluminoso, com termos mais empobrecidos em ETRs pesados e sem anomalia negativa de Eu. Esses granitos apresentam termos ricos em enclaves de gnaisses anfibolíticos, o que sugere a participação de rocas máficas em sua geração, e são compatíveis com os granitos tipo I.

Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), figura 6.21, tanto os granitos rapakivi quanto os leucogranitos xenomórficos da Suíte Rio do Poço plotam no campo dos granitos pós-colisionais. Da mesma forma, as rochas das suítes Morro Inglês e Canavieiras-Estrela se concentram no mesmo campo, o que sugere que a colocação das rochas dessas suítes ocorreram em ambiente tectônico semelhante. Os dados petrográficos e, principalmente, estruturais sugerem que as intrusões das suítes Morro Inglês e Canavieiras ocorreram durante os estágios sin a tardi-colisionais.

Figura 6.21: Nos diagramas de Pearce et al. (1984) tanto as rochas da Suíte Rio do Poço (■), quanto as rochas das suítes Morro Inglês (■) e Canavieiras-Estrela (■) se concentram em um mesmo campo. Os dados petrográficos e estruturais dessas suítes sugerem que as intrusões tenham ocorrido durante os estágios sin-colisional ou tardi-colisional.

SAMPLE	BP-10	BP-73a	BP-73b	BP-114	BP-129	BP-187	BP-83b	BP-77a	BP-77b	BP104a	BP-116	BP-116r	BP-199
SUÍTE RIO DO POÇO													
Petrology	grn m	leuco grn	enclave	leuco f	gran m	leuco grn	grn f	grn f	veio peg	grn f	grn f	grn f	grn f
SiO ₂	77.01	72.04	66.72	72.27	74.1	69.58	70.21	71.9	72.78	73.21	72.73	72.81	70.56
TiO ₂	0.09	0.25	0.451	0.221	0.136	0.2	0.38	0.16	0.105	0.2	0.183	0.186	0.352
Al ₂ O ₃	12.1	14.4	15.27	13.57	13.17	15.67	14.86	15.11	14.5	14.34	13.73	13.73	14.14
Fe ₂ O ₃	1.5	2.03	4.05	1.77	1.42	1.65	2.97	0.78	0.75	1.48	1.59	1.59	2.42
MnO	0.03	0.03	0.069	0.035	0.026	0.016	0.04	0.01	0.015	0.03	0.033	0.032	0.036
MgO	0.03	0.44	2.33	0.35	0.19	0.49	0.53	0.21	0.12	0.31	0.24	0.24	0.52
CaO	0.65	1.36	4.02	1.2	0.96	0.94	1.32	1.26	1.03	1.36	1.16	1.15	1.58
Na ₂ O	2.9	3.13	4.15	3.41	3.3	2.44	2.89	4.23	4.14	3.59	3.27	3.3	3.32
K ₂ O	5.06	5.69	1.66	5.04	4.84	5.73	6	5.13	5.14	4.84	5.26	5.29	5.15
P ₂ O ₅	0.01	0.08	0.095	0.048	0.033	0.088	0.14	0.05	0.017	0.06	0.043	0.046	0.091
Ba	32.5	958	282.6	714.1	280.8	1427.3	1538.7	1754.7	1125.6	1230.8	600.1	580.2	1526
Rb	162	203.9	128.4	224.6	261	125.2	176	142	157.6	145.5	274.7	274.7	174.4
Sr	10.9	224.3	406.3	171.1	66.2	277.4	294	1121.7	878.6	300.3	153.9	153.2	302.1
Zr	133.9	212	142.1	179.8	119	191.5	376.8	106.1	72.1	175	179.5	180.4	300.1
Nb	32.6	24	13.2	25.4	18.2	< 9	15	19.8	16.3	23.5	22.6	22.8	26.1
Ni	0.7	3.1	59.2	59.3	53.1	42.4	2.4	0.8	36.5	2.2	43.8	43.7	53.3
Co	34.1	72.3	57.1	137.4	127.4	89.1	65.4	83.9	84.6	84.3	105.5	106	118
Zn	48	37	60.7	35.4	22.5	35	43	20	18.5	29	37	39.6	44.3
La	47.9	106.7	< 28	75.9	< 28	75.7	133.3	20.9	28	60.1	61.2	54.9	137.4
Ce	110.6	161.5	60.2	89.3	47.3	70.2	223.1	42.1	35	96.6	84.6	81.3	152.9
Pr	12.61	17.3	3.7	12.72	7.67	10.6	23.65	4.34	2.57	9.88		12.29	23.48
Nd	50.8	55.9	15.1	40.1	26.9	32.9	77.9	16.9	10.1	32.1		39.8	78.3
Sm	10.3	7.7	2.81	6.19	5.31	4.76	10.4	2.8	1.9	4.7		5.72	10.55
Eu	0.26	1.26	0.96	0.84	0.59	1.18	1.49	0.83	0.59	1		0.72	1.57
Gd	6.77	5.8	2.78	5.12	4.66	3.22	7.27	1.83	1.46	3.51		4.61	8.6
Tb	0.97	0.78	0.44	0.79	0.79	0.42	0.85	0.24	0.22	0.45		0.68	1.12
Dy	4.7	3.85	2.43	4.02	4.5	2.05	4.12	0.94	1	2.27		3.65	5.87
Ho	0.84	0.65	0.48	0.84	0.91	0.3	0.68	0.15	0.16	0.34		0.7	1.12
Er	2.18	1.93	1.35	2.34	2.65	0.81	2.13	0.38	0.45	1.1		1.97	3.11
Tm	0.35	0.3	0.21	0.37	0.43	0.13	0.33	0.06	0.07	0.18		0.33	0.47
Yb	2.15	1.79	1.37	2.36	2.64	0.88	2.12	0.29	0.48	1.12		2.13	2.66
Lu	0.34	0.32	0.2	0.37	0.39	0.12	0.3	<.01	0.1	0.23		0.31	0.4
Y	24.5	25.5	12.5	29.5	33	6.7	29.9	4.5	5.8	12.3	26.7	26.6	41.1
Cs	3.4	3.7	3.4	3.6	5.8	2.2	5.2	4.4	7.2	2.2		2.6	1.7
Ta	9.1	11	5.8	2.8	2.6	0.8	8.5	13.2	2.2	13		2.7	2.3
Hf	5.5	6.6	3.7	5.6	3.9	5.3	10.7	3.7	2.5	5.1		5.5	8.5
Be	5	2	2	3	4	2	2	2	6	3		3	3
Ga	22	17.5	18	17.2	18.1	16.2	19.1	17	18.8	18	17.8	18	17
Sn	3	2	2	3	4	1	2	1	2	1		3	2
Th	26.5	25	4.5	26.9	26.7	10.6	18.3	8.4	10	15.3		31.3	32.1
U	2.1	2.4	1.2	4.7	13.2	1.6	1.1	1.8	9.3	1.4		4.1	3.5
V	<5	17	66	15	8	16	28	6	9	16		12	26
W	1017.4	575.2	315.9	1019.9	1051	645.8	466.4	613.2	700.5	558.7		880.7	1023
Mo	1.4	0.9					0.9	1		0.9			
Cu	1.4	2.6	8.9	7.9	5.2	8.4	4.4	1.8	12.1	6	< 5	5.2	5.3
Pb	10.4	4	7.3	31.5	27.4	35.8	6.2	14.7	49.1	8.7	49.3	49	37.8

Tabela 6.3: Dados geoquímicos das amostras da Suíte Rio do Poço.

7. GEOCRONOLOGIA

As análises geocronológicas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP) e no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília (UNB). Envolveram principalmente os métodos U-Pb (ID-TIMS e LA-ICP-MS) em zircões, Sm-Nd (rocha total) e K-Ar em biotitas. Tais estudos concentraram-se em rochas de afloramentos distribuídos nas porções norte, central e sul do Terreno Paranaguá. Estudos geocronológicos adicionais, em uma única amostra, foram realizados através do método U-Pb/SHRIMP nos laboratórios da Research Scholl of Earth Sciences, Australian National University, Camberra, quando dos testes com o SHRIMP-2, que em futuro breve deverá estar operando no CPGeo-USP.

7.1. Constantes e Padrões Utilizados

7.1.1. Análises U-Pb (ID-TIMS)

As medições foram realizadas em espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT-262. No CPGeo os valores médios medidos para os padrões NBS-981 e NBS-983 são respectivamente de: $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,05903 \pm 0,02\%$ e $0,000368 \pm 3\%$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,91479 \pm 0,01\%$ e $0,071212 \pm 0,05\%$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2,1675 \pm 0,01\%$ e $0,013617 \pm 0,06\%$, com variação anual de 1σ . O fator de correção de fracionamento utilizado para normalização é de 0,095% u.m.a. (unidade de massa atômica). Os resultados foram calculados no programa Isoplot 2003 (Ludwig, 2003) e apresentados com desvios de 2σ . As constantes utilizadas referem-se às recomendadas por Steiger e Jager (1977): $\lambda (^{238}\text{U}) = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ e $\lambda (^{235}\text{U}) = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$.

7.1.2. Análises U-Pb (LA-ICP-MS)

As determinações foram realizadas em espectrômetro de massa *Neptune* multicoletor (6 *multi ion counting*, 1 *second electron multiplier*, 9 *Faraday cup*), com abrasão feita por laser *New Wave* 213nm. A normalização e correções de *mass bias* dos resultados foram baseadas no padrão GJ1, com idades próximas de $608.5 \pm 0.4 \text{ Ma}$ (Jackson *et al.*, 2004 *appud* Bühn *et al.*, 2009). A verificação dos resultados foi realizada através de análises do padrão UQZ, com idade de c.a. 1.100 Ma. Maiores detalhes sobre os procedimentos analíticos podem ser encontrados em Bühn *et al.*, 2009.

As análises de catodoluminescência foram realizadas com o Prof. Dr. Ian McReath no Laboratório de Óptica do IGc-USP. Foi utilizada catodoluminescência *Luminoscope* ELM-3, acoplada ao microscópio petrográfico.

7.1.3. Análises U-Pb (SHRIMP)

As datações U-Pb (zircões) SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) foram executadas nos laboratórios da Research Scholl of Earth Sciences, Australian National University.

O equipamento utilizado foi o SHRIMP - 2 e os procedimentos seguiram os descritos em Compston *et al.* (1984) e Williams (1997). Os padrões utilizados para medição das concentrações e das razões isotópicas foram o SL -13e AS - 57. Os erros das contagens são absolutos e referem-se a 1σ , enquanto das idades são apresentados com 2σ . Os resultados foram calculados em programa ISOPLOT, versão 2.10, de Ludwig (2003), observando as constantes recomendadas pela IUGS (Steiger & Jager, 1977).

7.1.4. ANÁLISES Sm-Nd

As análises Sm-Nd foram realizadas em sistema rocha total, segundo os procedimentos descritos em Sato *et al.* (1995) e Sato (1998). No CPGeo os valores médios medidos para os padrões de Nd La Jolla e BCR-1 são: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511849 \pm 0,000025$ e $0,512662 \pm 0,000027$, respectivamente (variação anual de 1σ). Erros máximos medidos das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em amostras são menores que 0,004% e 0,01%, respectivamente, com nível de precisão de 2σ . As razões isotópicas de Nd foram obtidas em espectrômetro de massa multi-coletor Finnigan MAT-262, enquanto as de Sm em espectrômetro mono-coletor VG-354. O branco total foi da ordem de 0,4ng para o Nd e 0,7ng para o Sm. Os cálculos de idade modelo foram baseados em valores publicados em De Paolo *et al.* (1991): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (CHUR)₀ = 0,512638, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (CHUR)₀ = 0,1967 e $\lambda_{147} = 6,54.10^{-12}$ anos⁻¹.

7.1.5. ANÁLISES K-Ar

As análises K-Ar seguiram os procedimentos discutidos em Amaral *et al.* (1966), com modificações. As análises de Potássio são realizadas em duplicata e quantificadas através de fotometria de chama (aparelho MICRONAL, modelo B-262). O argônio é extraído em ultra alto vácuo (pressões inferiores a 10⁻⁷mm de Hg) e purificado em fornos de cobre e titânio. A reprodutibilidade do método é da ordem de 2 a 3%, com base na utilização de padrões laboratoriais. Para o cálculo das idades são utilizadas as constantes recomendadas por Steiger e Jager (1977): $\lambda\beta = 4,962.10^{-10}$ anos⁻¹; $\lambda_k = 0,581.10^{-10}$ anos⁻¹ ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$)_{atm} = 295,5 e 40K = 0,01167% K total.

7.2. Complexo São Francisco do Sul

Para as rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul foram realizadas análises U-Pb LA-ICP-MS em cristais de zircão dos afloramentos BP-84a

(gnaisse granodiorito localizado na Ilha de São Francisco do Sul – SC) e BP-288 (gnaisse migmatítico localizado na praia de Guaratuba – PR).

As análises de imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão das amostras BP-288 e BP-84a caracterizam em ambas a presença de núcleos com alta luminescência e bordas de recristalização, com baixa luminescência (figuras 7.1a e 7.1b). Em alguns cristais as dimensões das bordas ultrapassam as dimensões dos núcleos, denotando a ação de um influente evento de recristalização nessa rocha. São observados cristais menores enriquecidos em urânio e com tendência metamítica, que podem representar uma fase neoformada (figuras 7.1a e 7.1b).

Figura 7.1: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão das amostras BP-288 (a) e BP-84a (b).

Os dados analíticos relativos ao gnaisse granodiorítico da amostra BP-84a (tabela 7.1) apresentam-se relativamente alinhados em diagrama Concordia (figura 7.2), indicando valores de 626 ± 25 Ma para o intercepto inferior (análises em zonas de bordas de zircão) e 2.072 ± 48 Ma para o intercepto superior (análises em núcleos de zircão).

Para a rocha gnáissico – migmatítica do afloramento BP-288, os dados analíticos (tabela 7.2) se mostraram bastante dispersos em diagramas Concordia (figura 7.3), indicando valores imprecisos tanto para o intercepto inferior (510 ± 50 Ma), como para o intercepto superior (2.147 ± 45 Ma). O tratamento desses dados em histograma de densidade (figura 7.4) mostra valores distribuídos entre o Cambriano Superior (~ 500 Ma) e o Paleoproterozóico (~ 2.200 Ma). Adicionalmente, a figura 7.5 mostra a concentração de dados concordantes em 2.173 ± 18 Ma, representando épocas de cristalização relacionadas ao Paleoproterozóico.

Figura 7.2: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) dos zircões do gnaisse granodiorítico do Complexo São Francisco do Sul - amostra BP-84a, localizada na Ilha de São Francisco do Sul – SC.

Figura 7.3: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) dos zircões do turmalina-granada-gnaisse do Complexo São Francisco do Sul - amostra BP-288, localizada em Guaratuba – PR.

Figura 7.4: Histograma de densidade (LA-ICP-MS) com as idades U-Pb em cristais de zircão do turmalina-granada-gnaiss, Complexo São Francisco do Sul - amostra BP-288, localizada em Guaratuba-PR.

Figura 7.5: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) com os pontos do Paleoproterozóico obtidos em cristais de zircão do turmalina-granada-gnaiss do Complexo São Francisco do Sul - amostra BP-288, localizada em Guaratuba-PR.

Os dados obtidos para as rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul indicam épocas relacionadas a cristalização de zircão durante o Paleoproterozóico (2.173 ± 18 Ma – 2.072 ± 48 Ma), bem como durante o Neoproterozóico (626 ± 25 Ma), neste caso associadas ao desenvolvimento e evolução do Terreno Paranaguá.

Idade K-Ar de 530 ± 10 Ma foi obtida em biotita do gnaiss granodiorítico do ponto BP-69 (Ilha de São Francisco do Sul). Tal valor é bem mais jovem que os períodos de formação paleoproterozóica e migmatização neoproterozóica do Complexo São Francisco do Sul, indicando processos termo-tectônicos atuantes durante o Cambriano, quando do resfriamento a temperaturas inferiores a 300°C .

Na maioria dos dados Sm-Nd (T_{DM}) indica uma evolução por estágio duplo (tabela 7.4), com evidências de fracionamento durante o Paleoproterozóico (cristalização da fase acessória zircão e allanita) ou durante o Neoproterozóico (migmatização e cristalização da granada). Distribuem-se entre 2,2 Ga e 2,6 Ga, exceção feita para a amostra BP-250c, que representa restito máfico do gnaiss localizado nas proximidades de Guaraqueçaba - PR, com TDM 1,23 Ga (figura 7.6). Os valores de ϵ_{Nd} calculados para o Neoproterozóico (0,6 Ga) indicam valores negativos entre -10 e -21. Quando calculados para o Paleoproterozóico (2 Ga) indicam valores entre 2 e -4. Os valores de ϵ_{Nd} da amostra BP-250c diferem deste padrão, com valores calculados no Neoproterozóico em -5, e no Paleoproterozóico em 10 (tabela 7.4).

Figura 7.6: Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo (Ga) dos litotipos do Complexo São Francisco do Sul. Curva de evolução mantélica segundo os dados de DePaolo (1991). Amostras com cálculo por estágio duplo segundo procedimentos descritos por Sato (1998).

