UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO GEOCRONOLÓGICA (U-Pb), GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA
(Sr, Nd, Hf) DO COMPLEXO RIO CAPIVARI NO TERRENO EMBU**

Victor Câmara Maurer

Orientadora: Profa. Dra. Adriana Alves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Maurer, Victor Câmara

Caracterização geocronológica (U-Pb), geoquímica e isotópica (Sr, Nd, Hf) do Complexo Rio Capivari no Terreno Embu. / Victor Câmara Maurer. - São Paulo, 2016.

290 p: il.

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Alves, Adriana

1. Complexo Rio Capivari 2. Terreno Embu 3. Geocronologia U-Pb 4. Isotopia 5. Geoquímica de rocha total I. Título

Nome: Victor Câmara Maurer

Título: Caracterização geocronológica (U-Pb), geoquímica e isotópica (Sr, Nd, Hf) do Complexo Rio Capivari no Terreno Embu

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Geologia

Área de Concentração: Mineralogia e Petrologia

Aprovado em ____/____/____

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Aos meus pais, Renato e Walderez, e
à minha companheira, Ana

AGRADECIMENTOS

Parecia fácil escrever os agradecimentos, mas agora me deparo com tantos encontros, trombadas, derrapadas e aprendizado pelo caminho, tantas pessoas envolvidas, que fica complicado saber como começar. Ao final do mestrado estamos mais vividos, mais humanos e mais críticos (ainda, rsrs) com nós mesmos. Começo agradecendo a CNPq, pela bolsa de mestrado que me possibilitou estudar no IGc-USP, além do projeto FAPESP 2013/13530-8, no qual foi inserida esta dissertação e que financiou as análises necessárias para esta pesquisa.

Depois, quero agradecer a todas as amizades e parcerias que encontrei pelo caminho, que desde sempre estão comigo (ou não), e que de alguma forma contribuíram com a melhoria dos resultados, com as discussões, correções ou papos descontraídos dentro e fora do instituto: Ana (companheira de vida), Hugo (pelas dicas e auxílios na escrita), Flor, Mikuin (parabéns professor!), Devaça, Cofrinho, Carrapato, Brenda (os quatro pela grande ajuda com a dissertação), Clô, toda a turma do Bosque FC, Zuri, Intubadah, Kenga, Nany, Syffilis, toda a “comunidade colombiana” (especialmente Cristian e Laura), e sem esquecer os muitos amigos de banda (Aerolitos e formações esporádicas), do CEPEGE e das repúblicas Panapia, Covil e Cativeiro, que preencheriam esta página.

Não foi um caminho fácil até aqui, mas seria ainda mais difícil se pessoas como Vasco, Walter, Solange, Izabel, Liliane ou Rodrigo, do CPGEO, não tivessem contribuído tanto com a preparação e análises das amostras; o Zé Paulo do laboratório de tratamento de amostras (LTA), ou as meninas Daniela e Nayara, que trabalharam com a preparação dos *mounts*. Muito obrigado!! Os demais funcionários do IGc-USP, pela ótima convivência e amizade, com a qual sempre pude contar, também ajudaram bastante.

Um agradecimento especial para a minha orientadora Adriana (Bisteka), uma pessoa que sempre admirei e admiro muito como professora, mulher e ser humano! Por sempre ter acreditado em mim, mesmo quando outras pessoas não acreditaram, e possibilitar minha participação no 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, realizado em setembro de 2015 em Florianópolis, evento em que pude ter contato com grandes nomes da bibliografia, como Ian Williams, Jean-François Moyen e diversos outros participantes de diferentes nacionalidades, com assuntos e discussões atuais sobre a gênese e desenvolvimento das rochas ígneas no manto e na crosta. Pela sinceridade, abertura e clareza que permitiu nossa boa relação. Meu mais sincero muito obrigado!! Como primeiro orientado de mestrado desta jovem professora doutora, espero que não tenha se traumatizado! Hehe.