LA-ICP-MS – COMPLEXO SÃO FRANCISCO DO SUL (BP-84a)														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	Apparent ages						rho	Pbc
							7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s		
Z1	0,0834	1,2	1,7086	3,0	0,1487	2,7	1277,7	23,8	1011,8	18,9	893,4	22,5	0,91	0,002
Z2rim	0,0605	2,0	0,8760	4,5	0,1050	4,1	622,9	42,5	638,8	21,4	643,4	24,9	0,90	0,007
Z2core	0,1063	1,8	4,5689	4,3	0,3118	3,9	1736,5	33,9	1743,6	35,6	1749,6	59,0	0,90	0,007
Z3rim	0,0572	1,5	0,7742	5,0	0,0982	4,8	499,1	33,8	582,1	22,2	603,6	27,4	0,95	0,001
Z4	0,1174	0,9	4,6227	1,7	0,2856	1,4	1916,7	16,0	1753,4	14,0	1619,6	20,5	0,85	0,001
Z5	0,1146	2,1	3,9881	6,3	0,2524	5,9	1873,5	38,3	1631,8	51,1	1450,9	77,1	0,94	0,001
Z6	0,0932	1,3	1,8691	2,2	0,1455	1,7	1491,6	25,3	1070,2	14,4	875,6	14,0	0,79	0,001
Z7rim	0,0593	0,9	0,8761	2,6	0,1072	2,4	577,8	19,6	638,9	12,2	656,3	15,0	0,94	0,001
Z8	0,0897	1,0	1,8030	2,2	0,1458	1,9	1418,5	19,6	1046,5	14,4	877,5	16,0	0,89	0,001
Z9	0,0910	1,6	1,8958	3,1	0,1511	2,7	1446,8	30,2	1079,6	20,5	907,0	22,4	0,86	0,002
Z10rim	0,0625	8,0	0,8688	6,0	0,1009	1,3	690,4	162,9	634,9	18,6	619,4	8,1	0,22	0,018
Z11	0,1316	0,8	7,0896	3,2	0,3907	3,1	2119,5	14,2	2122,7	28,4	2126,1	55,9	0,97	0,001
Z11rim	0,0830	1,7	1,3487	2,7	0,1178	2,1	1269,8	32,5	867,0	15,8	718,0	14,5	0,79	0,001
Z12rim	0,0580	1,7	0,7986	2,4	0,0999	1,8	529,4	36,2	596,0	11,0	613,7	10,5	0,74	0,001
Z13	0,1488	2,7	5,5558	7,2	0,2708	6,6	2332,3	46,1	1909,3	61,6	1544,8	91,1	0,93	0,002
Z14	0,1244	0,8	5,6106	3,3	0,3270	3,2	2020,7	14,2	1917,7	28,2	1823,9	50,4	0,97	0,001
Z15rim	0,0592	0,9	0,8263	1,5	0,1013	1,2	573,0	18,6	611,5	6,9	622,0	7,4	0,82	0,001
Z16	0,1164	0,7	4,5088	3,6	0,2809	3,6	1901,9	13,3	1732,6	30,2	1595,9	50,2	0,98	0,001
Z17	0,0785	1,1	1,3695	3,2	0,1265	3,0	1159,9	22,3	875,9	18,8	767,9	21,8	0,94	0,001
Z18	0,0574	4,2	0,3280	20,2	0,0415	19,8	505,6	92,9	288,1	50,7	262,0	50,8	0,98	0,001
Z19	0,1075	1,0	3,2416	2,6	0,2187	2,4	1757,7	18,7	1467,2	20,5	1274,8	28,1	0,92	0,002
UQZ1	0,0783	1,0	2,1478	2,3	0,1990	2,1	1153,8	19,4	1164,4	16,0	1170,1	22,4	0,91	0,002
UQZ2	0,0782	1,0	2,1396	2,8	0,1983	2,6	1153,1	20,6	1161,7	19,1	1166,3	27,3	0,93	0,002

Tabela 7.1: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-84a, gnaiss granodiorítico do Complexo São Francisco do Sul. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

LA-ICP-MS – COMPLEXO SÃO FRANCISCO DO SUL (BP-288)														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	Apparent ages						rho	Pbc
							7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s		
UQZ1	0,0784	1,3	2,0496	3,0	0,1897	2,7	1156,5	24,8	1132,2	20,5	1119,5	28,1	0,91	0,000
UQZ2	0,0777	1,0	1,9073	2,4	0,1780	2,2	1139,3	19,3	1083,6	15,8	1056,1	21,0	0,91	0,000
UQZ3	0,0776	1,3	2,1727	3,6	0,2030	3,3	1136,8	26,1	1172,3	25,0	1191,7	36,4	0,93	0,000
UQZ4	0,0783	1,0	2,1108	3,5	0,1954	3,3	1155,5	20,6	1152,3	24,0	1150,6	35,0	0,95	0,001
Z1	0,1325	0,8	6,2153	2,0	0,3402	1,9	2131,2	13,2	2006,6	17,6	1887,8	30,5	0,93	0,001
Z1rim	0,1277	1,0	6,6865	1,8	0,3797	1,5	2066,8	17,1	2070,8	15,7	2074,9	26,4	0,84	0,002
Z2	0,0583	2,8	0,6616	2,0	0,0823	1,8	542,0	59,6	515,6	4,5	509,6	8,7	0,89	0,005
Z3 rim	0,0583	4,8	0,8213	3,3	0,1022	3,1	540,9	101,4	608,8	9,5	627,2	18,6	0,93	0,006
Z3core	0,1357	1,3	7,4162	3,1	0,3964	2,8	2172,9	22,0	2162,9	27,7	2152,4	51,8	0,91	0,010
Z4	0,1365	0,8	7,0335	1,5	0,3737	1,3	2183,5	13,3	2115,7	13,3	2046,6	22,7	0,86	0,001
Z5	0,1339	1,0	7,5912	2,1	0,4111	1,8	2150,2	18,3	2183,8	18,7	2219,8	33,9	0,86	0,007
Z6	0,0947	2,5	1,5607	8,5	0,1195	8,1	1522,6	46,5	954,7	52,4	727,7	55,8	0,96	0,004
Z7	0,1368	1,1	7,5057	2,6	0,3980	2,3	2186,9	19,8	2173,7	22,9	2159,7	42,0	0,90	0,004
Z7rim	0,1231	1,0	3,7862	4,9	0,2231	4,8	2001,6	17,5	1589,8	39,3	1298,1	56,4	0,98	0,004
Z8	0,1083	10,8	2,7872	7,8	0,1867	7,3	1770,4	185,4	1352,1	29,3	1103,6	74,1	0,94	0,002
Z9	0,1357	0,9	7,5256	3,9	0,4024	3,8	2172,4	15,1	2176,0	35,0	2179,9	70,4	0,97	0,002
Z10	0,0617	4,8	0,6546	3,3	0,0769	3,0	664,0	99,6	511,3	7,6	477,8	13,8	0,89	0,009
Z11	0,0629	4,0	0,7452	3,2	0,0859	1,9	704,9	83,7	565,4	7,8	531,4	9,9	0,60	0,007
Z12	0,1266	1,0	6,4253	2,2	0,3681	2,0	2051,0	17,6	2035,7	19,6	2020,7	34,6	0,89	0,003
Z13core	0,1357	0,9	6,5878	2,8	0,3521	2,6	2172,8	16,1	2057,7	24,6	1944,8	44,2	0,94	0,003
Z13rim	0,0729	3,1	0,5588	5,5	0,0556	4,5	1010,2	63,0	450,7	19,9	348,9	15,3	0,82	0,012
Z14	0,1191	1,0	4,9379	2,0	0,3006	1,8	1943,4	17,6	1808,8	17,2	1694,2	26,5	0,88	0,002
Z15	0,0537	5,4	0,5300	11,0	0,0716	9,6	356,9	121,5	431,8	38,6	446,0	41,2	0,87	0,004
Z16	0,1170	1,0	4,3748	3,9	0,2711	3,8	1911,5	17,6	1707,6	32,5	1546,4	52,3	0,97	0,002
Z17	0,0415	89,9	0,1282	39,4	0,0224	37,2	254,9	1423,3	122,5	45,6	142,7	55,0	0,94	0,049

Tabela 7.2: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-288, gnaiss com granada e turmalina do Complexo São Francisco do Sul. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

No. Campo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm/Nd}}$
BP-69	0,831956	5,074792	0,099134	0,000583	0,511483	0,000006	-0,50
BP-84a	9,711512	68,821572	0,085330	0,000508	0,511210	0,000011	-0,57
BP-84b	6,761248	45,532543	0,089794	0,000530	0,511126	0,000008	-0,54
BP-250c	6,429906	29,075079	0,133728	0,000794	0,512362	0,000008	-0,32
BP-288	2,580449	9,676434	0,161257	0,000948	0,511951	0,000011	-0,18

Tabela 7.3: Dados isotópicos Sm-Nd das rochas do Complexo São Francisco do Sul.

No. Campo	$\epsilon(0)$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon(T_{\text{DM}})$	T_1 (Ma)	$\epsilon(T_1)$	$T_{\text{DM}}(t_1)$ 2estágios	T_2 (Ma)	$\epsilon(T_2)$	$T_{\text{DM}}(t_2)$ 2estágios
BP-69	-22,53	2,08	3,33	590,0	-15,19	2,26	2000	2,36	2,12
BP-84a.2	-27,85	2,18	3,13	590,0	-19,47	2,56	2000	0,56	2,25
BP-84b	-29,49	2,37	2,79	590,0	-21,45	2,70	2000	-2,22	2,45
BP-250c	-5,39	1,30	5,03	590,0	-0,65	1,23	680	10,68	1,25
BP-288	-13,40	3,27	1,36	590,0	-10,74	1,95	2000	-4,36	2,61

Tabela 7.4: Valores de ϵ_{Nd} e T_{DM} calculados em diferentes períodos para rochas do Complexo São Francisco do Sul.

7.3. Suíte Canavieiras-Estrela

Foram realizadas análises U-Pb ID-TIMS em cristais de zircão do sienogranito localizado ao sul de Morretes – PR (BP-42) e do granito milonítico localizado em Iguape – SP (BP-128). Adicionalmente, foi realizada análise U-Pb LA-ICP-MS da amostra BP-42, buscando melhor entendimento dos padrões isotópicos observados.

As tipologias de zircão das amostras BP-42 e BP-128 permitem distinguir dois grupos distintos de cristais, separados pela presença, ou não, de núcleos e bordas de recristalização. São, de modo geral, cristais de prisma curto, biterminados, translúcidos, com poucas fraturas e inclusões. A análise de imagens de catodoluminescência (figura 7.7) caracteriza cristais com zoneamento magmático e zonas externas difusas, provavelmente associadas a processos de mitamictização. Porém, há cristais com núcleos com formas irregulares e alta luminosidade, circundados por bordas mais escuras, com baixo teor de urânio, padrão semelhante ao observado em processos de recristalização.

Para o granito milonítico da amostra BP-128, foram analisadas 4 frações de zircão através do método U-Pb ID-TIMS (tabela 7.5). Os dados analíticos apresentam erros relativamente elevados, com uma discórdia obtida pelo alinhamento de três frações, definido idade de intercepto superior em 577 ± 8 Ma (figura 7.8). Tal valor deve ser considerado com ressalvas, uma vez que os pontos analíticos se distribuem relativamente afastados da curva Concordia, denotando perdas de Pb.

As análises U-Pb ID-TIMS da amostra BP-42 (tabela 7.5) envolveram 4 frações de zircão e seus dados analíticos apresentam-se relativamente bem alinhados em uma discórdia, indicando idade de intercepto inferior em 592 ± 13 Ma (figura 7.9), associada a idade de cristalização /

recristalização do zircão. Apesar de não possuir significado geológico, a idade de intercepto superior revela heranças isotópicas imprecisas do Paleoproterozóico (figura 7.9).

Figura 7.7: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra BP-42.

Figura 7.8: Diagrama Concórdia (ID-TIMS) dos zircões do sienogranito milonítico da Suíte Canavieiras-Estrela - amostra BP-128, localizada na Ilha de Iguape – SP. O ponto 3987 não foi considerado na cálculo da idade.

Análises U-Pb LA-ICP-MS foram realizadas na amostra BP-42 e seus dados analíticos, quando tratados em diagrama Concordia, distribuem-se em um intervalo entre 660 Ma e 615 Ma, com expressiva concentração em 638 ± 10 Ma (média ponderada). Com base neste valor, levanta-

se a hipótese de alguns litotipos graníticos da Suíte Canavieiras-Estrela representarem um magmatismo precoce e pouco mais antigo no âmbito do Terreno Paranaguá.

Figura 7.9: Diagrama Concórdia (ID-TIMS) dos cristais de zircão do sienogranito xenomórfico da Suíte Canavieiras-Estrela - amostra BP-42, localizada próxima ao rio Cubatãozinho, sul de Morretes (PR).

Figura 7.10: Diagrama Concórdia (LA-ICP-MS) dos cristais de zircão do sienogranito xenomórfico da Suíte Canavieiras-Estrela - amostra BP-42, localizada próxima ao Rio Cubatãozinho, sul de Morretes (PR).

A maioria dos dados Sm-Nd (T_{DM}) sugere uma evolução por estágio simples (tabela 7.9), sendo admitido estágio duplo apenas na amostra do sienogranito BP-45 (T_{DM} em estágio simples

de 2,8 Ga), devido às evidências de fracionamento sugerido pela presença de allanita e epidoto magmático (tabelas 7.7 e 7.8). Os dados distribuem-se entre 2,5 Ga e 2,0 Ga (figura 11), com valores de ϵ_{Nd} negativos entre -15 e -19 para o Neoproterozóico, sugerindo envolvimento crustal na origem dos litotipos graníticos da Suíte Canavieiras-Estrela.

Idades K-Ar foram obtidas em biotitas de granitos miloníticos dos pontos BP-104a, localizado nas proximidades da Zona de Cisalhamento Palmital (porção sul do Terreno Paranaguá) e BP-128, localizado nas proximidades da Zona de Cisalhamento Icapara (porção norte do Terreno Paranaguá). Indicam a colocação dessas rochas à isothermas superiores a 250 – 300°C durante o Cambriano em períodos entre 531 ± 10 Ma (BP-104b) e 504 ± 11 Ma (BP-128).

Figura 7.11: Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo (Ga) dos litotipos da Suíte Canavieiras-Estrela. Curva de evolução mantélica segundo os dados de DePaolo (1991). Amostras com cálculo por estágio duplo segundo procedimentos descritos por Sato (1998).

ID-TIMS – SUÍTE CANAVIEIRAS-ESTRELA (BP-128)													
SPU	207/235	Error (%)	206/238	Error (%)	COEF.	207/206	Error	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	206/238 (Ma)	207/235 (Ma)	207/206 (Ma)
3984	0,712910	0,86	0,084923	0,74	0,860	0,060885	0,44	203,13	12,37	114,2	525	546	635
3985	0,746765	1,04	0,090556	0,97	0,940	0,059809	0,36	276,93	11,54	110,1	559	566	597
3986	0,726781	1,23	0,087513	0,94	0,772	0,060232	0,78	102,19	19,08	131,3	541	555	612
3987	0,783493	1,68	0,093153	1,15	0,689	0,061001	1,22	111,69	13,43	91,6	574	587	639
ID-TIMS – SUÍTE CANAVIEIRAS-ESTRELA (BP-42)													
A(25)	1,283090	0,48	0,115358	0,47	0,979	0,080669	0,10	1017,55	37,80	314,8	704	838	1213
B(12)	1,020590	0,48	0,104638	0,47	0,974	0,070740	0,11	3717,76	34,94	338,7	642	714	950
C(18)	0,82167	0,49	0,097192	0,47	0,958	0,061315	0,14	752,19	32,27	322,4	598	609	650
D(24)	Insucesso												
E(25)	Insucesso												
F(14)	0,819831	0,75	0,097696	0,73	0,976	0,060862	0,17	671,44	20,53	206,2	601	608	634

Tabela 7.5: Dados isotópicos U-Pb / ID-TIMS em cristais de zircão da amostra BP-128 (granito milonítico) e da amostra BP-42 (sienogranito) da Suíte Canavieiras-Estrela.

LA-ICP-MS – SUÍTE CANAVIEIRAS-ESTRELA (BP-42)														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	Apparent ages						rho	Pbc
							7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s		
UQZ1	0,0780	1,0	2,0952	1,6	0,1948	1,3	1147,0	19,2	1147,2	11,0	1147,4	13,3	0,80	0,002
UQZ2	0,0769	0,8	2,0482	1,5	0,1931	1,3	1119,8	16,2	1131,7	10,3	1137,9	13,2	0,80	0,002
Z1	0,2799	0,7	24,9576	2,1	0,6466	2,0	3362,5	11,0	3306,6	20,4	3215,0	49,8	0,80	0,002
Z1rim	0,0631	2,0	0,9219	1,4	0,1060	1,0	710,1	41,1	663,3	4,4	649,7	6,6	0,80	0,002
Z2	0,0624	0,9	0,9265	1,3	0,1077	1,0	688,1	19,4	665,8	6,6	659,3	6,2	0,80	0,002
Z3	0,1289	0,7	6,7453	1,7	0,3796	1,6	2082,9	12,8	2078,6	15,2	2074,2	27,6	0,80	0,002
Z4	0,1338	2,1	6,6447	1,6	0,3602	1,3	2148,5	36,8	2065,3	7,9	1983,0	22,3	0,80	0,002
Z5	0,0685	1,0	1,0852	1,8	0,1149	1,5	883,8	21,6	746,2	9,7	701,1	10,0	0,80	0,002
Z6	0,0610	0,9	0,8685	1,6	0,1032	1,4	639,7	19,6	634,8	7,7	633,4	8,2	0,80	0,002
Z7	0,1260	0,7	6,3686	1,5	0,3665	1,3	2043,2	12,5	2028,0	13,4	2013,0	23,3	0,80	0,002
Z8core	0,1148	1,9	4,8102	4,8	0,3038	4,4	1877,1	34,5	1786,7	40,3	1710,2	66,0	0,80	0,002
Z8rim	0,0624	1,1	0,8735	3,3	0,1016	3,2	687,3	22,6	637,5	15,8	623,5	18,8	0,80	0,002
Z9core	0,1257	0,8	6,2448	1,6	0,3602	1,3	2039,3	14,9	2010,8	13,8	1983,1	22,7	0,80	0,002
Z9rim	0,0607	0,9	0,8533	1,9	0,1019	1,6	629,4	19,7	626,4	8,8	625,6	9,8	0,80	0,002
Z10	0,0639	1,3	0,9011	2,3	0,1023	1,9	738,4	27,2	652,3	10,9	627,7	11,1	0,80	0,002
Z11	0,0603	0,8	0,8618	1,5	0,1036	1,3	615,4	16,8	631,1	7,2	635,5	8,0	0,80	0,002
Z12	0,0565	3,0	0,5133	2,1	0,0659	1,7	471,7	64,7	420,6	4,4	411,4	6,8	0,80	0,002
Z13	0,0603	0,8	0,8715	2,0	0,1048	1,9	614,1	17,1	636,4	9,6	642,6	11,5	0,80	0,002
Z14core	0,0607	1,3	0,8357	1,9	0,0998	1,4	630,4	27,5	616,8	8,9	613,1	8,4	0,80	0,002
Z14rim	0,0604	0,8	0,8494	1,4	0,1021	1,2	616,2	18,1	624,3	6,8	626,5	7,1	0,80	0,002
Z15core	0,1288	1,2	6,7229	2,1	0,3785	1,7	2082,1	21,9	2075,6	18,9	2069,1	30,8	0,80	0,002
Z15rim	0,0615	0,9	0,9083	2,5	0,1070	2,4	658,5	19,6	656,2	12,2	655,5	14,7	0,80	0,002

Tabela 7.6: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-42, sienogranito xenomórfico da Suíte Canavieiras-Estrela. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

No. Campo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	f _{Sm/Nd}
BP-42	5,298273	30,241370	0,105943	0,000354	0,511424	0,000008	-0,46
BP-45	3,968932	19,630670	0,122258	0,000404	0,511370	0,000010	-0,38
BP-47	7,023725	42,741030	0,099372	0,000329	0,511507	0,000008	-0,49
BP-104a	4,058261	28,810573	0,085178	0,000501	0,511148	0,000006	-0,57

Tabela 7.7: Dados isotópicos Sm-Nd das rochas da Suíte Canavieiras-Estrela.

No. Campo	$\epsilon(0)$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon(T_{DM})$	T_1	$\epsilon(T_1)$	T_{DM} (Ma)
				(Ma)		2estágios
BP-42	-23,686000	2,297953	2,91638255	590	-16,851317	2,38023406
BP-47	-22,057000	2,049845	3,39010588	590	-14,7376883	2,22984426
BP-104a	-29,063922	2,253740	2,99583734	590	-20,6710931	2,64833302
BP-45	-24,739000	2,818159	2,02098443	590	-19,1325291	2,54332205

Tabela 7.8: Valores de ϵ_{Nd} e T_{DM} calculados em diferentes períodos para rochas da Suíte Canavieiras-Estrela. Os valores em negrito foram os utilizados para confecção da figura 7.11.

7.4. Suíte Morro Inglês

O estudo geocronológico U-Pb (zircão) dos litotipos da Suíte Morro Inglês envolveram 6 afloramentos distribuídos por toda extensão do Terreno Paranaguá. Foram realizadas análises U-Pb através das sistemáticas ID-TIMS e LA-ICP-MS, numa tentativa de melhor precisar épocas relacionadas a cristalização dos zircões e, conseqüentemente, formação desses litotipos graníticos.

A amostra BP-14 representa a fácies granito porfírico, a mais abundante nesta suíte, localizada a norte de Guaraqueçaba. Os zircões dessa amostra são representados por cristais prismáticos alongados de hábito tabular, biterminados, translúcidos, freqüentemente fraturados e com inclusões (figura 7.12). A grande maioria dos cristais da amostra apresenta microfraturas e / ou inclusões, sendo que cristais totalmente límpidos ocorrem apenas em pequena porcentagem. Também ocorrem em pequena porcentagem prismas curtos e facetados, biterminados e com coloração amarelada. Foram selecionadas 9 frações de acordo com diferenças magnéticas (*split*), hábito e limpidez, representativas das tipologias presentes na amostra.

Figura 7.12: Imagens em luz transmitida das frações de cristais de zircão da amostra BP-14.

A amostra BP-289a representa os dioritos da fácies *mixing-mingling* da Suíte Morro Inglês. Os zircões da amostra são caracterizados por prismas alongados de hábito acicular ou tabular, biterminados, freqüentemente fraturados e com poucas inclusões (figura 7.13). Também ocorrem tipos com aspecto anédrico, com hábitos irregulares, por vezes com terminações prismáticas, com eixo C pouco desenvolvido. Foram selecionadas 4 frações usando como critério principalmente a tipologia, pois os cristais de zircão concentraram-se quase que em sua totalidade na fração magnética nm (-5).

Figura 7.13: Imagens em luz transmitida das frações de cristais de zircão da amostra BP-289a.

As análises U-Pb ID-TIMS das amostras BP-14 e BP-289a apresentam idades distribuídas no intervalo entre 588 Ma e 583 Ma (tabelas 7.9 e 7.10). A distribuição dos dados em diagramas Concórdia e Tera-Wasserburg (figuras 7.14 e 7.15) caracteriza pontos analíticos discordantes com sugestões de perda de Pb, mas com idades de intercepto superior, relativamente precisas, principalmente a obtida no diorito BP-289a, em 588 ± 6 Ma. Este período está associado a cristalização do zircão e, conseqüentemente, a formação desses litotipos graníticos.

Figura 7.14: Diagrama Concórdia (ID-TIMS) das frações de zircão do monzogranito porfíritico da Suíte Morro Inglês - amostra BP-14, localizada nas proximidades de Guaraqueçaba – PR.

Figura 7.15: Diagrama Tera-Wasserburg (ID-TIMS) das frações de zircão do diorito da Suíte Morro Inglês - amostra BP-298a, localizada no costão de Guaratuba – PR.

Os litotipos graníticos porfíricos deformados pertencentes à Suíte Morro Inglês são representados pelas amostras BP-196, localizada nas proximidades da Vila Santa Maria (Ariri – SP), BP-148, localizada na porção norte de Iguape, e BP-104b, localizada ao sul de Garuva – SC. A deformação impressa na amostra BP-196 apresenta características miloníticas e, por vezes, imprime nessas rochas texturas de fusão parcial como, por exemplo, a mimetização e feições de dissolução no feldspato alcalino. Já deformação observada nas amostras BP-148 e BP-104b é de caráter protomilonítico, impresso em fenocristais como porfiroblastos rotacionados e feições de recristalização dinâmica.

As populações de zircão da amostra BP-196 são caracterizadas por dois tipos de cristais que diferem principalmente quanto as dimensões dos eixos cristalográficos. Os mais freqüentes são representados por prismas alongados, biterminados, translúcidos, com poucas fraturas e inclusões. Os cristais maiores ocorrem freqüentemente como fragmentos provavelmente derivados dos processos de desagregação mecânica durante concentração mineral, na fase de preparação da amostra. Também ocorrem prismas em forma de bojo, com eixos A e B relativamente mais desenvolvidos, hábito facetado, alguns biterminados, translúcidos, com poucas inclusões e fraturas (figuras 7.16a e 7.16b). O estudo de imagens de catodoluminescência caracteriza estruturas internas com zoneamento ígneo setorial nos prismas alongados (figura 7.17b), e núcleos e bordas nos prismas em forma de bojo (figura 7.17a), com sugestão de recristalização nesses cristais.

Figura 7.16: Imagens em luz transmitida das frações de cristais de zircão da amostra BP-196.

Figura 7.17: Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra BP-196.

A amostra BP-196 foi analisada tanto pelo método convencional (ID-TIMS) como por LA-ICP-MS, com análises pontuais em cristais de zircão. Os dados ID-TIMS, quando tratados em diagrama Concordia, mostram-se discordantes, porém, bem alinhados em uma discórdia com melhor idade em 498 ± 5 Ma, no intercepto inferior (figura 7.18). A idade do intercepto superior não apresenta significado geológico, entretanto, aponta para presença de importantes componentes de herança presente nos cristais de zircão. Os dados obtidos por LA-ICP-MS, quando tratados em diagrama Concordia (figura 7.19), são caracterizados por pontos distribuídos entre o Neoproterozóico Superior e o Cambriano, com idade média em 601 ± 20 Ma. Tratando separadamente os dados obtidos em núcleos e bordas dos cristais, obtém-se idades de interceptos em 610 ± 5 Ma para os núcleos (figura 7.20a), e 540 ± 13 Ma para as bordas (figura 7.20b). Estes resultados sugerem período de cristalização do zircão entre 610 Ma e 601 Ma,

provavelmente associado à época de formação do granito, superpostos por evento de recrystalização em 540 ± 13 Ma, provavelmente associado à fase de milonitização e fusão parcial.

Os dados K-Ar obtidos biotitas do granito milonítico do ponto BP-196 caracterizam idade de 544 ± 19 Ma, relacionada ao período Cambriano, no qual esses granitos se colocaram a isothermas superiores a $250\text{-}300^\circ\text{C}$. Esse período mostra-se muito próximo das idades obtidas em bordas de zircão dessa mesma amostra.

Figura 7.18: Diagrama Concordia (ID-TIMS) do monzogranito porfirítico com deformação milonítica da Suíte Morro Inglês - amostra BP-196, localizada nas proximidades da Vila Santa Maria, Ariri - SP.

Figura 7.19: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) do monzogranito porfírico com deformação milonítica da Suíte Morro Inglês - amostra BP-196, localizada nas proximidades da Vila Santa Maria, Ariri - SP. Idade obtida por média ponderada.

Figura 7.20: Diagramas Concordia (LA-ICP-MS) com análises de núcleos (cristalização) e borda (recristalização) - amostra BP-196, localizada nas proximidades da Vila Santa Maria, Ariri - SP.

A tipologia dos cristais de zircão da amostra BP-104b caracterizou populações com formas e dimensões distintas. A maior parte dos cristais é representada por cristais prismáticos com dimensões avantajadas, límpidos, biterminados e com hábito tabular (figura 7.21a). São freqüentemente encontrados como fragmentos, provavelmente associados aos processos de desagregação mecânica, durante a fase de preparação da amostra (figura 7.21b). Alguns cristais

apresentam fraturas radiais e aspecto turvo relacionados a processos de amorfização derivada do decaimento radiogênico. O aspecto metamórfico nesses cristais pode ser observado até mesmo em luz refletida (figura 7.21d). Também são encontrados cristais com dimensões mais reduzidas, caracterizados por prismas biterminados com hábito acicular, límpidos com raras fraturas e inclusões (figura 7.21e).

Através do estudo de imagens de catodoluminescência percebe-se a ausência de zoneamento ígneo em boa parte dos cristais maiores, enquanto que os cristais com hábito acicular apresentam zoneamento setorial (figura 7.22). Nesta amostra não foram identificadas feições de núcleo e bordas recrystalizadas nos cristais, como observado no granito milonítico da amostra BP-196.

A amostra BP-104b também foi analisada tanto pelo método convencional (ID-TIMS) como por LA-ICP-MS, com análises pontuais em cristais de zircão. Os dados ID-TIMS referem-se a 4 frações de zircão discordantes relativamente alinhadas, quando tratadas em diagrama Concordia, definindo idade de intercepto inferior em 581 ± 19 Ma, e intercepto superior com valor impreciso em torno de 2,1 Ga (figura 7.23). Ambas idades são de difícil interpretação e discutível significado geológico, porém, refletem desestabilidades isotópicas provavelmente relacionadas a presença de herança e processos de perda de Pb. Já os dados LA-ICP-MS, quando tratados em diagrama Concordia, caracterizam um espalhamento de pontos no Neoproterozóico Superior, com idade média em 601 ± 7 Ma (figura 7.24), admitida como época de cristalização do zircão e, conseqüentemente, relativa à formação desse granito.

Figura 7.21: Imagens em luz transmitida das frações de cristais de zircão da amostra BP-104b.

Figura 7.22: Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra BP-104b

Figura 7.23: Diagrama Concordia (ID-TIMS) do monzogranito porfírico com deformação milonítica da Suíte Morro Inglês - amostra BP-104b, localizadas ao sul de Garuva – SC.

Figura 7.24: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) monzogranito porfírico com deformação milonítica da Suíte Morro Inglês - amostra BP-104b, localizadas ao sul de Garuva – SC.

Os zircões da amostra BP-148 são caracterizados por cristais de prisma longo e cristais de prisma curto, ambos com hábito tabular, biterminados ou com apenas uma terminação piramidal, com poucas fraturas e inclusões. A análise de imagens de catodoluminescência revela a presença de núcleos e bordas, com feições de reabsorção caracterizadas em porções de luminescência difusa envolvendo núcleos com zoneamento magmático (figura 7.25). As bordas externas dos cristais analisados são caracterizadas por zonas de luminescência baixa, ricas em urânio, semelhante ao observado em processos de recristalização em condições metamórficas ou hidrotermais. Em alguns cristais são observadas sugestões de três fases de cristalização, com núcleos de alta luminescência, envolvidos por zonas com zoneamento magmático e bordas de baixa luminescência.

Figura 7.25: Imagens de catodoluminescência da amostra BP-148.

A amostra BP-148 foi analisada pela sistemática LA-ICP-MS com pontos de amostragem localizados quase que exclusivamente nos núcleos dos cristais (exceto por um ponto). Seus dados analíticos sugerem uma concentração de resultados no Neoproterozóico Superior, com evidências de perda de Pb em alguns pontos. O tratamento desses dados em diagrama Concordia (figura 7.26) mostra uma concentração de pontos concordantes com idade média em 617 ± 10 Ma, considerada como período de cristalização do zircão. Alguns dados mostram-se discordantes, evidenciando processos de perda de Pb mesmo nos núcleos desses cristais.

Figura 7.26: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) do monzogranito porfirítico com deformação milonítica da Suíte Morro Inglês - amostra BP-148, localizada na porção norte da Ilha de Iguape.

Os veios de microgranitos e leucogranitos da fácies Vila Santa Maria são representados pela amostra BP-55, localizada na Pedreira Nova Prata, na rodovia Alexandra – Matinhos (PR). São veios que ocorrem associados a rochas graníticas deformadas, ora concordantes, ora discordantes em relação a foliação milonítica.

As populações de zircão da amostra BP-55 são caracterizadas por uma grande variedade de tipos de cristais, desde prisma curtos e facetados, até cristais alongados e biterminados. A análise de imagens de catodoluminescência permite (figura 7.27) reconhecer a estruturação interna desses cristais. Apresentam frequentemente zoneamento magmático definido por intercalações de zonas mais escuras, com maiores conteúdos de urânio, e zonas mais claras, com menores conteúdos de urânio. Também pode ser observada a presença de descontinuidades isotópicas, caracterizadas pela presença de núcleos com formas irregulares e bordas de recristalização (figuras 7.27a e 7.27b).

Figura 7.27: Imagens de catodoluminescência da amostra BP-55.

A amostra BP-55 foi analisada tanto pelo método convencional (ID-TIMS), como por LA-ICP-MS, com análises pontuais em cristais de zircão. As análises ID-TIMS forneceram dados isotópicos discordantes que, quando tratados em diagrama Concordia (figura 7.28), apresentam-se alinhados segundo uma discórdia, definindo idades de intercepto inferior em 535 ± 49 Ma, e superior em torno de 2,3 Ga. Chama atenção a fração G, composta por cristais com hábito acicular e de pequenas dimensões, que se posiciona muito próximo da curva Concórdia em 550 Ma (figura 7.28). Este mesmo padrão (pontos discordantes com idades nos interceptos inferior e superior) foi observado nos resultados analíticos obtidos por LA-ICP-MS (figura 7.29), sem definir idades precisas no intercepto inferior (601 ± 61 Ma) e com idades relativamente mais precisas no intercepto superior (2.101 ± 41 Ma).

As idades obtidas tanto por ID-TIMS, quanto por LA-ICP-MS, sugerem que o padrão geocronológico desses veios é caracterizado por desestabilidades isotópicas provavelmente relacionadas a presença de herança do Paleoproterozóico (em torno de 2.1 Ga), e processos de perda de Pb entre os períodos Neoproterozóico e Cambriano.

Figura 7.28: Diagrama Concordia (ID-TIMS) do granito cinza fino que ocorre como veios em meio aos monzogranitos porfíricos da Suíte Morro Inglês - amostra BP-55, pedreira Nova Prata, Matinhos – PR.

Figura 7.29: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) do granito cinza fino que ocorre como veios em meio aos monzogranitos porfíricos da Suíte Morro Inglês - amostra BP-55 localizadas na pedreira Nova Prata, Matinhos – PR.

Os dados Sm-Nd apresentam padrões distintos para as porções norte (entre Ariri e Iguape) e centro-sul (entre Guaraqueçaba e São Francisco do Sul) do Terreno Paranaquá. As amostras do setor norte apresentam valores de T_{DM} no intervalo entre 1,8 Ga e 2,2 Ga, padrão diferente do observado nas amostras do setor centro-sul, com valores de T_{DM} no intervalo entre 2,1 Ga e 2,6 Ga. Tais valores representam épocas relacionadas a derivação dos protolitos desses granitos a partir do manto. Os valores de ϵ_{Nd} , quando calculados para época de formação dos granitos da Suíte Morro Inglês (c.a. 0,6 Ga), distribuem-se entre -10 e -19, sugerindo um expressivo envolvimento crustal na origem dessas rochas,

Figura 7.30: Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo (Ga) dos litotipos da Suíte Morro Inglês. Curva de evolução mantélica segundo os dados de DePaolo (1991). Amostras com cálculo por estágio duplo segundo procedimentos descritos por Sato (1998).

No. Campo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
BP-14	7,059607	33,274590	0,128294	0,000432	0,511702	0,000012	-0,35
BP-52	6,741868	38,071730	0,107082	0,000358	0,511543	0,000012	-0,46
BP-55	4,396747	24,622050	0,107981	0,000377	0,511295	0,000008	-0,45
BP-57a	6,939769	40,688090	0,103138	0,000359	0,511303	0,000007	-0,48
BP-57b	4,917597	31,383560	0,094753	0,000321	0,511242	0,000009	-0,52
BP-59	10,973400	78,120860	0,084940	0,000281	0,511177	0,000009	-0,57
BP-65b	5,645392	33,987136	0,100443	0,000591	0,511529	0,000005	-0,49
BP-89b	0,215909	1,169963	0,111593	0,000656	0,511474	0,000014	-0,43
BP-119B	5,418802	34,342863	0,095413	0,000567	0,511659	0,000012	-0,51
BP-124A	10,886015	68,227271	0,096483	0,000631	0,511778	0,000013	-0,51
BP-148	3,942462	22,272679	0,107037	0,000630	0,511671	0,000010	-0,46
BP-151	4,852904	27,397479	0,107110	0,000630	0,511689	0,000005	-0,46
BP-196	5,439395	43,104531	0,076308	0,000449	0,511393	0,000007	-0,61
BP-289a	9,561392	60,700030	0,095252	0,000613	0,511504	0,000008	-0,52
BP-289b	2,748185	13,134972	0,126519	0,000744	0,511613	0,000012	-0,36

Tabela 7.9: Dados isotópicos Sm-Nd das rochas da Suíte Morro Inglês.

No. Campo	$\varepsilon(t)$	T_{DM} (Ma)	$\varepsilon(T_{DM})$	T_1 (Ma)	$\varepsilon(T_1)$	T_{DM} (Ma) 2estágios
BP-52	-21,3601021	2,14842403	3,19887101	600	-14,5014077	2,22463042
BP-55	-26,1978238	2,53504262	2,49004842	600	-19,407909	2,57117785
BP-57a	-26,0417683	2,40932055	2,71178456	600	-18,8811886	2,53825813
BP-57b	-27,2316918	2,3157086	2,88149872	600	-19,4293654	2,58452116
BP-59	-28,499643	2,2145524	3,06982089	600	-19,9463668	2,62983643
BP-65b	-21,623657	2,03908047	3,41224245	600	-14,2568365	2,21324563
BP-89b	-22,6979279	2,35058149	2,81939355	600	-16,1844788	2,33983307
BP-119B	-19,1038649	1,78331398	3,93592738	600	-12,64404	2,01173184
BP-124A	-16,776486	1,64375335	4,23584643	600	-10,384915	1,85131975
BP-151	-18,5129708	1,93669572	3,61878947	600	-12,799177	2,02283725
BP-196	-24,2879102	1,83122265	3,83346795	600	-16,6096035	2,29276538
BP-289a	-22,1176014	1,98172902	3,52640461	600	-14,3534704	2,22474585
BP-289b	-20,0035803	2,51658442	2,5245671	600	-14,6324557	2,21650579

Tabela 7.10: Valores de ε_{Nd} e T_{DM} calculados em diferentes períodos para rochas da Suíte Morro Inglês. Os valores em negrito foram os utilizados para confecção da figura 7.18.

BP-14 – GRANITO PORFIRÍTICO - SMI													
FR	207/235	Err (%)	206/238	Err (%)	COEF.	207/206	Err	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	206/238 (Ma)	207/235 (Ma)	207/206 (Ma)
B(6)	0,7212	0,65	0,0877	0,64	0,99	0,0596	0,10	1827	18	209	542	551	590
C(11)	0,6331	0,56	0,0776	0,55	0,98	0,0591	0,10	2705	30	409	482	489	572
E(7)	0,6688	0,65	0,0816	0,61	0,95	0,0595	0,20	1211	42	450	505	520	584
D(13)	0,7641	0,71	0,0909	0,54	0,80	0,0610	0,43	214	32	277	561	576	639
A(4)	0,7631	1,47	0,0910	1,44	0,98	0,0608	2,57	574	8	90	562	576	632
F(8)	0,6712	1,06	0,0816	1,04	0,98	0,0597	0,21	391	3	40	506	521	591
G(2)	0,7337	0,75	0,0895	0,71	0,96	0,0595	0,75	985	13	143	552	559	584
H(9)	1,5313	0,66	0,1297	0,64	0,97	0,0856	0,16	1194	13	98	786	943	1330
I	0,7178	1,95	0,0868	1,89	0,97	0,0600	0,45	215	4	44	536	549	604
BP-289a – DIORITO - SMI													
A(36)	0,80004	0,97	0,09636	0,94	0,96	0,06021	0,24	327	12	103	693	597	611
B(45)	0,80273	0,93	0,09610	0,85	0,92	0,06057	0,36	751	12	117	592	598	624
C(60)	0,81871	0,58	0,09670	0,56	0,96	0,06139	0,16	443	28	242	595	607	653
D(74)	0,79805	0,77	0,09575	0,73	0,95	0,06044	0,24	984	27	254	589	596	620
E(53)	1,06077	0,93	0,10243	0,90	0,96	0,07510	0,25	240	19	145	629	734	1071
BP-196 – GRANITO MILONÍTICO - SMI													
A(15)	0,79243	0,94	0,09080	0,65	0,72	0,06329	0,65	138	33	234	560	593	718
B(18)	0,70414	0,66	0,08470	0,64	0,97	0,06029	0,16	433	27	278	524	541	614
C(6)	1,18665	0,93	0,10811	0,92	0,99	0,07960	0,13	1109	14	129	662	794	1187
D(10)	0,72196	0,74	0,08612	0,71	0,97	0,06080	0,18	412	24	239	533	552	632
E(10)	0,93301	0,74	0,09949	0,72	0,98	0,06801	0,16	729	17	165	611	669	869
BP-104b – GRANITO MILONÍTICO - SMI													
A(90)	0,80620	0,57	0,09548	0,46	0,82	0,06123	0,32	429	45	381	587	600	647
B(42)	0,94819	0,49	0,1022	0,47	0,96	0,06729	0,13	667	33	282	627	677	847
C(191)	0,76868	0,49	0,09309	0,46	0,94	0,05988	0,16	426	72	614	573	579	599
D(33)	0,78297	0,48	0,09485	0,46	0,96	0,05986	0,12	2098	35	348	584	587	599
E(34)	0,85105	0,66	0,09852	0,64	0,97	0,06265	0,16	1514	29	271	606	625	696
BP-55- FÁCIES VILA SANTA MARIA - SMI													
A(9)	1,69132	0,47	0,12776	0,46	0,99	0,09601	0,07	2492	36	269	775	1005	1548
B(15)	2,23969	0,47	0,15106	0,47	0,99	0,10752	0,06	1773	37	235	907	1194	1758
C(9)	4,11293	0,47	0,23039	0,46	0,99	0,12947	0,06	6609	60	254	1337	1657	2091
D(10)	2,51963	0,48	0,16676	0,48	0,99	0,10958	0,07	5047	6	35	994	1278	1793
E(22)	2,64753	0,49	0,16593	0,48	0,98	0,11571	0,08	1043	50	207	990	1314	1891
G(8)	0,73063	0,52	0,08849	0,50	0,97	0,05987	0,11	1552	24	266	547	557	599
F(12)	insucesso												
A(9)	1,69132	0,47	0,12776	0,46	0,990	0,09601	0,07	2492	36	269	775	1005	1548

Tabela 7.11: Dados isotópicos U-Pb / ID-TIMS de cristais de zircão das amostras BP-14 (granito porfírico), BP-289a (diorito), BP-196 (granito milonítico), BP-104b (granito milonítico) e BP-55 (veio microgranítico) da Suíte Morro Inglês.