Agradeço também aos professores Renato Moraes (meu orientador de “aluguel” para os primeiros meses do mestrado), Rômulo, Lucelene, Gergely, Rogério, Paulinho e principalmente ao professor Mário Campos, que possibilitou o desenvolvimento, de fato, desta pesquisa, ao elaborar e acompanhar os trabalhos de campo e as fases principais de desenvolvimento do projeto.

E aos meus amados pais, Renato e Walderez, obrigado pelo apoio, suporte e amor incondicionais. Só alegria!

RESUMO

O Complexo Rio Capivari (CRC) é constituído por ortognaisses migmatíticos de composições graníticas a tonalíticas e anfibolitos subordinados (magmas toleíticos) em lascas tectônicas no Terreno Embu. As composições dos gnaisses do CRC são predominantemente cálcio-alcalinas a álcali-cálcicas. Idades U-Pb em núcleos de zircão com zoneamento oscilatório indicam cristalização magmática dos protólitos em três períodos principais 2.4, 2.2–2.1 e 2.0 Ga. Idades metamórficas foram reconhecidas em bordas de zircão totalmente escuras nas imagens de catodoluminescência e variam entre 620–590 Ma. A suíte sideriana (2.4 Ga) apresenta caráter juvenil, como evidenciado pelos valores positivos de ϵ_{Nd} (+3.8) e ϵ_{Hf} (+0.3 a +4.8) e pela ausência de núcleos de zircão herdado, comumente encontrados em rochas que sofreram retrabalhamento crustal. A suíte de idades riacianas (2.2–2.1 Ga) apresenta idades modelos T_{DM} arqueanas (2.6–3.3 Ga), valores negativos de ϵ_{Nd} (-12.0 a -4.0) e negativos a levemente positivos de ϵ_{Hf} (-7.8 a +0.5). Portanto, tais rochas derivam de retrabalhamento de reservatórios crustais antigos. A suíte de idade orosiriana (2.0 Ga) apresenta fontes mais antigas e retrabalhadas com valores altamente negativos de ϵ_{Nd} (-10.4) e ϵ_{Hf} (-1.2 a -13.6), sugerindo prolongada residência crustal com idades modelo T_{DM} e $T_{\text{Hf}} > 3.3$ Ga. As assinaturas de elementos traços em rocha total e a química de zircão sugerem fontes máficas para o gnaisse sideriano. Reservatórios de crosta média, mas de profundidades variáveis, parecem ser a principal fonte dos gnaisses riacianos e orosirianos. Análises em diagramas tectônicos discriminantes baseados em elementos traços de rocha total com elevadas razões $\text{La/Yb}_{(\text{N})}$ (>10), Nb/Yb (>2) e Th/Yb (>1), somados aos valores de Y_2O_3 (<3000 ppm), U/Yb (>0.5) e Nb/Yb (0.01–0.10) da química de zircão, sugerem que ambas as suítes de idades foram geradas em ambientes de arco magmático continental, mas com um *gap* de 200–300 Ma entre o gnaisse sideriano e os gnaisses riacianos sem dados ou informações geológicas. Perfis multielementos (elementos traços) comparativos entre representação de amostras típicas de arco continental associado à subducção de crosta oceânica (margem andina) e amostras de arcos de ilha (Ilhas Mariana) confirmam afinidade com ambiente de arco continental para o CRC, associado à subducção de placa oceânica, principalmente para o gnaisse sideriano. Apesar de pouco representativo, devido ao número de amostras ($n=1$), uma acreção juvenil em 2.4 Ga colabora para uma dinâmica contínua da evolução da crosta continental. O papel desempenhado pelo CRC na evolução geral do Terreno Embu permanece enigmático. Os dados isotópicos de $\epsilon_{\text{Nd}(590)}$ e $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}_{(\text{i})}$ do CRC (-27.3 a -19.7 e 0.704 a 0.722, respectivamente) indicam evolução temporal não compatível com o requerido para as fontes dos granitos ediacaranos do Terreno Embu, que exigem a participação de reservatórios mais primitivos ($\epsilon_{\text{Nd}(590)}$ -13 a -7) e empobrecidos em Rb ($^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}_{(\text{i})} \approx 0.710$).