SUÍTE MORRO INGLÊS - BP-196 Granito Milonítico														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s	rho	Pbc
Z1rim	0,0601	0,9	0,7467	3,2	0,0901	3,1	608,4	18,9	566,3	13,9	555,9	16,4	0,96	0,001
Z2	0,0601	0,8	0,8163	2,7	0,0986	2,6	605,9	17,3	606,0	12,5	606,0	15,2	0,96	0,001
Z3	0,0593	8,2	0,7474	5,8	0,0914	5,5	578,7	169,8	566,7	13,2	563,7	30,0	0,96	0,003
Z4	0,0599	15,6	0,9022	10,8	0,1092	10,7	600,1	306,2	652,9	27,3	668,3	67,8	0,99	0,003
Z5	0,0597	0,8	0,8362	1,7	0,1016	1,4	593,2	18,2	617,1	7,7	623,6	8,6	0,86	0,001
Z6rim	0,0570	9,5	0,7053	6,5	0,0897	6,1	493,1	197,6	541,9	15,2	553,6	32,6	0,94	0,006
Z7	0,0626	1,9	0,8310	3,4	0,0964	2,8	693,0	41,0	614,2	15,6	593,0	15,8	0,82	0,003
Z8	0,0605	0,8	0,9253	5,6	0,1110	5,5	620,1	18,3	665,2	27,2	678,5	35,4	0,99	0,001
Z9	0,0651	5,8	0,9835	3,8	0,1096	3,5	776,5	117,1	695,4	11,6	670,6	22,4	0,92	0,012
Z10	0,0603	1,2	0,8074	2,3	0,0971	1,9	613,4	25,5	601,0	10,2	597,7	11,0	0,85	0,002
Z11rim	0,0606	1,1	0,6923	4,1	0,0829	3,9	623,9	23,6	534,2	16,9	513,4	19,3	0,96	0,001
Z12	0,0591	6,9	0,8521	4,8	0,1046	4,7	571,0	143,0	625,8	12,1	641,1	28,5	0,98	0,003
Z13rim	0,0607	1,1	0,7476	2,5	0,0894	2,2	627,2	24,4	566,8	10,7	551,9	11,6	0,89	0,003
Z14	0,0609	1,1	0,8250	2,0	0,0982	1,7	636,4	23,4	610,8	9,4	604,0	10,0	0,85	0,002
Z15	0,0599	1,2	0,8569	2,0	0,1038	1,6	598,7	25,9	628,5	9,2	636,8	9,4	0,79	0,002
Z16rim	0,0568	11,0	0,6373	7,4	0,0814	7,0	484,5	225,6	1188,4	18,5	504,2	34,1	0,95	0,007
UQZ1	0,0780	0,7	2,2645	2,1	0,2105	1,9	1147,9	14,7	1201,3	14,6	1231,2	21,8	0,93	0,001

Tabela 7.12: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-196, granito milonítico da Suíte Morro Inglês. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

SUÍTE MORRO INGLÊS - BP-104b Granito Milonítico														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s	rho	Pbc
Z1	0,0598	1,0	0,8050	1,7	0,0977	1,4	594,9	22,4	599,6	7,7	600,9	7,8	0,80	0,002
Z2	0,0585	3,2	0,7587	2,6	0,0941	1,6	548,8	68,6	573,3	6,2	579,4	9,1	0,63	0,003
Z3	0,0603	1,1	0,7997	1,8	0,0962	1,4	614,6	24,1	596,7	8,0	592,0	7,8	0,78	0,002
Z4	0,0594	1,4	0,7853	3,4	0,0959	3,1	582,2	31,4	588,5	15,4	590,2	17,6	0,91	0,003
Z5	0,0601	1,1	0,8041	2,2	0,0971	1,9	606,4	23,8	599,2	10,0	597,2	10,9	0,87	0,003
Z6	0,0610	1,1	0,8397	1,8	0,0999	1,4	638,6	24,0	619,0	8,1	613,6	7,9	0,77	0,002
Z7	0,0603	1,2	0,8183	1,8	0,0984	1,3	615,8	26,4	607,1	8,2	604,8	7,7	0,73	0,002
Z8	0,0604	1,0	0,7878	2,4	0,0947	2,2	616,3	21,4	589,9	10,8	583,1	12,3	0,91	0,002
Z9	0,0488	5,0	0,7220	3,4	0,1074	3,0	136,1	113,2	551,8	8,5	657,6	19,2	0,90	0,007
Z10	0,0606	1,2	0,8161	1,9	0,0977	1,5	623,5	26,4	605,9	8,8	601,2	8,5	0,77	0,004
Z11	0,0611	1,0	0,8357	1,7	0,0992	1,4	642,6	21,2	616,8	7,8	609,7	8,0	0,81	0,002
Z12	0,0596	1,5	0,8221	3,5	0,1000	3,1	590,7	32,8	609,2	15,9	614,2	18,3	0,90	0,004
UQZ1	0,0780	1,0	2,0747	2,2	0,1928	2,0	1147,7	18,9	1140,5	15,3	1136,7	21,0	0,90	0,001

Tabela 7.13 Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-104b, granito milonítico da Suíte Morro Inglês. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

SUÍTE MORRO INGLÊS - BP-148 Granito Milonítico														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s	rho	Pbc
Z1	0,0606	1,2	0,8374	3,0	0,1001	2,7	626,6	26,6	617,7	13,7	615,3	15,9	0,91	0,000
Z2	0,0609	1,1	0,8420	2,0	0,1002	1,7	637,3	23,4	620,2	9,2	615,6	9,8	0,84	0,002
Z3	0,0598	2,0	0,8335	1,5	0,1012	1,3	595,1	42,4	615,6	3,8	621,2	7,5	0,84	0,001
Z4	0,0602	3,2	0,8628	2,4	0,1040	2,2	609,8	68,2	631,6	6,3	637,7	13,1	0,92	0,001
Z4rim	0,0605	0,9	0,8157	1,8	0,0978	1,5	621,0	19,7	605,7	8,2	601,6	8,8	0,86	0,001
Z5	0,0621	0,8	0,7524	2,3	0,0879	2,1	677,5	17,6	569,6	10,0	542,9	11,1	0,93	0,002
Z6	0,0602	0,9	0,7796	1,6	0,0939	1,3	611,5	19,7	585,2	7,2	578,5	7,3	0,82	0,001
Z7	0,0611	1,1	0,8523	3,2	0,1011	3,0	644,4	24,2	625,9	15,0	620,8	17,8	0,94	0,001
Z8	0,0611	0,9	0,7450	2,8	0,0884	2,7	643,2	18,3	565,3	12,1	546,1	13,9	0,95	0,001
Z9	0,0616	4,9	0,8401	3,5	0,0989	3,2	659,6	101,8	619,2	8,6	608,2	18,8	0,93	0,003
Z10	0,0616	2,8	0,7062	2,2	0,0831	1,3	660,3	57,9	542,5	5,2	514,9	6,6	0,59	0,004
Z11	0,0606	0,9	0,8671	3,9	0,1037	3,8	625,8	18,7	634,0	18,4	636,2	23,1	0,98	0,001
Z12	0,0644	6,8	0,5703	4,8	0,0643	4,4	753,5	138,0	458,2	9,6	401,5	17,2	0,92	0,005
Z13	0,0683	2,0	0,7593	4,6	0,0806	4,2	877,5	40,8	573,6	20,2	499,9	20,0	0,90	0,003
Z14	0,0605	4,1	0,7094	2,9	0,0850	2,6	622,2	85,2	544,4	6,7	526,0	13,1	0,89	0,004
Z15	0,0564	17,4	0,7801	11,9	0,1004	11,9	467,0	345,8	585,5	28,3	616,5	69,7	0,99	0,003
UQZ1	0,0777	1,1	2,0727	1,7	0,1935	1,3	1138,4	21,7	1139,8	11,7	1140,6	13,8	0,77	0,001

Tabela 7.14 Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-148, granito milonítico da Suíte Morro Inglês. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

SUÍTE MORRO INGLÊS - BP-55 Fácies Vila Santa Maria														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	Apparent ages						rho	Pbc
							7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s		
UQZ1	0,0792	0,8	2,0538	2,1	0,1882	1,9	1176,1	16,6	1133,6	14,4	1111,5	19,7	0,92	0,002
UQZ2	0,0768	0,9	2,1239	1,7	0,2006	1,5	1115,7	18,1	1156,6	11,8	1178,5	15,6	0,85	0,002
Z1	0,0851	3,8	1,1780	5,0	0,1004	3,2	1318,3	74,0	790,4	27,3	616,6	18,7	0,64	0,081
Z1b	0,0615	0,7	0,8521	1,2	0,1005	0,9	657,4	15,5	625,8	5,5	617,1	5,4	0,79	0,029
Z2	0,1315	2,0	6,2814	3,3	0,3465	2,6	2117,6	35,7	2015,9	29,2	1918,0	43,7	0,79	0,004
Z3	0,1026	1,2	2,7388	3,6	0,1936	3,4	1672,1	21,3	1339,1	26,4	1140,6	35,2	0,95	0,003
Z4	0,1209	0,7	5,5484	1,4	0,3327	1,2	1970,2	12,7	1908,1	12,1	1851,6	19,4	0,86	0,000
Z5	0,1303	2,0	6,4745	1,5	0,3605	1,3	2101,5	35,3	2042,4	7,6	1984,5	21,5	0,82	0,006
Z6	0,1346	1,0	6,9606	1,7	0,3749	1,4	2159,4	17,3	2106,4	15,2	2052,6	24,5	0,81	0,003
Z7	0,1254	0,8	6,3597	2,1	0,3678	1,9	2034,4	13,8	2026,7	18,4	2019,2	33,8	0,93	0,001
Z8	0,0555	5,7	0,6453	3,5	0,0844	2,9	430,6	121,8	505,6	9,7	522,3	15,0	0,83	0,023
Z9	0,0509	4,4	0,6608	3,1	0,0941	1,1	236,5	97,7	515,1	8,6	580,0	6,5	0,37	0,020
Z10	0,1268	1,5	5,9973	3,6	0,3430	3,2	2054,2	26,9	1975,5	31,0	1901,1	53,1	0,90	0,016
Z11	0,1274	0,9	6,0392	3,5	0,3438	3,3	2062,5	15,7	1981,5	30,1	1904,9	55,0	0,97	0,002
Z11	0,0496	3,5	0,6622	2,6	0,0968	1,4	177,6	79,3	515,9	6,6	595,5	7,8	0,52	0,012
Z13	0,0585	1,0	0,7654	2,4	0,0949	2,1	548,6	21,3	577,1	10,4	584,4	12,0	0,91	0,002
Z14	0,0564	4,5	0,8885	3,3	0,1143	2,8	466,4	97,4	645,6	8,6	697,9	18,5	0,85	0,005
Z15	0,1220	1,3	4,6739	5,5	0,2778	5,4	1986,2	22,7	1762,6	46,3	1580,1	75,5	0,97	0,003
Z16	0,1325	0,8	7,1204	1,6	0,3897	1,4	2131,6	14,5	2126,6	14,2	2121,4	24,6	0,85	0,001
Z17rim	0,0689	1,7	1,1131	2,2	0,1172	1,5	895,2	34,3	759,7	12,0	714,4	10,2	0,67	0,002
Z18rim	0,1211	0,7	5,5229	1,6	0,3308	1,5	1972,1	13,0	1904,2	14,0	1842,4	23,3	0,89	0,001
Z19rim	0,0525	7,1	0,6327	4,2	0,0874	4,0	307,4	153,6	497,8	12,7	540,2	21,1	0,95	0,022
Z19rim2	0,0625	1,6	0,7083	2,2	0,0822	1,5	691,7	33,5	543,7	9,2	509,1	7,4	0,69	0,014

Tabela 7.15 Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-55, fácies Vila Santa Maria da Suíte Morro Inglês. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

7.5. Suíte Rio do Poço

Os estudos geocronológicos U-Pb (zircão) dos granitos das Suíte Rio do Poço foram realizados em 2 afloramentos localizados nas porções norte (BP-129) e central (BP-10) do Terreno Paranaguá. A amostra BP-10 encontra-se localizada na BR-277, entre Morretes e Paranaguá – PR, enquanto que a amostra BP-129 refere-se a porção nordeste da ilha de Iguape. Foram analisadas através das sistemáticas SHRIMP (BP-10) e LA-ICP-MS (BP-129), ambas com locação dos pontos analíticos determinada através da análise de imagens de catodoluminescência.

Os zircões da amostra BP-10 são caracterizados por cristais biterminados com prismas alongados ou curtos, hábito tabular, freqüentemente fraturados e com poucas inclusões. A análise de imagens de catodoluminescência permite reconhecer o zoneamento setorial nos prismas alongados (figura 7.31). Em cristais de dimensões menores observa-se zoneamento cíclico com tonalidades mais escuras, denotando alto conteúdo de urânio. Em cristais de prisma curto observa-se a ausência de zoneamento em praticamente todo cristal, com apenas uma zona de alta luminescência com baixo teor de urânio (figura 7.31).

Figura 7.31: Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra BP-10, suíte Rio do Poço.

Os cristais de zircão da amostra BP-129 são caracterizados por prismas biterminados com hábito tabular, translúcidos, com poucas fraturas e inclusões. Através do estudo de imagens de catodoluminescência são determinados núcleo e bordas com diferentes padrões (figura 7.20). Os núcleos pode ser caracterizados por zonas com zoneamento magmático, ou por zonas com alta luminosidade e sem estruturação. Podem apresentar formas irregulares e truncamento com as faces do cristal. As bordas são caracterizadas por zonas de baixa luminosidade com espessura variável, semelhante ao observado em processos de recristalização (figura 7.32).

Figura 7.32: Imagens de catodoluminescência da amostra BP-129.

Na amostra BP-10 foram selecionados cristais de zircão com estruturas internas sugestivas de crescimento ígneo em processos magmáticos (zoneamento magmático), para realização de análises SHRIMP. Os dados isotópicos acusaram idades semelhantes e precisas, com cálculo de idade Concordia em 615 ± 7 Ma (figura 7.33), interpretada como relativa ao período de cristalização do zircão e, conseqüentemente, a época de formação desse leucogranito. Tal valor é relativamente próximo ao obtido nas proximidades de Paranaguá por Siga Junior (1995), com idade U-Pb convencional em 609 ± 28 Ma.

Figura 7.33: Diagrama Concordia (SRHIMP) do leucogranito da Suíte Rio do Poço - afloramento BP-10, localizado entre Morretes e Paranaguá – PR.

Na amostra BP-129 foram realizadas análises LA-ICP-MS em bordas e núcleos de cristais de zircão, como observado nas imagens de catodoluminescência (figura 7.32). Os pontos analíticos, quando tratados em diagrama Concordia, mostram ampla distribuição ao longo da curva definido um intervalo entre 630 Ma e 530 Ma, com média ponderada em 598 ± 20 (figura 7.34).

O intervalo 617-600 Ma representa o principal período de cristalização do zircão e, conseqüentemente, de formação dos litotipos graníticos da Suíte Rio do Poço. Interessante notar que tal intervalo é muito similar ao obtido nos litotipos graníticos da Suíte Morro Inglês.

Figura 7.34: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) dos zircões do leucogranito com duas micas da Suíte Rio do Poço - amostra BP-129, localizada na Ilha de Iguape – SP.

Dado relativo ao resfriamento dessas rochas foi obtido através do método K-Ar em biotitas da amostra de leucogranito com duas micas do ponto BP-73a, localizado nas proximidades do Morro Agudo, na Ilha de São Francisco do Sul. O valor obtido de 520 ± 15 Ma, indica a colocação desses leucogranitos a isothermas superiores a $250\text{--}300^\circ\text{C}$. Analisando a Suíte Rio do Poço como um todo, nota-se que as idades cambrianas obtidas pelo método U-Pb em zircão (BP-129) encontram-se relativamente próximas da obtida pelo método K-Ar em biotita (BP-73a). A relação dessas idades pode ser explicada pela ação de um processo tectônico, com importante acréscimo de temperatura relacionado ao Cambriano.

Os dados isotópicos Sm-Nd apontam valores de $f_{\text{Sm/Nd}}$ para as amostras BP-10 (-0,33) e BP-73a (-0,57) indicativos de processos de fracionamento superpostos nessas rochas, o que pode ser explicado pela presença de allanita e epidoto magmático em dimensões de até 0,5 mm nesses litotipos. Nestes casos foi admitida evolução por estágio duplo. As idades T_{DM} desses granitos distribuem-se entre 2,6 Ga e 2,0 Ga (tabela 7.17), com valores de ε_{Nd} entre -12 e -21, quando calculados para época de formação desses litotipos (c.a. 0,6 Ga), evidenciando que seus protolitos possuíam uma história crustal anterior ao Neoproterozóico (figura 7.35).

Figura 7.35: Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo (Ga) dos litotipos da Suíte Rio do Poço. Curva de evolução mantélica segundo os dados de DePaolo (1991). Amostras com cálculo por estágio duplo segundo procedimentos descritos por Sato (1998).

No. Campo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
BP-10	10,528350	48,058570	0,132474	0,000445	0,511767	0,000010	-0,33
BP-73a	7,291854	51,899867	0,084959	0,000501	0,511117	0,000012	-0,57
BP-129	4,893399	24,860114	0,119028	0,000701	0,511432	0,000006	-0,39

Tabela 7.16: Dados isotópicos Sm-Nd das rochas da Suíte Rio do Poço.

No. Campo	$\epsilon(0)$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon(\text{TDM})$	T_1 (Ma)	$\epsilon(\text{T}_1)$	T_{DM} (Ma) 2estágios
BP-10	-17,000000	2,407076	2,72116335	590	-12,1570473	2,05021877
BP-73a	-29,664648	2,287098	2,93341828	590	-21,2553621	2,68960021
BP-129	-23,525527	2,612561	2,35836986	590	-17,6801131	2,44023605

Tabela 7.17: Valores de ϵ_{Nd} e T_{DM} calculados em diferentes períodos para rochas da Suíte Rio do Poço. Os valores em negrito foram os utilizados para confecção da figura 7.23.

LA-ICP-MS – SUÍTE RIO O POÇO (BP-129)														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s	rho	Pbc
UQZ1	0,0778	1,0	2,0582	1,7	0,1918	1,4	1142,4	20,5	1135,0	11,9	1131,1	14,5	0,81	0,004
UQZ2	0,0778	1,0	2,0469	1,8	0,1909	1,5	1141,4	19,6	1131,3	12,0	1126,0	15,1	0,83	0,002
Z1	0,0598	1,0	0,7966	1,5	0,0966	1,1	596,1	21,3	594,9	6,8	594,6	6,5	0,76	0,002
Z2	0,0577	3,2	0,6316	2,3	0,0793	2,1	520,3	68,5	497,1	4,9	492,0	9,9	0,92	0,004
Z3	0,1205	0,6	5,3317	1,3	0,3210	1,1	1963,3	11,3	1874,0	11,0	1794,4	17,4	0,87	0,001
Z4	0,1355	2,2	7,5795	1,6	0,4058	1,4	2169,9	37,2	2182,4	8,5	2195,8	26,6	0,90	0,003
Z1b	0,0588	2,1	0,7611	1,6	0,0939	1,4	559,5	45,3	574,6	3,7	578,5	7,7	0,89	0,001
Z5	0,0605	0,7	0,8491	1,3	0,1018	1,1	622,1	14,0	624,2	6,0	624,7	6,5	0,86	0,001
Z6	0,0562	3,2	0,5183	2,3	0,0669	2,1	458,5	70,4	424,0	4,4	417,7	8,6	0,92	0,003
Z7	0,0601	1,0	0,8227	2,1	0,0993	1,9	606,2	20,9	609,5	9,8	610,4	11,1	0,89	0,001
Z8	0,0589	0,7	0,4790	1,2	0,0590	1,0	562,1	14,8	397,4	4,1	369,7	3,8	0,84	0,001
Z9	0,0596	1,3	0,7534	4,0	0,0917	3,8	589,4	27,7	570,2	17,6	565,4	20,7	0,95	0,003
Z10	0,0581	5,9	0,7027	4,2	0,0876	4,0	535,3	123,7	540,4	9,1	541,6	20,7	0,96	0,002
Z11	0,0604	0,9	0,7963	2,3	0,0956	2,1	618,4	18,8	594,7	10,2	588,5	11,7	0,92	0,002

Tabela 7.18: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-129, Suíte Rio do Poço. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

N. de Campo	Material Analisado	Unidade	% de K	erro de K (%)	Ar40Rad ccSTP/g (*10-6)	Ar40Atm (%)	Idade (Ma)	Erro (Ma)
BP-73a	Biotita	Rio do Poço	7,01	1,75	163,93	3,03	520	15
BP-128	Biotita	Canavieiras - Estrela	7,55	0,78	170,34	7,15	504	11
BP-104a	Biotita	Canavieiras - Estrela	7,00	0,51	168,05	5,45	531	10
BP-196	Biotita	Morro Inglês	6,91	2,30	170,28	4,01	544	19
BP-69	Biotita	Complexo S. F. S	7,67	0,67	183,56	3,34	530	10

Tabela 7.19: Dados isotópicos das análises K-Ar realizadas nas suítes Rio do Poço, Morro Inglês, Canavieiras–Estrela e gnaisses do Complexo São Francisco do Sul.

7.6. Sequência Rio das Cobras

Numa tentativa de caracterizar possíveis áreas fonte e para os metassedimentos da Sequência Rio das Cobras, foram realizadas análise U-Pb por LA-ICP-MS em cristais de zircão de uma amostra de granada-silimanita-xisto localizada na ponte sobre o rio Ribeira, na entrada de Iguape – SP. Os cristais de zircão do granada-silimanita-xisto são representados por cristais heterogêneos quanto à luminescência, dimensões e formas. São cristais arredondados e fragmentados ou cristais prismáticos que geralmente apresentam núcleos e bordas (figura 7.36).

Figura 7.36: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra BP-145.

As análises envolveram 54 cristais de zircão, num total de 76 determinações de núcleos e bordas (tabela 7.19). Os dados analíticos mostram concentrações de idades mais expressivas no Paleoproterozóico e no Neoproterozóico, com valores esparsos no Mesoproterozóico e Arqueano, como observado nos pontos distribuídos em diagrama Concordia (figura 7.37) e em histograma de densidades de valores (figura 7.38).

Os valores relativos ao Mesoproterozóico, Paleoproterozóico e Arqueano foram obtidos em núcleos de cristais de zircão. A maior frequência observada refere-se ao Paleoproterozóico, com idades distribuídas no intervalo de 2.200 Ma e 1.800 Ma (figuras 7.37 e 7.38). As idades do

Neoproterozóico foram obtidas principalmente em bordas de cristais de zircão com aspecto de recristalização, com maior freqüência entre 650-600Ma. Estes valores foram tratados em diagrama Concordia na figura 7.39, com idade de 611 ± 39 Ma definida pela média ponderada. Esta idade é relacionada ao período de recristalização e geração das bordas nesses cristais, provavelmente associado ao evento metamórfico de alto grau reconhecido nesta porção do Terreno Paranaguá.

Nas proximidades do ponto BP-145 ocorrem gnaisses com paragênese de alto grau metamórfico definida pela presença de silimanita, granada e cianita, com cristais de monazita (afloramento BP-133). Essas monazitas foram analisadas pelo método U-Pb D-TIMS e o tratamento dos dados isotópicos em diagrama Concordia caracteriza a idade de 599 ± 5 Ma (figura 7.40), relativa a época de cristalização desse mineral, com temperaturas da ordem de 600-500° C. Este resultado, acoplado com os dados de bordas de zircão da amostra BP-145 (figura 7.39), caracteriza o intervalo de 611-600 Ma como provável pico metamórfico nessas seqüências.

Figura 7.37: Diagrama Concórdia dos zircões do granada-silimanita-xisto da Sequência Rio das Cobras. Afloramento BP-145, próximo à ponte sobre o Rio Ribeira, entre Iguape e o continente.

Figura 7.38: Histograma (LA-ICP-MS) com as idades obtidas nos zircões do granada-silimanita-xisto da Sequência Rio das Cobras. Afloramento BP-145, próximo à ponte sobre o Rio Ribeira, entre Iguape e o continente.

Figura 7.39: Diagrama Concordia (LA-ICP-MS) somente com os dados do Neoproterozóico obtidos na amostra BP-145 (Sequência Rio das Cobras).

Figura 7.40: Diagrama Concordia (ID-TIMS) de monazitas em xistos de alta pressão e temperatura associados a zonas de cisalhamento de empurrão - afloramento BP-133 (Sequência Rio das Cobras), porção norte de Iguape – SP.

LA-ICP-MS – SEQUÊNCIA RIO DAS COBRAS (BP-145)														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s	rho	Pbc
UQZ1	0,0777	0,9	2,0983	1,6	0,1957	1,3	1140,4	18,3	1148,3	11,1	1152,4	13,9	0,82	0,002
UQZ2	0,0778	1,3	2,0912	2,0	0,1949	1,5	1142,2	26,3	1145,9	13,8	1147,9	15,8	0,75	0,002
Z1	0,1121	1,6	3,2945	3,2	0,2131	2,7	1834,0	29,2	1479,8	24,7	1245,4	30,9	0,86	0,002
Z2	0,1226	0,9	5,9519	3,6	0,3520	3,5	1995,0	15,5	1968,8	31,7	1944,1	59,4	0,97	0,003
Z3	0,0604	1,2	0,9178	3,9	0,1102	3,7	618,9	25,3	661,2	18,8	673,7	23,6	0,95	0,004
Z4	0,0596	0,8	0,7895	3,4	0,0961	3,3	588,6	17,7	590,9	15,1	591,5	18,5	0,97	0,001
Z5	0,1210	0,9	5,7591	1,8	0,3452	1,5	1971,0	16,4	1940,3	15,5	1911,7	25,3	0,86	0,001
Z6	0,1072	0,9	4,5150	1,6	0,3053	1,4	1753,1	16,0	1733,7	13,4	1717,7	20,4	0,84	0,001
Z7	0,1223	0,9	6,0262	1,6	0,3575	1,4	1989,5	15,5	1979,6	14,2	1970,2	23,4	0,85	0,001
Z8	0,1221	0,9	6,0083	2,1	0,3570	1,9	1986,5	15,2	1977,0	18,4	1968,0	32,8	0,92	0,002
Z9	0,0619	1,1	0,8529	2,4	0,1000	2,1	669,8	23,1	626,2	11,2	614,2	12,5	0,89	0,002
Z10rim	0,0632	1,0	0,8365	1,9	0,0960	1,5	715,1	22,2	617,2	8,6	590,9	8,7	0,83	0,002
Z10core	0,1175	1,2	5,4012	2,4	0,3335	2,1	1918,2	21,4	1885,0	21,0	1855,1	34,5	0,87	0,004
Z11	0,1681	0,9	10,6200	3,1	0,4582	3,0	2538,8	15,6	2490,5	28,8	2431,6	60,1	0,95	0,001
Z12	0,0602	0,9	0,8218	1,9	0,0990	1,6	611,0	20,4	609,1	8,5	608,6	9,3	0,86	0,002
Z13	0,0632	1,1	0,8942	2,3	0,1025	2,0	716,5	23,1	648,6	11,1	629,3	12,2	0,88	0,002
Z14core	0,1201	0,9	5,6061	1,5	0,3387	1,2	1957,1	16,7	1917,0	13,0	1880,2	19,3	0,79	0,003
Z14rim	0,0617	1,2	0,9034	3,1	0,1061	2,8	664,7	24,8	653,5	14,7	650,3	17,5	0,93	0,004
Z15core	0,1757	0,9	8,6754	2,4	0,3581	2,2	2612,5	14,6	2304,5	21,5	1973,4	37,3	0,93	0,002
Z15rim	0,0614	0,9	0,8152	1,7	0,0963	1,4	652,7	20,3	605,3	7,6	592,8	7,7	0,82	0,001
Z16core	0,1287	0,9	6,1448	1,6	0,3464	1,4	2079,9	16,1	1996,6	14,3	1917,2	22,7	0,83	0,002
Z16rim	0,0606	1,0	0,8098	2,8	0,0969	2,6	626,1	21,2	602,3	12,7	596,0	14,9	0,94	0,002
Z17core	0,1226	1,1	5,7047	1,8	0,3375	1,4	1994,3	18,8	1932,1	15,2	1874,6	23,0	0,80	0,004
Z17rim	0,0615	1,0	0,8368	1,9	0,0987	1,7	655,7	21,7	617,4	9,0	607,0	9,6	0,85	0,003
Z18	0,1899	0,7	12,7121	1,4	0,4854	1,1	2741,5	12,0	2658,6	12,8	2550,9	24,1	0,84	0,001
Z19	0,1045	0,9	4,1474	2,4	0,2877	2,2	1706,3	16,5	1663,7	19,4	1630,1	31,7	0,93	0,003
Z20	0,1223	0,8	5,6279	1,4	0,3338	1,1	1989,9	13,9	1920,4	11,8	1856,6	18,2	0,82	0,000
Z21	0,0711	1,5	0,8943	2,4	0,0913	1,9	959,7	31,1	648,7	11,7	562,9	10,3	0,78	0,009
Z22	0,1232	1,1	5,9109	2,0	0,3480	1,7	2002,9	20,0	1962,8	17,4	1925,0	27,7	0,83	0,005
Z23	0,0945	1,1	3,3195	2,8	0,2548	2,6	1518,1	21,1	1485,6	22,1	1463,0	34,1	0,92	0,004

Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s	rho	Pbc
Z24	0,1206	0,8	5,8957	1,9	0,3546	1,7	1965,1	15,1	1960,6	16,8	1956,4	29,4	0,90	0,002
Z25	0,1187	0,9	5,3030	1,7	0,3241	1,4	1936,5	15,6	1869,3	14,4	1809,6	22,8	0,86	0,003
Z26	0,0700	1,0	1,1147	1,5	0,1154	1,1	1917,5	20,1	760,4	7,8	704,2	7,3	0,74	0,003
Z27core	0,1200	0,9	5,7287	3,2	0,3462	3,1	1942,3	16,3	1935,7	28,0	1916,4	51,5	0,96	0,003
Z27rim	0,0597	1,1	0,9326	2,5	0,1133	2,3	1967,0	23,4	669,0	12,4	691,9	15,0	0,90	0,004
Z28core	0,1849	0,8	13,3552	2,4	0,5238	2,2	1991,8	14,0	2705,1	22,5	2715,2	49,2	0,93	0,002
Z28rim	0,0787	2,4	1,0165	4,2	0,0937	3,4	2016,6	48,2	712,2	21,6	577,2	19,0	0,82	0,007
Z29	0,1331	1,1	6,9973	2,6	0,3812	2,4	2041,3	18,6	2111,1	23,2	2082,0	42,4	0,91	0,005
Z30	0,1222	1,8	6,0569	2,5	0,3593	1,8	1989,3	31,9	1984,1	22,2	1979,1	30,7	0,71	0,019
Z31	0,1138	0,9	4,5973	1,8	0,2929	1,6	1861,7	16,0	1748,8	14,9	1655,9	22,7	0,87	0,002
Z32	0,1184	0,9	4,9714	1,8	0,3044	1,6	1932,9	16,7	1814,5	15,4	1713,1	23,5	0,86	0,003
Z33rim	0,0699	1,0	1,1445	2,3	0,1188	2,1	925,1	19,8	774,6	12,4	723,5	14,2	0,91	0,003
Z33core	0,1173	0,9	5,6572	1,5	0,3497	1,2	1915,9	16,3	1924,9	12,9	1933,2	19,7	0,79	0,002
Z34	0,1210	1,2	5,4254	2,0	0,3252	1,6	1971,2	21,3	1888,9	17,1	1814,9	25,2	0,80	0,003
Z35	0,1218	1,2	6,0987	1,8	0,3632	1,4	1982,3	21,2	1990,1	16,0	1997,5	23,9	0,76	0,004
Z36core	0,1082	1,3	4,7070	2,8	0,3156	2,5	1769,0	23,8	1768,5	23,5	1768,1	38,4	0,89	0,004
Z37rim	0,1291	0,6	6,8029	1,5	0,3821	1,4	2086,2	11,3	2086,1	13,6	2086,0	24,9	0,91	0,002
Z37core	0,1310	0,8	6,6454	1,6	0,3680	1,4	2111,2	14,0	2065,4	14,2	2019,8	24,3	0,87	0,003
Z38rim	0,0597	0,8	0,8865	2,1	0,1077	2,0	592,2	17,5	644,5	10,2	659,5	12,5	0,93	0,002
Z38core	0,1351	0,9	7,1949	2,1	0,3861	1,9	2165,8	15,0	2135,9	18,8	2104,9	34,6	0,91	0,001
Z39core	0,1156	0,5	5,8071	1,4	0,3643	1,3	1889,3	9,9	1947,5	11,9	2002,6	21,7	0,92	0,000
Z39rim	0,0593	0,6	0,8085	1,3	0,0989	1,1	577,1	13,0	601,6	5,8	608,2	6,5	0,88	0,001
Z40	0,1987	0,7	15,2629	1,4	0,5572	1,2	2815,2	10,9	2831,8	13,0	2855,2	27,5	0,87	0,001
Z41core	0,1305	0,9	6,9242	1,6	0,3849	1,3	2104,2	15,7	2101,8	13,9	2099,2	23,1	0,82	0,002
Z41rim	0,0595	1,1	0,8938	2,5	0,1090	2,2	584,2	24,3	648,4	11,9	667,0	14,0	0,89	0,002
Z42core	0,1961	0,8	16,0409	1,9	0,5932	1,7	2794,2	13,3	2879,2	18,4	3002,3	41,8	0,91	0,000
Z42rim	0,0595	0,9	0,8812	7,0	0,1073	6,9	587,1	20,1	641,6	33,1	657,2	43,1	0,99	0,001
Z43core	0,1192	0,8	5,7077	1,5	0,3473	1,3	1944,0	14,7	1932,5	13,1	1921,9	21,0	0,84	0,001
Z43rim	0,0655	1,0	0,8771	1,8	0,0972	1,5	789,5	21,5	639,4	8,7	597,8	8,7	0,83	0,002
Z44	0,1250	0,9	5,8551	1,8	0,3398	1,6	2028,6	15,3	1954,6	16,0	1885,5	26,7	0,88	0,001
Z45core	0,1225	1,3	6,6739	4,2	0,3953	4,0	1992,3	24,0	2069,2	37,1	2147,2	72,8	0,95	0,004
Z45rim	0,1049	2,4	3,1409	3,7	0,2171	2,8	1713,2	44,1	1442,8	28,3	1266,4	32,1	0,76	0,001
Z46	0,1215	0,9	5,7110	2,4	0,3410	2,2	1978,1	15,7	1933,0	20,4	1891,3	35,8	0,93	0,004
Z47	0,1180	5,2	5,3916	3,7	0,3314	3,6	1926,0	90,8	1883,5	16,4	1845,2	57,2	0,96	0,003
Z48	0,1259	0,7	6,2108	2,7	0,3577	2,6	2041,7	11,9	2006,0	23,2	1971,4	43,5	0,97	0,001
Z49	0,0834	3,9	1,5563	2,9	0,1353	2,6	1278,8	75,0	953,0	9,3	818,2	20,0	0,90	0,002
Z50	0,2020	0,7	15,1095	2,1	0,5425	2,0	2842,5	11,7	2822,2	19,9	2793,8	44,5	0,94	0,001
Z51core	0,1266	0,8	6,5646	1,7	0,3760	1,5	2051,6	14,0	2054,6	14,8	2057,6	26,0	0,88	0,003
Z51rim	0,0590	1,0	0,8657	3,9	0,1063	3,8	568,8	20,9	633,2	18,4	651,4	23,4	0,97	0,001
Z52	0,1198	0,8	5,9050	2,0	0,3575	1,9	1953,3	14,4	1962,0	17,6	1970,1	31,6	0,92	0,002
Z53	0,1196	0,9	6,0712	1,5	0,3681	1,2	1950,4	15,2	1986,1	12,7	2020,6	20,5	0,81	0,002
Z54	0,1220	0,9	6,0768	1,8	0,3612	1,5	1986,1	15,7	1986,9	15,4	1987,7	26,3	0,87	0,001
Z55core	0,1059	1,2	3,2618	5,8	0,2234	5,7	1730,1	22,0	1472,0	44,9	1299,7	66,5	0,98	0,002
Z55rim	0,0716	3,5	1,2647	2,6	0,1282	2,3	973,7	69,5	830,0	7,7	777,4	16,6	0,87	0,002
Z56	0,1208	0,9	6,1350	1,8	0,3684	1,6	1967,7	15,2	1995,2	16,1	2022,0	28,3	0,89	0,002
Z57	0,1229	0,9	6,3416	1,6	0,3744	1,3	1998,1	16,0	2024,2	13,6	2050,0	22,2	0,82	0,001
Z58	0,1247	0,8	6,2790	1,9	0,3653	1,7	2024,0	14,8	2015,5	16,3	2007,3	28,7	0,89	0,001

Tabela 7.20: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-145, Sequência Rio das Cobras. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

ID-TIMS – SEQUÊNCIA RIO DAS COBRAS (BP-133a)													
FR	207/235	Err (%)	206/238	Err (%)	COEF.	207/206	Err	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	206/238 (Ma)	207/235 (Ma)	207/206 (Ma)
A	0,796057	1,11	0,097453	0,98	0,885	0,059244	0,52	714,28	290,41	735,3	599	595	576
B	0,739290	4,53	0,097130	2,88	0,656	0,055203	3,42	212,54	189,03	354,4	598	562	420
C	0,777339	3,66	0,097045	3,25	0,8954	0,0580945	1,63	275,751	209,78	318,96	597,07	584	533

Tabela 7.21: Dados isotópicos U-Pb / ID-TIMS de cristais de monazita da amostra BP-133a.

7.7. Complexo Turvo-Cajati

Para o Complexo Turvo-Cajati foram realizadas análises U-Pb através da sistemática LA-ICP-MS em cristais de zircão detrítico de quartzitos impuros do afloramento BP-226, localizado nos arredores de Itapitangui. Este quartzito ocorre como intercalações nas seqüências metapelíticas com grau metamórfico xisto-verde, zona da biotita.

Os cristais de zircão do cianita-granada-silimanita-xisto são representados por cristais prismáticos e biterminados, heterogêneos quanto à luminescência, que geralmente apresentam núcleos e bordas. Também ocorrem cristais arredondados e fragmentados que apresentam bordas de recristalização (figuras 7.41 e 7.42).

Figura 7.41: Imagens em luz transmitida da variedade de cristais de zircão da amostra BP-226, quartzito do Complexo Turvo-Cajati.