Palavras-chave: Complexo Rio Capivari. Terreno Embu. Geocronologia U-Pb. Isotopia. Geoquímica de rocha total.

ABSTRACT

The Rio Capivari Complex (RCC) comprises migmatitic orthogneisses with granitic to tonalitic compositions and subordinate amphibolites (tholeiitic magmas), that occur in tectonics contacts within the Embu Terrane. The RCC orthogneisses are predominantly calc-alkaline to alkali-calcic. U-Pb zircon ages obtained on oscillatory zoned zircon cores indicate protolith magmatic crystallization into three main periods 2.4, 2.2–2.1 and 2.0 Ga. CL-dark zircon rims yield dates between 620–590 Ma, interpreted as metamorphic overprinting. The Siderian suite (2.4 Ga) show juvenile character, as evidenced by positive $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (+3.8) and $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ (+0.3 to +4.8) values and absence of inherited zircon grains, commonly found in reworking crustal rocks. The Rhyacian suite (2.2–2.1 Ga) has Archean model ages ($T_{\text{DM}} = 2.6\text{--}3.3$ Ga), negative values of $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (-12.0 to -4.0) and negative to slightly positive $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values (-7.8 to +0.5). Therefore, such rocks most likely derived from reworking of older crustal reservoirs. The Orosirian suite (2.0 Ga) has even older sources with strongly negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (-10.4) and $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ (-1.2 to -13.6) suggesting prolonged crustal residence time with T_{DM} and $T_{\text{HF}} > 3.3$ Ga. Whole-rock trace element and zircon chemistry indicate mafic sources for the Siderian suite. Middle crust reservoirs, at varying depths, appear to be the main source of the Rhyacian and Orosirian suites. According to analysis in discriminating tectonic diagrams the whole rock trace elements with high ratios $\text{La}/\text{Yb}_{(\text{N})}$ (> 10), Nb/Yb (> 2) and Th/Yb (> 1), added to the amounts of Y_2O_3 ($< 3,000$ ppm), U/Yb (> 0.5) and Nb/Yb (0.01 to 0.10) from zircon chemistry, suggest that all three suites were generated on continental magmatic arc environments, but with a gap of 200–300 Ma between the Siderian suite and the Rhyacian and Orosirian suites without data or geological information. Comparative multi-elements profiles (trace elements) between representation of typical continental arc samples associated with the oceanic crust subduction (Andean margin) and samples of island arcs (Mariana Islands) confirm affinity with continental arc environment for the RCC, associated with subduction oceanic plate, mainly for the Siderian suite. In spite of the small dataset, the results of this study indicate a juvenile accretion at 2.4 Ga, what suggests a continuous dynamic of continental crust evolution. The RCC role on the tectonic evolution of the Embu terrane remains enigmatic. The isotopic data $\epsilon_{\text{Nd}(590)}$ and $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}_{(\text{i})}$ of the RCC (-27.3 to -19.7 and 0.704–0.722, respectively) indicate an evolution not compatible with the sources for the Ediacaran granites of the Embu Terrane, requiring the participation of more primitive reservoirs ($\epsilon_{\text{Nd}(590)}$ -13 to -7) ($^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}_{(\text{i})} \approx 0.710$).