Figura 7.42: Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra BP-152.

Os dados analíticos (tabela 7.22 e figura 7.43) mostram expressiva concentração de idades no Neoproterozóico (620 - 590 Ma). Tais análises envolveram tanto bordas como núcleos de zircão, indicando valores máximos para deposição dessas rochas. Valores relativos ao Arqueano, Paleoproterozóico e Mesoproterozóico são observados em menor frequência (figura 7.43).

Portanto, o padrão isotópico observado nos cristais de zircão detrítico de quartzitos impuros do Complexo Turvo-Cajati, caracteriza o Neoproterozóico como período de deposição, com idade máxima em 606 ± 16 Ma (média ponderada).

Figura 7.43: Histograma com as idades obtidas nos zircões do quartzito (BP-226) do Complexo Turvo-Cajati.

Adicionalmente, foi realizado estudo isotópico de cristais de zircão detrítico em rochas de alto grau metamórfico, pertencentes ao Complexo Turvo-Cajati. A amostra BP-152 é representada por cianita-granada-silimanita-gnaiss localizado a norte de Iguape. Esta rocha apresenta foliação milonítica de baixo ângulo, com indicadores de cavalgamento associados a Zona de Cisalhamento Icapara, localizada mais ao sul. Faleiros (2008) descreve rochas semelhantes as observadas no ponto BP-152 nas proximidades do Granito Guaraú (a sudoeste), caracterizando metamorfismo granulítico nessa porção do Complexo Turvo-Cajati.

As análises envolveram 51 cristais de zircão, com análises tanto em bordas quanto em núcleos. Os dados analíticos mostram distribuição de idades relativamente contínua entre 2.200 Ma e 600 Ma (figura 7.44). Os valores neoproterozóicos foram obtidos principalmente em bordas de zircão, ou em cristais com dimensões reduzidas com alto teor de urânio (baixa luminescência), sendo interpretados como relativos a recristalização desses minerais durante o metamorfismo que atingiu o fácies granulito. Idades mais antigas concentram-se nos intervalos 1.400 – 1.200 Ma e 1.600 – 2.000 Ma, relacionadas respectivamente a fontes mesoproterozóicas e paleoproterozóicas

(figura 7.44). Com menor intensidade, alguns cristais de zircão apresentam registros arqueanos de aproximadamente 2,7 Ga.

Figura 7.44: Histograma (LA-ICP-MS) com as idades obtidas nos zircões do cianita-granada-silimanita-gnaiss do Complexo Turvo-Cajati (BP-152), próximo ao contato com o Terreno Paranaguá.

O estudo isotópico ID-ITMS de monazitas das rochas gnáissicas de alto grau do Complexo Turvo-Cajati envolveu cristais das amostras BP-152 e BP-156, com idades de 594 ± 3 Ma e 592 ± 2 Ma, respectivamente (figuras 7.45 e 7.46). São idades similares as obtidas em alguns cristais de zircão, sugerindo a sua relação com o pico do evento metamórfico.

Figura 7.45: Diagrama Concórdia de monazitas em gnaissse de alta pressão e temperatura associados a zonas de cisalhamento de empurrão. Afloramento BP-152, gnaissse com cianita, granada e silimanita(Complexo Turvo-Cajati).

Figura 7.46: Diagrama Concórdia de monazitas em granito gnaissse, com foliação milonítica associada a falha lateral. Afloramento BP-156, na Zona de Cisalhamento Serrinha.

LA-ICP-MS – COMPLEXO TURVO-CAJATI (BP-226)														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s	rho	Pbc
UQZ1	0,0772	0,8	2,0753	1,3	0,1949	1,1	1126,6	15,1	1140,7	9,1	1148,1	11,4	0,82	0,001
UQZ2	0,0775	1,0	2,0700	1,5	0,1936	1,1	1135,1	20,0	1138,9	10,0	1140,9	11,2	0,73	0,002
Z1core	0,2201	0,7	17,9506	1,4	0,5916	1,2	2981,2	11,1	2987,1	13,6	2995,8	29,6	0,87	0,001
Z1rim	-0,0163	129,1	-0,1884	17,7	0,0840	6,4	#NÚM!	#NÚM!	-211,9	141,6	520,2	36,7	0,36	0,133
Z2	0,2254	21,0	9,8473	17,6	0,3168	5,5	3020,0	302,0	2420,6	89,1	1774,0	88,3	0,31	0,033
Z3	0,2184	0,7	16,5172	5,5	0,5485	5,4	2968,9	10,7	2907,2	52,3	2819,0	123,7	0,99	0,002
Z4	0,2114	6,8	15,9827	4,8	0,5483	4,7	2916,5	106,4	2875,8	23,3	2818,0	107,5	0,98	0,002
Z5core	0,0601	3,1	0,7693	2,4	0,0929	1,6	606,0	66,0	579,3	6,1	572,5	8,8	0,66	0,008
Z5rim	0,0603	0,8	0,8330	1,5	0,1002	1,2	613,6	16,7	615,3	6,8	615,7	7,3	0,85	0,003
Z6	0,2035	5,7	14,2374	3,9	0,5074	3,7	2854,7	89,2	2765,7	21,8	2645,3	81,8	0,95	0,012
Z7core	0,4047	11,8	53,3857	8,3	0,9567	8,3	3926,7	166,6	4057,6	41,0	4327,2	256,6	0,99	0,002
Z8	0,3194	2,0	38,5358	1,5	0,8749	1,3	3567,2	30,4	3733,8	8,0	4052,0	39,8	0,90	0,006
Z9	0,0635	0,9	0,8310	4,0	0,0949	3,9	724,3	18,8	614,2	18,4	584,7	21,7	0,97	0,001
Z10	0,3815	4,0	42,4070	2,9	0,8062	2,8	3837,7	59,6	3828,6	15,6	3811,3	79,6	0,96	0,003
Z11rim	0,0600	0,8	0,8072	1,4	0,0976	1,1	602,4	18,2	600,9	6,2	600,4	6,1	0,79	0,001
Z11core	0,0594	0,8	0,7936	1,5	0,0969	1,3	581,0	17,3	593,2	6,9	596,4	7,5	0,85	0,002
Z12core	0,2137	0,6	17,0961	1,7	0,5802	1,6	2933,9	10,3	2940,2	16,6	2949,5	38,2	0,93	0,000
Z12rim	0,1496	1,1	3,2989	2,1	0,1599	1,8	2341,3	18,0	1480,8	16,5	956,4	16,4	0,87	0,055
Z13	0,1389	0,7	8,2585	2,0	0,4312	1,9	2213,6	12,7	2259,8	18,1	2311,2	36,1	0,93	0,002
Z14	0,2151	0,7	17,2281	1,7	0,5810	1,5	2944,2	11,3	2947,6	15,9	2952,6	35,7	0,91	0,001
Z15	0,2174	0,7	17,6791	1,3	0,5899	1,1	2961,3	10,6	2972,4	12,0	2988,9	25,5	0,85	0,001
Z16	0,0886	2,2	2,6839	6,3	0,2197	5,9	1395,7	42,9	1324,0	46,4	1280,2	67,9	0,93	0,001
Z17	0,2007	4,7	11,5969	3,6	0,4190	2,8	2832,0	74,2	2572,4	17,4	2256,1	53,9	0,78	0,005
Z18core	0,0587	1,2	0,7374	2,6	0,0911	2,3	555,6	26,9	560,9	11,2	562,2	12,3	0,88	0,002
Z18rim	0,0585	1,3	0,8353	2,5	0,1035	2,2	549,7	28,3	616,6	11,7	634,9	13,2	0,86	0,001
Z20core	0,0622	1,0	0,9194	1,5	0,1072	1,1	680,7	22,4	662,0	7,5	656,6	7,0	0,73	0,003
Z20rim	0,0558	2,4	0,7836	1,6	0,1019	1,2	443,7	52,6	587,5	4,9	625,4	7,4	0,76	0,017
Z21	0,2085	0,7	16,4858	2,0	0,5733	1,9	2894,2	11,1	2905,4	19,4	2921,5	44,8	0,94	0,015
Z22	0,0616	1,2	0,8285	3,4	0,0975	3,2	660,5	26,2	612,8	15,7	599,9	18,3	0,93	0,005
Z23	0,1171	0,8	4,2006	1,5	0,2602	1,2	1912,2	14,3	1674,1	12,1	1490,9	16,5	0,84	0,000
Z24	0,1320	1,1	8,3387	2,2	0,4581	1,8	2124,9	19,4	2268,5	19,5	2431,3	37,4	0,86	0,001
Z25	0,1286	1,2	7,6937	2,2	0,4340	1,8	2078,4	20,5	2195,9	19,6	2323,9	35,9	0,84	0,002
Z26	0,2331	1,4	6,9059	2,1	0,2149	1,5	3073,3	22,2	2099,4	18,3	1254,8	17,5	0,74	0,030
Z27	0,1735	1,7	6,5219	5,4	0,2726	5,1	2591,8	28,8	2048,9	47,6	1554,0	70,8	0,95	0,043
Z28	0,0955	6,0	1,6332	3,7	0,1241	3,2	1537,4	108,8	983,1	15,7	754,0	23,9	0,89	0,037
Z29	0,0587	1,3	0,7660	2,2	0,0946	1,7	557,2	29,1	577,5	9,5	582,6	9,5	0,79	0,001
Z30	0,1719	2,6	11,5294	17,5	0,4864	17,3	2576,5	43,4	2567,0	163,2	2554,9	364,3	0,99	0,026
Z31	0,1304	2,6	5,8406	1,9	0,3247	1,7	2104,0	44,3	1952,5	8,8	1812,8	26,7	0,89	0,002
Z32	0,2229	1,7	19,3415	1,2	0,6293	1,0	3001,8	26,5	3059,0	7,1	3146,9	25,3	0,81	0,012
Z33	0,1902	5,4	9,4417	3,8	0,3600	3,6	2744,2	86,6	2381,9	19,8	1982,0	62,2	0,95	0,010
Z34	0,1279	7,3	1,9452	4,6	0,1103	3,7	2069,5	123,6	1096,8	20,7	674,5	25,1	0,81	0,047
Z35	0,1653	5,0	10,8150	3,5	0,4745	3,1	2510,7	82,4	2507,4	18,2	2503,2	66,0	0,89	0,016
Z36	0,1188	3,3	4,6701	2,4	0,2852	2,1	1937,7	58,1	1761,9	11,0	1617,5	29,9	0,86	0,008
Z37	0,1986	5,3	12,1055	3,9	0,4421	3,5	2814,7	84,7	2612,6	20,8	2360,0	69,7	0,91	0,007
Z38	0,1804	7,5	11,6436	5,0	0,4682	4,7	2656,4	119,5	2576,2	26,8	2475,5	98,8	0,95	0,027
Z39	0,1321	1,3	7,2819	2,9	0,3997	2,5	2126,5	23,6	2146,6	25,6	2167,7	46,6	0,88	0,002
Z40	0,1374	1,3	7,9581	2,5	0,4202	2,1	2194,3	23,3	2226,3	22,4	2261,2	40,0	0,84	0,001

Tabela 7.22: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-226, Complexo Turvo-Cajati. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

LA-ICP-MS - COMPLEXO TURVO-CAJATI (BP-152)														
Sample	7/6 ratio	%2s	7/5 ratio	2s	6/8 ratio	2s	7/6 age	2s	7/5 age	2s	6/8 age	2s	rho	Pbc
UQZ1	0,0779	1,3	2,1222	2,0	0,1977	1,5	1143,2	26,0	1156,0	13,5	1162,9	15,5	0,74	0,004
UQZ2	0,0808	1,8	2,2961	3,3	0,2060	2,8	1217,7	35,3	1211,1	23,4	1207,3	30,6	0,84	0,007
Z1	0,0831	1,1	2,1679	2,0	0,1892	1,7	1271,7	21,3	1170,8	14,1	1117,0	17,6	0,84	0,001
Z2	0,0686	1,2	1,4244	2,6	0,1507	2,3	885,4	25,1	899,2	15,3	904,8	19,1	0,88	0,003
Z3	0,0628	1,2	0,9880	2,3	0,1142	1,9	699,8	26,1	697,7	11,6	697,0	12,9	0,85	0,002
Z4	0,1197	0,8	5,7465	3,6	0,3481	3,5	1952,4	14,2	1938,4	30,8	1925,3	57,7	0,97	0,001
Z5core	0,0651	1,3	1,1932	2,5	0,1329	2,2	778,8	27,4	797,4	13,9	804,1	16,3	0,86	0,004
Z5rim	0,0579	4,7	0,7158	3,3	0,0896	3,1	527,5	100,0	548,2	7,5	553,2	16,7	0,95	0,004
Z6	0,0656	1,3	1,2282	2,2	0,1357	1,8	794,3	27,4	813,5	12,3	820,5	13,7	0,81	0,003
Z7core	0,1138	0,9	5,0730	3,6	0,3233	3,4	1860,9	17,1	1831,6	30,2	1805,9	54,0	0,96	0,001
Z7rim	0,0594	0,9	0,8277	1,8	0,1010	1,6	583,4	19,5	612,4	8,3	620,2	9,3	0,87	0,002
Z8	0,1434	1,1	7,9612	2,7	0,4027	2,4	2268,7	18,6	2226,6	24,0	2181,2	45,1	0,91	0,015
Z9rim	0,0713	1,3	1,2063	2,6	0,1226	2,3	967,0	26,1	803,5	14,4	745,8	15,9	0,87	0,004
Z9core	0,1752	1,0	10,9458	2,2	0,4531	2,0	2608,0	15,9	2518,5	20,9	2409,0	40,8	0,90	0,004
Z10	0,1221	1,2	5,9093	2,1	0,3509	1,7	1987,6	20,9	1962,6	18,2	1938,9	29,2	0,83	0,007
Z11	0,1260	1,2	6,1967	2,0	0,3566	1,6	2043,5	21,7	2004,0	17,8	1965,8	27,6	0,80	0,007
Z12	0,0816	1,3	2,3584	1,9	0,2096	1,3	1236,0	25,7	1230,1	13,4	1226,7	15,0	0,72	0,005
Z13	0,0875	1,3	2,7643	2,4	0,2291	2,0	1372,1	25,7	1346,0	17,6	1329,6	23,5	0,83	0,003
Z14	0,0658	1,3	1,1779	1,8	0,1298	1,2	799,9	27,4	790,3	9,8	787,0	9,0	0,68	0,004
Z15core	0,1079	1,3	4,5787	2,0	0,3077	1,5	1764,6	23,2	1745,4	16,7	1729,5	23,5	0,77	0,005
Z15rim	0,0610	1,1	0,8432	1,7	0,1002	1,3	640,4	24,2	620,9	7,9	615,6	7,5	0,75	0,003
Z16	0,0805	1,5	2,1971	3,0	0,1980	2,6	1209,0	28,9	1180,1	21,0	1164,4	28,0	0,87	0,007
Z17	0,0863	1,0	2,7679	1,6	0,2326	1,2	1345,0	20,0	1346,9	12,1	1348,1	15,1	0,77	0,002
Z18	0,1061	3,3	3,2259	2,5	0,2205	2,1	1733,7	60,1	1463,4	10,4	1284,4	24,4	0,84	0,006
Z19	0,0739	2,7	1,7369	3,3	0,1705	1,9	1038,0	54,3	1022,3	21,2	1015,0	17,9	0,58	0,027
Z20	0,0846	1,5	2,3685	4,2	0,2031	3,9	1306,1	28,6	1233,1	30,0	1191,8	42,8	0,94	0,006
Z21	0,1391	1,1	7,6779	2,7	0,4005	2,5	2215,4	19,6	2194,0	24,6	2171,2	45,9	0,91	0,005
Z22	0,0639	1,3	1,1271	2,8	0,1280	2,4	736,9	27,2	766,4	14,9	776,5	17,9	0,88	0,003
Z23	0,1875	0,9	13,5455	1,7	0,5241	1,4	2720,0	14,3	2718,5	15,6	2716,4	31,2	0,85	0,002
Z24	0,1371	1,0	7,1824	2,5	0,3799	2,3	2191,4	16,6	2134,3	21,9	2075,6	40,1	0,92	0,004
Z25	0,1177	1,0	5,1744	2,0	0,3189	1,8	1921,4	18,1	1848,4	17,3	1784,2	27,4	0,87	0,004
Z26	0,0835	1,0	2,3666	1,8	0,2055	1,5	1281,3	19,5	1232,6	12,9	1204,9	16,5	0,83	0,002
Z27	0,0862	1,2	2,6341	1,8	0,2217	1,3	1341,7	23,9	1310,2	13,3	1291,1	15,5	0,73	0,009
Z28	0,0821	1,8	2,3307	3,3	0,2058	2,8	1248,6	34,9	1221,7	23,8	1206,5	31,2	0,85	0,007
Z29	0,0888	1,4	2,8629	2,7	0,2338	2,3	1399,9	26,6	1372,2	20,2	1354,5	28,0	0,86	0,005
Z30	0,0835	1,0	2,4760	1,7	0,2150	1,4	1281,7	18,7	1265,0	12,5	1255,3	16,5	0,83	0,002
Z31	0,0665	1,8	1,1176	2,5	0,1219	1,7	821,1	38,0	761,8	13,3	741,8	11,8	0,68	0,018
Z32	0,1041	0,9	4,1598	2,6	0,2897	2,4	1698,9	15,8	1666,1	20,9	1640,3	34,9	0,94	0,003
Z33	0,0654	1,3	1,0689	2,2	0,1185	1,8	787,8	26,7	738,2	11,6	722,0	12,4	0,82	0,010
Z34	0,1351	1,0	7,0737	1,8	0,3796	1,5	2165,8	16,6	2120,7	16,2	2074,6	27,4	0,85	0,004
Z35	0,1099	1,3	4,7225	2,7	0,3116	2,4	1797,8	23,3	1771,2	22,5	1748,8	36,2	0,88	0,005
Z36	0,1107	1,1	4,1133	4,5	0,2694	4,4	1811,3	20,7	1656,9	37,0	1537,9	59,9	0,97	0,007
Z37	0,0943	1,2	3,4431	2,3	0,2649	2,0	1513,6	21,8	1514,3	18,2	1514,8	27,1	0,87	0,004
Z38	0,0805	1,3	2,0259	2,2	0,1826	1,7	1208,1	26,2	1124,2	14,8	1081,3	17,1	0,79	0,007
Z39	0,1033	1,3	4,1657	2,1	0,2924	1,6	1684,9	24,5	1667,3	17,0	1653,3	23,3	0,77	0,008
Z40	0,1100	0,9	4,8103	2,3	0,3172	2,1	1799,2	16,7	1786,7	19,1	1776,1	32,3	0,91	0,002
Z41	0,1341	1,1	7,2335	2,9	0,3913	2,7	2152,1	19,6	2140,6	26,3	2128,8	49,3	0,92	0,012
Z42	0,1325	1,4	5,8961	2,7	0,3227	2,2	2131,3	25,3	1960,7	23,2	1803,1	35,3	0,84	0,025
Z43	0,2223	1,2	17,6019	2,2	0,5742	1,8	2997,7	19,3	2968,2	20,8	2924,9	42,4	0,83	0,006
Z44	0,0796	1,6	2,1246	3,4	0,1936	3,0	1186,4	31,5	1156,8	23,3	1141,1	31,2	0,88	0,009
Z45	0,0765	3,3	1,8568	4,2	0,1759	2,6	1109,2	65,2	1065,8	27,7	1044,8	25,4	0,63	0,014
Z46	0,1104	0,8	4,8761	1,6	0,3202	1,4	1806,8	14,5	1798,1	13,5	1790,6	21,6	0,87	0,001
Z47	0,1359	0,9	7,0166	1,5	0,3746	1,2	2175,2	15,3	2113,5	13,0	2050,8	20,5	0,80	0,001
Z48	0,0667	1,0	1,2703	2,2	0,1382	1,9	827,9	20,7	832,5	12,3	834,3	15,0	0,89	0,003
Z49	0,0875	0,9	2,7929	2,0	0,2314	1,7	1372,4	16,9	1353,6	14,6	1341,8	21,2	0,89	0,001
Z50	0,0899	0,8	2,1148	2,0	0,1706	1,8	1423,5	15,0	1153,7	13,8	1015,4	17,3	0,92	0,002
Z51	0,0610	0,9	0,8912	1,9	0,1059	1,7	640,5	19,6	647,0	9,3	648,9	10,6	0,88	0,002

Tabela 7.23: Dados isotópicos U-Pb / LA-ICP-MS em cristais de zircão da amostra BP-152, Complexo Turvo-Cajati. Padrões GJ-1 (para correções dos valores) e UQZ (confronto dos dados).

FR	207/235#	Error (%)	206/238	Error (%)	COEF.	207/206	Error	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	206/238 (Ma)	207/235 (Ma)	207/206 (Ma)
BP-156													
A	0,796010	1,02	0,096338	0,75	0,732	0,059927	0,70	888,84	3895,40	9879,1	593	595	601
B	0,788863	0,57	0,096638	0,54	0,957	0,059204	0,17	1648,88	386,50	835,1	595	591	575
C	0,795357	0,50	0,096722	0,48	0,957	0,059640	0,14	5098,06	732,87	2084,6	595	594	591
BP-152													
A	0,776421	2,73	0,097494	2,47	0,919	0,057759	1,08	108,69	233,89	603,7	600	583	521
B	0,789881	0,83	0,096674	0,80	0,971	0,059258	0,20	1102,44	452,24	1286,7	595	591	577
C	0,794432	0,68	0,096497	0,65	0,960	0,059709	0,19	1078,24	423,94	1340,4	594	594	593

Tabela 7.24: Dados isotópicos U-Pb ID-TIMS em monazitas das amostras BP-156 e BP-152, Complexo Turvo Cajati.

8. CONCLUSÕES

O Terreno Paranaguá é composto por unidades geológicas pré-cambrianas distribuídas ao longo de uma faixa alongada segundo a direção NE-SW, com cerca de 250 Km de extensão, tendo em média 30 km de largura. Ocupa a porção sul – sudeste do território brasileiro, abrangendo os Estados de São Paulo (setor sudeste), Paraná (setor oriental) e Santa Catarina (setor nordeste). Esse terreno é constituído em grande parte por um complexo ígneo, representado pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela. Como encaixantes desses granitos *I.s.*, ocorrem rochas gnáissicas e gnáissico-migmatíticas do Complexo São Francisco do Sul e rochas metassedimentares da Sequência Rio das Cobras.

A Suíte Morro Inglês se estendem desde a Ilha de São Francisco do Sul, em Santa Catarina, até a região de Iguape, em São Paulo. São granitos *I.s.* facilmente identificados em campo por sua textura porfirítica com fenocristais de feldspato. Os sienogranitos e monzogranitos porfiríticos da Suíte Morro Inglês apresentam assinaturas litoquímicas condizentes com rochas graníticas formadas em arco magmático, apresentando caráter cálcio-alcalino de alto K a shoshoníticos, com conteúdos relativamente altos de Ba, Nb, Zr, Rb, Sr, Th e K₂O. Este padrão é semelhante ao observado em ambientes sin a tardi-colisionais, associados a arcos-magmáticos maduros, com fontes modificadas pela contaminação crustal. Feições de *mixing* e *mingling* com magmas máficos, observadas em alguns locais da suíte, sugerem também uma componente mantélica na geração dessas rochas.

A Suíte Canavieiras-Estrela é constituída por quartzo-monzodioritos, leuco-granodioritos e monzogranitos, onde ocorrem termos porfiríticos e inequigranulares, com máficos representados por biotita e anfibólio (biotita ± anfibólio). Texturas com epidoto magmático nem sempre estão presentes em seus litotipos, feição esta muito comum na Suíte Morro Inglês. Comparativamente, as rochas da Suíte Morro Inglês apresentam maiores valores de K₂O e menores de Na₂O do que as rochas da Suíte Canavieiras-Estrela. Essa discrepância pode ser explicada, em parte, pela presença em grande quantidade de megacristais de K-feldspatos na Suíte Morro Inglês. Ambas as suítes apresentam importantes variações nos valores de Ba e Sr, altos valores de Rb e Zr, médios a altos valores de Nb e Y.

As rochas da Suíte Rio do Poço podem ser individualizadas em duas unidades distintas, com diferenças petrográficas e litogeoquímicas. Os sienogranitos rapakivi apresentam características compatíveis com granitos do tipo A, metaluminosos a fracamente peraluminosos com altos valores de K₂O, Rb, Ta, Nb, Y, Ta, ETRL, ETRP e baixos valores de Al₂O₃, Sr, CaO, Ba e Eu (com anomalia negativa). Porém, tal interpretação não parece adequada para os leucogranitos com duas micas desta suíte, que apresentam caráter marginalmente

peraluminoso, com termos mais empobrecidos em ETRP, sem anomalia negativa de Eu, compatíveis com os granitos tipo I.

Os dados petrográficos e, principalmente, estruturais sugerem que a colocação das suítes Morro Inglês, Canavieiras-Estrela e Rio do Poço ocorreram durante um estágio tardio do período colisional. As idades U-Pb (zircão) dessas suítes são bastante próximas, não permitindo uma separação clara das mesmas. Observa-se uma grande concentração de idades no intervalo 600-580 Ma, representando o principal período do magmatismo do Terreno Paranaguá. Com menor frequência, valores mais antigos do intervalo de 620-610 Ma foram obtidos nas três suítes, sugerindo a presença de um magmatismo relativamente precoce na evolução desse terreno.

Essas suítes graníticas apresentam-se heterogeneamente deformadas, sendo encontrados em campo litotipos isótopos, cataclásticos, protomiloníticos e miloníticos. O registro dessas estruturas e texturas nas rochas graníticas sugere que a deformação ocorreu em temperaturas da ordem de 400-500°C e, localmente, superiores a 500°C. As idades U-Pb (zircão) obtidas em bordas de cristais, bem como em veios leucograníticos tardios, distribuem-se no intervalo 560-480 Ma. Essas idades devem estar associadas a importantes eventos termotectônicos da Orogenia Rio Doce (Campos Neto e Figueiredo, 1995; Schmidt *et al.*, 2004), durante o Cambro-Ordoviciano.

Os metassedimentos da Sequência Rio das Cobras ocorrem como faixas alongadas e pouco expressivas. Predominam biotita-quartzo-xisto, muscovita-quartzo-xisto, calco-xisto, ganada-silimanita-sericita-quartzo-xisto, quartzito, gnaisses granatífero, mármore e anfibolitos. Apresentam importantes variações no grau metamórfico com sugestões de zoneamento, caracterizadas por diferentes paragêneses observadas ao longo de sua distribuição. Na porção meridional do Terreno Paranaguá, ocorrem paragêneses da fácies xisto verde, zona da biotita (Serra da Prata – PR), enquanto que nas porções central e setentrional, ocorrem paragêneses da fácies anfibolito, podendo atingir a fácies granulito em associações com cianita-granada-silimanita-feldspato alcalino (Guaraqueçaba – PR e Iguape -SP). Análises U-Pb em zircão dos gnaisses de alto grau caracterizam idades concentradas no intervalo 1,8-2,1 Ga. Os pontos analíticos realizados nas bordas de zircão caracterizam idades de 611 ± 39 Ma. Idades U-Pb em monazitas caracterizam um intervalo relativamente mais jovem em 599 ± 5 Ma, provavelmente associado ao pico metamórfico.

O Complexo São Francisco do Sul é representado por rochas gnáissicas de origem ígnea, com bandamento definido pela intercalação de minerais félsicos e máficos em diferentes tonalidades de cinza. São gnaisses compostos por dioritos, quartzo-monzodioritos, granodioritos, trondhjemitos e monzogranitos. Na região da Ilha de São Francisco do Sul (Terreno Paranaguá Meridional) apresentam aspecto bandado e milonítico, localmente com feições de migmatização. Na região de Guaratuba e Guaraqueçaba (Terreno Paranaguá

Central) são freqüentes as feições de migmatização, com leucossomas graníticos com granada e turmalina. Análises U-Pb caracterizam períodos de cristalização do zircão no Paleoproterozóico (2.173 ± 18 Ma), Neoproterozóico (626 ± 25 Ma) e Cambro-Ordoviciano (510-490 Ma).

O balizamento do Terreno Paranaguá com as microplacas Luis Alves e Curitiba é tectônico, caracterizado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra em sua porção meridional, e zonas de cavalgamento Serra Negra e Icapara em sua porção setentrional. As zonas de cisalhamento transcorrentes Palmital e Alexandra (Terreno Paranaguá Meridional) apresentam cinemática sinistral com componente oblíqua, caracterizada pela coexistência de lineações *strike slip* e *down dip*. As zonas de cisalhamento Serra Negra e Icapara representam uma grande frente de colisão frontal, localizada no Terreno Paranaguá Setentrional. Apresentam vergências para nor noroeste e componentes oblíquas (lineações *strike slip* e *down dip*). A transição dessas duas tectônicas distintas se faz por falhas de abatimento com direções N-S ou NNW-SSE, estando ambas associadas a um regime transpressivo (Robin e Cruden, 1994) com características de rampa lateral.

8.1. MODELAGEM TECTÔNICA

A modelagem tectônica é uma tarefa que exige experiência do pesquisador, tanto do ponto de vista geológico, quanto do ponto de vista pessoal, evitando exageros e impressões que freqüentemente rodeiam este tema. Por outro lado, a tentativa de modelar a posição, os processos de interação e a paleogeografia das unidades que compõe as plataformas atuais, é um dos principais meios de amadurecimento e aperfeiçoamento das técnicas e metodologias utilizadas em estudos geológicos.

Acredita-se que o Terreno Paranaguá faça parte de um cinturão colisional do Neoproterozóico, que balizaria toda porção costeira das regiões sul-sudeste do território brasileiro, num quadro tectônico mobilista semelhante ao observado por Faleiros (2008).

O principal período de magmatismo com assinatura de arco-magmático e características sin a tardi-colisionais, abrange o intervalo de 600-580 Ma, com registros de magmatismo precoce em 620-610 Ma.

O padrão estrutural observado no Terreno Paranaguá Setentrional indica uma movimentação de SSE para NNE, com uma cinemática predominantemente frontal (porção setentrional), condizente com processos de *nappes*, muito semelhante ao caracterizado por Faleiros (2008) no Complexo Turvo-Cajati. Dados U-Pb (monazita) indicam idades de 599 ± 5 Ma e 594 ± 3 Ma, em milonitos associados a zonas de cavalgamento frontal (Zona de Cisalhamento Icapara). Adicionalmente, dados U-Pb (monazita) indicam idade de 595 ± 2 Ma, em milonitos relacionados a zonas de cisalhamento transcorrentes, interpretadas como zonas de escape lateral (Zona de Cisalhamento Serrinha).

Dados U-Pb em zircão detrítico do Complexo Turvo-Cajati apresentam importante assinaturas do final do Paleoproterozóico (Estateriano) e do Mesoproterozóico, assinaturas essas não observadas no Terreno Paranaguá e terrenos adjacentes (microplacas Curitiba e Luis Alves). Tais assinaturas são reconhecidas no Cinturão Kaoko, da contraparte africana.

Nas sequências metassedimentares de baixo grau metamórfico, incluídas no Complexo Turvo-Cajati, os dados U-Pb (zircão detrítico) apresentam idades arqueanas, paleoproterozóicas, mesoproterozóicas e, principalmente do Neoproterozóico, neste caso com média em 606 ± 16 Ma. Os valores neoproterozóicos representam idades máximas de deposição dessas rochas.

No Terreno Paranaguá Meridional há predominância de vetores direcionais, com cinemática notadamente sinistral. São zonas de cisalhamento responsáveis por importantes deslocamentos, colocando lado a lado terrenos distintos (Terreno Paranaguá e microplacas Curitiba e Luis Alves) e, possivelmente separando terrenos tectonoestratigráficos correlatos. Nesta hipótese o Terreno Paranaguá pode representar uma extensão a norte do Cinturão Dom Feliciano (SC), em conformidade com proposições de Basei *et al.* (2000), Basei *et al.* (1992) e Siga Junior (1995).

O contexto das unidades internas desses terrenos apresentam semelhanças que sugerem correlações, aqui apresentadas de forma bastante preliminar. Assim, as rochas graníticas das suíte Morro Inglês, Canavieiras-Estrela e Rio do Poço teriam correlação com os granitos da Suíte Valsungana (ou complexo?) e granito Serra dos Macacos. As sequências metassedimentares tipo Rio das Cobras podem representar restos do Grupo Brusque, em grau metamórfico mais elevado (níveis crustais inferiores).

O Terreno Paranaguá pode representar a continuidade lateral do Cinturão Kaoko (Heilbron *et al.*, 2008; Brito Neves *et al.*, 1999; Brito Neves e Cordani, 1991), que apresenta importante assinatura do final do Paleoproterozóico (Estateriano) e do Mesoproterozóico, possível área fonte para contribuição da deposição dos metassedimentos justaposto ao Terreno Paranaguá em sua porção oeste.

No Cinturão Kaoko, o principal período de magmatismo se mostra pouco mais jovem (580-550 Ma) que o observado no Terreno Paranaguá, ocorrendo ainda rochas graníticas próximas a costa com idades de c.a. 650 Ma. Valores do intervalo 550-530 Ma ocorrem em leucogranitos e pegmatitos, com idades K-Ar do intervalo de 530-450 Ma (Seth *et al.*, 2005 e 2008; Franz *et al.*, 1999; Konopásek *et al.*, 2005; Kroner *et al.*, 2004), bastante similar ao Terreno Paranaguá.

Neste sentido a justaposição do Terreno Paranaguá está provavelmente relacionada ao contexto de aglutinação da porção oeste do Supercontinente Gondwana, durante o Neoproterozóico ao Cambro-Ordoviciano.

9. REFERÊNCIAS

- AHRENS, L.H. 1955. The convergent lead ages of the olds monazites and uranites. *Geochim, Cosmochim. Acta*, 7: 294.
- ALLÈGRE, C.J. and OTHMAN, D.B. 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development; a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286:335-342.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, Boletim 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The precambrian evolution of South America cratonic margin, south of the Amazon River. In: NIRN, A.E.M. & STHLI, F.G. (Eds.). *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Press, v.1, p.411-446.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-Argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30(2): 159-189.
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; MYER, C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, v.89, p.525-534.
- BARTORELLI, A.; MINIOLI, B.; KAWASHITA, K. 1968. Nota preliminar sobre rochas ultrabásicas de Itajuba - Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte, SBG, v.1, p.243-246.
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. 1987. Geocronologia dos terrenos pré-cambrianos a eopaleozóicos de Santa Catarina. In: SILVA, L.A. & BERTOLUZZI, C.A. (eds.). *Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina - 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CPRM.
- BASEI, M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. São Paulo, 190p. (Tese de Doutorado), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP).
- BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; SIGA JUNIOR, O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: a review. *Gondwana Research*, v.1, n.3-4, p. 383-391.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J.M. 1990. O Batolito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. Anais. Natal, SBG, v.4, p.1684-1699.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):216-221.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo: Princípios, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(2): 221-237.
- BASEI, M.A.S., SIGA JUNIOR, O.; MASQUELIN, H.; HARARA, O.M.M.; REIS NETO, J.M.; PRECIOZZI, P. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil in Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton, framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwest África. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campo, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, vol. 31, p. 311-334.

- BATOLLA Jr., F.; HAMA, M.; LOPES Jr., I. 1977. Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasilianas da região leste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo. Atas. São Paulo, SBG, p.324-337.
- BIONDI, J.C.; CAVA, L.T.; SOARES, P.C. 1989. Mapa Geológico do Estado do Paraná (Escala 1:650.000). Curitiba, DNPM/MINEROPAR.
- BLACK, L.P.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W. 1987. Recent Pb lost in zircon: a natural or laboratory induced phenomenon? *Chemical Geology*, 65, 25-33.
- BORIANI, A.; VILLA, I.M. 1995 How to date regional metamorphism: Ivrea Zone Serie dei Laghi (Southern Alps). *EUG* 8, Strasbourg. *Terra Nova*, 7, p. 279.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. 1991 Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1/2):23-40.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, A.F. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155-166.
- BROWN, M. 2001. From microscope to mountain belt: 150 years of petrology and its contribution to understanding geodynamics, particularly the tectonics of orogens. *Journal of Geodynamics* 32: 115–164.
- BÜHN B., PIMENTEL M.M., MATTEINI M., DANTAS E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 81, 1-16.
- CAMPOS NETO, M. C.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 143 – 462.
- CASTRO, N.A.; P. JR., V. REIS NETO, J.M. 1994. Formação Guaratubinha: a importância das rochas vulcanoclásticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG, v.3, p.72-73.
- CASTRO, L.G.; FERREIRA, F.J.F.; ANGULO, R.J. 2008. Modelo gravimétrico-magnético do graben de Paranaguá – PR, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26 (3), p.273-292.
- CHERNIAC, D.J.; WATSON, E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172, p. 5-24.
- CITRONI, S.B.; BASEI M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; REIS NETO, J.M. 2001. Volcanism and stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre basin, SC, Brazil. *Anais da Academ. Bras. Ciênc.* Rio de Janeiro – RJ, v.73 (4), p. 581-598.
- CONNELLY, J.N. 2000. Degree of preservation of igneous zonations in zircon as a signpost of concordancy in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 172, p. 25-39.
- CORDANI, U.G. & GIRARDI, V.A.V. 1967. Geologia da Folha de Morretes. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 26:40p.
- CORDANI, U.G. 1974 Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Assunção e Curitiba. In: MONACO, O.A.; ZIR FILHO, J.A.; VALENTINE, N. (Eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Assunção- SG.21 e Curitiba- SG.22*. Brasília, DNPM, p.58-67.

- CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S; SIGA JUNIOR, O.; NUTMAN, A.P. 1999. Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC-PR). Academ. Brás. Ciênc. Sessão Ciências da Terra, Resumos, pág.71.
- CPRM. 1977. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Projeto Leste do Paraná, mapeamento geológico na escala 1:250.000.
- DAITX, E.C. & CARVALHO, M.A.S. 1980 Projeto geoquímica na área de Guaratubinha - Piên. São Paulo, DNPM/CPRM, 184p. (Relatório interno).
- DEER, HOWIE and ZUSSMAN. 1982. Rock forming minerals – Orthosilicates, v. 1, Second Edition. Longman London & New York.
- DE PAOLO, D.J.; LINN, A.M.; CHUBBERT, G. 1991. The continental age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. Journal of Geophysical Research, 96: 2071-2088.
- DEPAOLO, D.J WASSERBURG, G.J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Geochimica et Cosmochimica Acta, v.43, p. 615-627.
- DOVER, J. H. - 1990 Problems of Terrane Terminology - Causes and Effects . Geology , 1990, 18 : 487 - 488.
- FAURE, G. 1986. Principles of isotope geology. New York, John Wiley & Sons. 589p.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; MANTOVANI, M.S.M.; FRYER, B.J. (1991) O Complexo Granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? Boletim IG-USP, Publicação Especial, 9:35-40.
- FRANZ, L.; ROMER, R.L.; DINGELDEY, D.P. 1999. Diachronous Pan-African granulite facies metamorphism (650 and 550 Ma) in the Kaoko Belt, NW Namibia. Eur. J. Miner. 11, p.167-180.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, v. 23-25, p. 183-221.
- FUCK, R.A. 1967a. Geologia da Folha de Piraquara. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 37p. (Relatório inédito).
- FUCK, R.A. 1967b Geologia da Folha de São José dos Pinhais. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 46p. (Relatório inédito).
- FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1968 Folha geológica da Ilha do Mel (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1969b Folha geológica de Barra de Arapira (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1969c Folha geológica de Guaratuba (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta geológica do Paraná.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A.; TREIN, E. 1969dFolha geológica de Paranaguá (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta geológica do Paraná.

- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.G.J. 1980. Origin and evolution of the Piên Mafic-Ultramafic Complex, southern Brazil. *Journal of Geology*, 88(3):251-269.
- GIRARDI, V.A.V. 1969 Petrologia das rochas metamórficas da região de Morretes-Antonina, PR. São Paulo, 131p. (Tese de Doutorado) Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP).
- GIRARDI, V.A.V. 1971. Os anfibolitos da região de Morretes - Antonina, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 1(1):43-65.
- GIRARDI, V.A.V. 1974. Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên - PR. São Paulo, 146p. (Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- GIRARDI, V.A.V.; CORDANI, U.G.; CANDIDO, A.; MELFI, A.J.; KAWASHITA, K. 1974. Geocronologia do Complexo Básico-Ultrabásico pré-brasiliano de Piên, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. Resumo das Comunicações. Porto Alegre, SBG, p.532-533.
- GOSCOMBE, B. and GRAY, D. R. The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Outboard arc-terranes and tectonic significance. *Precambrian Research*, v.155, 139-158, 2007.
- GUALDA, G.A.R. & VLACH, S.R.F. 2007a. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79: 405-430.
- GUALDA, G.A.R. & VLACH, S.R.F. 2007b. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 2: Petrographic and mineralogical evolution of the alkaline and aluminous associations. *Lithos*, 93: 310-327
- GUALDA, G.A.R. & VLACH, S.R.F. 2007c. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 3: Magmatic evolution and post-magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association. *Lithos*, 93: 328-339
- HANCHAR, J.M.; MILLER, C.F. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110, p. 1-13.
- HANCHAR, J.M.; RUDNICK, R.L. 1995. Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and back-scattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos*, 36, p. 289-303.
- HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O. 2001. First evidence for extensive neoproterozoic intraplate mafic rocks and magma mixing in post-collision A-PA type granites southern Brazil: Geochemistry and U-Pb (zircon), Nd-Sr-O (zircon) isotope investigations. In: III SSAGI, Pucon – Chile, CD-ROM.
- HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O. 2002. From subduction to late and post-collision settings: a record from neoproterozoic successive magmatism in the upper Rio Negro regions. In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa – PB, v. 1, p. 310.
- HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; Campos Neto, M.C.; Prazeres Filho, H.J. 2003. Dating of high-grade metamorphism by U-Pb, Sm-Nd and K-Ar isotopic systems: Paleoproterozoic I-type granulites from the northern border of the Luis Alves gneiss-granulite terrain, southern Brazil. IV SSAGI, Salvador – BA, v.2, p. 568-571.

- HARARA, O.M.M.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; KAULFUSS, G.A.; PASSARELLI, C.A.; CURY, L.F.; WEBER, W. 2005. The Record of Proterozoic extensional events in the Luis Alves southern and northern Dom Feliciano Belt, Brazil: evidences from U-Pb ages of felsic and mafic magmatic rocks with intra-plates lithochemical signatures. X SNET. Short Paper, v.1, p.363-366.
- HARTMANN, L.A. 1988. Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves, no extremo sul do Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 2(1):1-14.
- HARTMANN, L.A.; BASEI, M.A.S.; SOMMER, M.W. 1994. Geochemistry of the lower proterozoic granulite - facies grant potassic syenite, southern Brazil. *Precambrian Research*, (no prelo).
- HARTMANN, L.A.; SANTOS, J.O.S.; MCNAUGHTON, N.J.; VASCONCELLOS, M.A.Z.; SILVA, L.C. 2000. Íon microporbe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, v.72, n.4, p. 560-572.
- HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C.; ORLANDI FILHO, V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geológica Leopoldensia*, 3(6):93-112.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5: 257-266
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA JÚNIOR, O.; TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questios. In: R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. de Brito Neves and M. J. de WIT (Eds), Geological Society London, Special Publicatin, in: West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region, London, 2008. p. .211-238.
- HOWELL, D.G. 1989a. Principles of Terrane Analysis – new applications for global tectonis. 1st Edition. Chapman & Hall, London, UK, 1993, 245p.
- HOWELL, D.G. 1989b. Tectonics of Suspect Terranes – mountain building and continental growth. 2nd Edition. Chapman & Hall, London, 1993, UK, 232p.
- JANOUSŠEK, V., FARROW, C. M. & ERBAN, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6):1255-1259
- JANASI, V. A.; ANDRADE, S.; ULBRICH, H.H.G.J. 1995. A correção do drift instrumental em ICP-AES com espectrômetro seqüencial e a análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. *Boletim do IG-USP, Série Científica*, v. 26, p. 45-58.
- JONES, R. 1995. Terrane tectonics : Difficulties Associated with the analysis of Disrupted Terranes. 5º Simp. Est. Tect., extend abstracts, v. 1: 49.
- JONES , D. L. ; HOWELL, D. G. ; CONEY, P. J. ; MONGER, W. H. 1983. Recognition , Carater and Analysus of Tectonostratigraphic Terranes in Western North America. Terra Scientific Publishing Company, Tokio, Edited by M. Hashimoto and S. Uyeda, 21 - 35.
- JUNG, J. & ROQUES, M. 1952. Introduction à l'etude zonéographique des formations cristallophyllienes. *Bulletin de Service de la Carte Géologique de France*, 50(235):1-62.

- KAUL, P.F.T. & CORDANI, U.G. 1994. Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos maciços graníticos da Serra do Mar no leste do Paraná e vizinhanças. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú, SBG, v.2, p.371-372.
- KAUL, P.F.T. & TEIXEIRA, W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeast, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3): 172-182.
- KAUL, P.F.T. 1979. Pré-Cambriano e Eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: reavaliação de dados e correlações com a África. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. Atas. Rio Claro, SBG, v.1, p.1-15.
- KAUL, P.F.T. 1980. O Cráton de Luis Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. Anais. Camboriú, SBG, v.5, p.2677-2683.
- KAUL, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das Folhas SG-22 - Curitiba e SG-23 - Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2815-2825.
- KAUL, P.F.T. 1985. Magmatismo e evolução da crosta no sul-sudeste do Brasil, durante o Proterozóico Superior e Eopaleozóico. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. Anais. Florianópolis, SBG, p.126-127.
- KAUL, P.F.T.; CORDANI, U.G. 2000. Geochemistry of the Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências – RBG*, v.30, n.1, p. 115-119.
- KAUL, P.F.T.; COUTINHO, J.B.L.; ISSLER, R.S.; BONOW, C.W.; MOREIRA, M.L.O.; MARIMON, M.P.C; MOREIRA, H.L ; SILVA, R.N; MARINHO, D.; TEIXEIRA, W. 1984. Folhas SG-22/23/21 - Curitiba/Iguape/Assunción. Levantamento de Recursos Naturais, IBGE, (no prelo).
- KAWASHITA, K.; TORQUATO, J.R. 1999. O método ^{40}Ar - ^{39}Ar . In: *Geocronologia Nuclear – capítulo IV*. CPGeo – IGc – USP, separata 392, p. 129-156.
- KONOPÁSEK, J.; KRÖNER, S.; KITZ, S.L.; PASSCHIER, C.W. KRÖNER, A. 2005. Oblique collision and evolution of large-scale transcurrent shear zones in the Kaoko Belt, NW Namibia. *Precambrian Research*, 136, p.139-157.
- KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for ^{207}Pb - ^{206}Pb age investigations on single zircons using a double-filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93: 482-490.
- KROGH, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 485-494.
- KROGH, T.E. 1991. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 37, p. 485-494.
- KROGH, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 637-649.

- KRÖNER, S.; KONOPÁSEK, J.; KRONER, A.; PASSCHIER, C.W.; POLLER, U.; WINGATE, M.T.D.; HOFMANN, K.H. U-Pb and Pb-Pb zircon age for metamorphic rocks in the Kaoko Belt of Northwestern Namibia :A Paleo-to Mesoproterozoic basement reworked during the Pan-African Orogeny. *South African Journal of Geology*, v.107, p. :455-476, 2004.
- LOPES, J.A.U., BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; FUCK, R.A.; MURATORI, A. 1965. Folha geológica de Curitiba (escala 1:50.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- LOPES, O.F.; LIMA R.E. 1985. Nota preliminar sobre a geologia da Serra da Prata – PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, no.36, p. 65-68.
- LOPES, O.F. 1987a. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.1, p.303-312.
- LOPES, O.F. 1987b. O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.2, p.481-490.
- LUDWIG, K.R. 2003. User's manual for Isoplot 3.0: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4: 71p.
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados de Santa Catarina e Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2:65-154.
- MAACK, R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná (escala 1:750.000). Curitiba, IBPT.
- MACHIAVELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O. (1993) Suíte Granítica Rio Pien: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, 7(2):113-129.
- MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M.A.S.; VASCONCELOS, A.C.B.C. 1989. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-Cambrianos dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3):367-374.
- MARINI, O.J. 1967. Geologia da Folha de Araucária. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 24p. (Relatório inédito).
- MARINI, O.J.; TREIN. E.; FUCK, R.A. 1970. Folha geológica de Mandirituba (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- MCDUGALL, I.; HARRISON, T.M. 1988. Geochronology and thermochronology by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method: Oxford University Press, New York, 212p.
- McCHULLOCH, M.T., CHAPPELL, B.W. 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-types granites. *Earth and Planetary Science Letters*. 58:51-64.
- MELDRUM, A.; BOATNER, L.A.; WEBER, W.J.; EWING, R.C. 1998. Radiation damage in zircon and monazite. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 62, p. 2509-2520.
- MEZGER, K.; KROGSTAD, E.J. 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15, p. 127-140.
- MINIOLI, B. 1972. Aspectos Geológicos da região litorânea de Piçarras, Barra Velha, SC. São Paulo, 104p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

- MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P. 1980. Ensaio petrográfico e petroquímico das rochas do fácies granulito. Complexo Granulítico de Santa Catarina, Folha SC-22-ZB, Camboriú, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. Anais. Camboriú, SBG, v.4, p.2119-2133.
- MURATORI, A. 1966. Nota explicativa da Folha geológica de Campo Largo. Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia, 21:33p.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1969a. Folha geológica Pedra Branca de Araraquara (1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1969b. Folha geológica Serra da Igreja (1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A.; HAUSEN, J.P.; BASUMALLICK, S. 1969c. Folha geológica de Guaraqueçaba (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, p. 757-775.
- PAIVA, I.P.; LOPES Jr., I.; AGUIAR NETO, A. 1977. Folha geológica de Guaraqueçaba - SG-22-XD-III, escala 1:100.000. Projeto Leste do Paraná, CPRM/MME/DNPM.
- PASSARELLI, C.R. 2001. Caracterização Estrutural e geocronológica dos Domínios Tectônicos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado – IGC –USP, 203p.
- PARRISH, R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotope Geosciences*, 66: 99-102.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- PEARCE, A.J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, vol. 19, no.4, p. 120-125.
- PIDGEON, R.T. 1992. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, p. 463-472.
- PIMENTEL, M.M.; CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implication for Sm-Nd model age calculations in late stage granitic models: an example from central Brazil. *Chemical Geol.*, 186, p. 123-138.
- RENNE, P.R. 2000. K-Ar and Ar-Ar dating. *Quaternary geochronology: Methods and applications*. Berkley Geochronology Center, p. 77-99.
- RIBAS, S.M. 1993. O complexo máfico-ultramáfico de Tijucas do Sul, correlação com o Complexo de Pien, PR e considerações metalogenéticas. Campinas, 130p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Campinas).
- RUBERTI, E. 1977. Mineralogia e química dos anfíbolitos da região de Morretes-Antonina, Paraná. São Paulo, 86p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- RUBETI, E. & GOMES, C.B. 1977. Mineralogia e química dos anfíbolitos da região de Morretes-Antonina, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):325-348.

- SATO, K.; TASSINARI, C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método Sm-Nd no IGc-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67, p. 313-336.
- SATO, K. 1998. Evolução crustal da plataforma sul-americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutorado, IGc-USP.
- SATO, K.; SIGA JUNIOR, O. 2001. Rapid growth of continental crust between 2.2-1.8Ga in the South American platform. Integrated Australian, European, North American and SW USA crustal evolution study. *Gondwana Research*, v.5, p: 165-173.
- SATO, K.; SIGA JUNIOR, O.; NUTMAN, A.P.; BASEI, M.A.S.; MC REATH, I.; KAULFUSS, G.A. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*, v.6, n.2, p: 251-263.
- SCHIMIDT, R.S.; TROUW, R.A.J.; MEDEIROS, S.R.; DANTAS, E.L. 2008. Age and geotectonic setting of Late Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneiss from the Ribeira Belt (SE Brazil) based on geochemistry and Sm-Nd data – Implications on Gondwana assembly. *Gondwana Research*, 13, p.502-515.
- SENGOR, A.M.C. and DEWEY, F.R.S. 1990. Terranology: VICE OR VIRTUE? *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 331: 457 - 477.
- SETH, B.; ARMSTRONG, R.A.; BUTTNER, A.; VILLA, I.M. 2005. Time Constraints for Mesoproterozoic upper amphibolite facies metamorphism in NW Namibia: A multi-isotopic approach. *Earth and Planetary Science Letters*, v.230, p.355-378.
- SETH, B.; JUNG, S.; GRUNER, B. 2008. Deciphering polymetamorphic episodes in high-grade metamorphic orogens: Constraints from Pb-Sr, Sm/Nd and Lu/Hf garnet dating of low- to high-grade metasedimentary rocks from the Kaoko Belt (Namibia). *Lithos*, v. 104, p.131-146.
- SHAND, S.J. 1951. The study of rocks. London, THOMAS MURBY & Co. (Ed.), 236p.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; SPROESSER, W.M. 1995a. Idades U-Pb dos granitóides alcalinos – peralcalinos da suíte Serra do Mar (PR-SC). VI Simp. Sul-Bras. de Geo., Porto Alegre – RS, Resumos, v.1, p. 88-90.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; CITRONI, S.B. 1995b. Contribuição aos estudos das bacias de Campo Alegre e Guaratubinha (PR-SC). VI Simp. Sul-Bras. de Geo., Porto Alegre – RS, Resumos, v.1, p. 207-209.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. 1991. Compartimentação geológico-geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, 9:67-73.
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. 1995c. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 26:69-98.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. 1994a. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, V.23,n.3 p.215-223.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; BUBA, R.M. 1994b. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.2, p.400-401.

- SIGA JUNIOR, O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212p.
- SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; HARARA, O.M.M.; PASSARELLI, C.R.; PRAZERES FILHO, H.J.; WEBER, W.; MACHIAVELLI, A. 1997. Ages and tectonic setting of alkaline peralkaline granitoids of Paraná and Santa Catarina States, Southern Brazil. I SSAGI, Campos de Jordão, São Paulo, v.1, p.301-303.
- SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; CITRONI, S.B.; REIS NETO, J.M.; WEBER, W.; ; HARARA, O.M.; SPROESSER, W.M. 1999. Post-orogenic magmatism and sedimentation in Neoproterozoic extensional regimes in the brazilian southern region. II SSAGI, Cordoba – Argentina, Extended Abstracts, v.1, p.367-370.
- SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G.; CITRONI, S.B. 2000. U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Campo Alegre and Guaratubinha volcanosedimentary basins, southern Brazil. 31o. Int. Geol. Congr. Rio de Janeiro – RJ, digital abstracts (CD).
- SIGA JUNIOR, O.; KAULFUSS, G.A.; SATO, K.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; PRAZERES FILHO, H. J.; CURY, L.F. 2003. Geologia e Geocronologia do Núcleo Setuva. VIII Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, SP – Boletim de Resumos, p: 48.
- SIGA JUNIOR, O.; KAULFUSS, G.A.; SATO, K.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; CURY, L.F.; HARARA, O.M.; PRAZERES FILHO, H. J. 2005. Geocronologia do Núcleo Setuva: terrenos policíclicos expostos a níveis crustais superiores durante o Neoproterozóico. Revista Geologia, Instituto de Geociências – USP – Série Científica, São Paulo (submetido).
- SILVA, A.T.S.F.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K.; ALGARTE, J.P. 1978. Geologia integrada das folhas Iguape e Cananéia. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Recife, 1978, v.1, p. 208-221.
- SILVA L.C. & DIAS, A.A. 1981c. Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: II-Organização e evolução geotectônica. Acta Geológica Leopoldensia, 5(10):121-140.
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. 1981a. Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 282p. (Relatório interno).
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. 1981b. Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: I-Geologia. Acta Geológica Leopoldensia, 5(10):3-120.
- SILVA, L.C. 1987. Geologia do pré-Cambriano - Eopaleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L.C. & BORTOLUZZI, C.A. Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de SC. Florianópolis, DNPM/CPRM, p.12-90.
- SILVA, P.C.S.; VASCONCELLOS, C.V.S.; YAMATO, A.A.; PEDREIRA, A.J. 1998. O Grupo Açungui na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Anais... Belo Horizonte, p. 40.
- STACEY, J.S.; KRAMERS, D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. Earth and Planetary Science Letters, .26: 207-221.
- STEIGER, R.H. and JÄGER, E. 1978. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. Contributions to the geologic Time Scale. Studies in Geology, 6:66-72.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R.; SCHMID, S.M. 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. Geological Society, London, Special Publications, 200: 171-190.

- TREIN, E.; FUCK, R.A.; MURATORI, A. 1969b. Folha geológica de Tijucas do Sul (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- TREIN, E.; MURATORI, A.; BASUMALLICK, S.; BERTOLDO, A.L. 1970. Folha geológica de Antonina (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- TREIN, E.; MURATORI, A.; BASUMALLICK, S.; FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; DAIRIKI, J.; DAIRIKI, M. 1969a. Folha geológica de Piên (escala 1:70.000). Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- VARVA, G. 1990. On the kinematics of zircons growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, p. 90-99.
- VLACH, S.R.F & GUALDA, G.A.R. 2007. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. *Lithos*, 97(1-2): 98-121.
- WATSON, E.B.; HARRISON, M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, p. 295-304.
- WEBER, W. 1998. Geologia e geocronologia da Ilha do Cardoso, sudeste do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- WETHERILL, G.W. 1956. Discordant uranium lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, 37:320-326.
- WILLIAMS, I.S. 1997. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: not just ages but histories. *Reviews in Economic Geology*, v.7, p.1-35.
- WILLIAMS, I.S. 1992. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology on the study of granitic rocks. *Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences*, n. 83, p. 447-458.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin-Hyman. 466p.

GEOLOGIA DO TERRENO PARANAGUÁ

- 0,58 Ga Sgrp
- Sgce
- 0,63 Ga Sgmi
- 1,6 Ga? Sgrc
- 2,1 Ga Csfs

Suíte Rio do Poço - sienogranitos rapakivi com assinatura do tipo A, metaluminosos a fracamente peraluminosos. Leucogranitos com duas micas, caráter marginalmente peraluminoso.

Suíte Canaveiras-Estrela - quartzo-monzodioritos, leuco-granodioritos e monzogranitos, com termos porfíricos e inequigranulares, com máficos representados por biotita e anfibólio (biotita ± anfibólio)

Suíte Morro Inglês - sienogranitos e monzogranito porfíricos, cálcio-alcálicos de alto K a shoshoníticos, localmente com feições de mixing e mingling com magmas máficos.

Sequência Rio das Cobras - biotita-quartzo-xisto, uscovita-quartzo-xisto, calco-xisto, ganada-silimanita-sericita-quartzo-xisto, quartzito, gnaiss granatífero, mármore e anfibolitos.

Complexo São Francisco do Sul -rochas gnaisses compostos por dioritos, quartzo-monzodioritos, granodioritos, trondhjemitos e monzogranitos, localmente com feições de migmatização.

GEOLOGIA DO TERRENO PARANAGUÁ - TESE DE DOUTORAMENTO
Programa da Geoquímica e Geotectônica
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Doutorando
Leonardo Fadel Cury
Orientador
Prf. Dr. Oswaldo Siga Junior