Keywords: Rio Capivari Complex. Embu Terrane. U-Pb Geochronology. Isotopy. Whole rock geochemistry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudos e pontos de afloramentos descritos e amostrados em trabalhos de campo.....	26
Figura 2 - Principais atividades e etapas de desenvolvimento da pesquisa.....	28
Figura 3 - O Orógeno Ribeira, extraído de Alves et al 2015.....	33
Figura 4 - Fluxograma com as etapas de preparação de amostras para datação U-Pb em cristais de zircão.	47
Figura 5 - Mapa geológico utilizado, modificado de Fernandes (1991) na escala 1:250.000 e seções geológicas esquemáticas de campo, realizadas na escala 1:50.000.....	62
Figura 6 - Seção esquemática A-A'	65
Figura 7 - Afloramento EMB55.	66
Figura 8 - Afloramento EMB57.	67
Figura 9 - Fotomicrografias da amostra EMB58.....	68
Figura 10 - Orientação NW-SE para a montagem de fotos do ponto EMB59	70
Figura 11 - Fotomicrografias da amostra EMB59.....	72
Figura 12 - Seção geológica esquemática B-B' na escala 1:50.000.....	73
Figura 13 - Unidade paragnáissica, metassedimentar, metatexítica do Terreno Embu aflorante na área de estudo.....	74
Figura 14 - Afloramento EMB67.	76
Figura 15 - Fotomicrografias da amostra EMB67.....	77
Figura 16 - Afloramento EMB69.	79
Figura 17 - Fotomicrografias da amostra EMB69A.....	80
Figura 18 - Fotomicrografias da amostra EMB69B.	81
Figura 19 - Fotomicrografias da amostra EMB69C.....	82
Figura 20 - Afloramento EMB70 com orientação SE-NW.....	84
Figura 21 - Fotomicrografias da amostra EMB70B.....	86
Figura 22 - Fotomicrografias da amostra EMB70C.....	88
Figura 23 - Afloramentos EMB63 e EMB64.	89
Figura 24 - Fotomicrografias da amostra EMB63A.....	91
Figura 25 - Fotomicrografias da amostra EMB63B.	93
Figura 26 - Afloramento EMB71, gnaiss granodiorítico protomilonítico.....	94
Figura 27 - Composição de fotos do afloramento EMB61.	96
Figura 28 - Fotomicrografias da amostra EMB61A.....	97
Figura 29 - Fotomicrografias da amostra EMB61B.....	98
Figura 30 - Composição de fotos do afloramento EMB60 (pedreira abandonada).....	100
Figura 31 - Fotomicrografias da amostra EMB60A.....	102
Figura 32 - Fotomicrografias da amostra EMB60B.....	104
Figura 33 - Fotomicrografias da amostra EMB60C.....	106

Figura 34 - Domínios estruturais da seção geológica esquemática A-A'	109
Figura 35 - Estereogramas dos domínios estruturais da seção esquemática A-A'	110
Figura 36 - Domínios estruturais da seção geológica esquemática B-B'. Representação dos polos e círculos maiores das foliações.	111
Figura 37 - Estruturas observadas no afloramento EMB65, com orientação SE-NW para todas as fotos abordadas.....	112
Figura 38 - Estereogramas para o afloramento EMB65.	113
Figura 39 - Rochas do Complexo Rio Capivari	115
Figura 40 - Domínio 3, medidas realizadas para as rochas do CRC.	115
Figura 41 - Domínio 4. Metassedimentos metatexíticos com foliação principal subverticais.	117
Figura 42 - Amostra de mão do gnaiss granodiorítico EMB59.	119
Figura 43 - Tipos de zircão 1, 2 e 4 do gnaiss granodiorítico EMB59.	120
Figura 44 - Cristais de zircão do gnaiss granodiorítico EMB59 com localização do <i>spot</i> das análises radiométricas U-Pb em azul.	121
Figura 45 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Razão elongação de zircão do gnaiss granodiorítico EMB59.....	122
Figura 46 - Médias das morfologias internas observadas em zircão do gnaiss granodiorítico da amostra EMB59.....	123
Figura 47 - Tipologias de zircão observadas na amostra do gnaiss granodiorítico EMB59 segundo diagrama de Pupin (1980).	124
Figura 48 - Diagramas composicionais no local do <i>spot</i> para concentrações de U e Th em ppm do gnaiss granodiorítico EMB59.	124
Figura 49 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o gnaiss granodiorítico EMB59	126
Figura 50 - Amostra de mão do gnaiss tonalítico EMB60B.	127
Figura 51 - Cristais de zircão do gnaiss tonalítico EMB60B com localização dos <i>spots</i> das análises radiométricas U-Pb em azul.	128
Figura 52 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Razão elongação de zircão para o gnaiss tonalítico EMB60B.....	129
Figura 53 - Tipologia de zircão para o gnaiss tonalítico EMB60B.	130
Figura 54 - Todas as tipologias de zircão observadas no gnaiss tonalítico EMB60B e local do <i>spot</i> por cristal/análise, respectivamente.	131
Figura 55 - Tipologias de zircão observadas na amostra do gnaiss tonalítico (EMB60B) segundo diagrama de Pupin (1980).	131
Figura 56 - Diagramas composicionais no local do <i>spot</i> para concentrações de U e Th em ppm do gnaiss tonalítico EMB60B.	132
Figura 57 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Cristais de zircão do gnaiss tonalítico EMB60B	134
Figura 58 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o gnaiss tonalítico EMB60B.	135
Figura 59 - Amostra de mão do gnaiss granodiorítico EMB 60C.	136
Figura 60 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Razão elongação dos cristais do gnaiss granodiorítico EMB60C.	137

Figura 61 - Diagramas composicionais no local do <i>spot</i> para concentrações de U e Th em ppm do gnaiss granodiorítico EMB60C.	138
Figura 62 - Imagens de lupa e catodoluminescência.. Cristais de zircão do gnaiss granodiorítico EMB60C.	139
Figura 63 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o gnaiss granodiorítico EMB60C... ..	141
Figura 64 - Amostra de mão para o anfibolito EMB70B.	142
Figura 65 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Razão alongação dos cristais presentes no anfibolito gnaiss (EMB70B).....	143
Figura 66 - Diagramas composicionais no local do <i>spot</i> para concentrações de U e Th em ppm segundo as razões alongação dos cristais do anfibolito (EMB70B).....	144
Figura 67 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o anfibolito gnaiss EMB70B Idades para os cristais presentes no anfibolito (EMB70B).....	145
Figura 68 - Amostra de mão do gnaiss granítico EMB70C.....	146
Figura 69 - Imagens de lupa e catodoluminescência comparativas. Razão alongação de zircão do gnaiss granítico EMB70C com localização do <i>spot</i> das análises radiométricas U-Pb em azul.....	147
Figura 70 - Diagramas composicionais no local do <i>spot</i> para concentrações de U e Th em ppm segundo o tipo de razão alongação dos cristais do granito gnaiss EMB70C.....	148
Figura 71 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o gnaiss granítico EMB70C.....	149
Figura 72 - Classificação de elementos maiores e menores em rocha total (DE LA ROCHE et al., 1980) para as amostras do Complexo Rio Capivari.	151
Figura 73 - Diagramas de classificação composicional com discriminação dos campos dos batólitos cordilheiranos de Frost et al. (2001) em cinza.	153
Figura 74 - Diagramas Harker de elementos maiores utilizando a sílica como índice de diferenciação para as amostras do Complexo Rio Capivari.	154
Figura 75 - Número de magnésio em relação a sílica para as amostras dos Complexo Rio Capivari, legenda na Figura 74.	155
Figura 76 - Perfis de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito C1 de McDonough e Sun (1995) para as amostras estudadas do Complexo Rio Capivari.	156
Figura 77 - Anomalias de Eu* distribuído pela sílica	157
Figura 78 - Spidergram de elementos traços para as amostras do Complexo Rio Capivari normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995).	158
Figura 79 - Diagramas Harker para elementos traços (ETRL = ETR leves) e razões isotópicas de interesse.....	160
Figura 80 - A - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{m})$ medido por amostra (EMB70C desconsiderada) e isócrona como linha de tendência para as amostras consideradas (reta preta) e apenas para as amostras riacianas (reta verde tracejada). B - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ inicial calculado a partir das idades U-Pb de cristalização dos protólitos.	163
Figura 81 - A - Diagrama $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ com todas as amostras analisadas para um (1º) estágio de evolução. B - idade modelo para dois (2º) estágios de evolução apenas com as amostras consideradas. O campo cinza indica os valores aceitáveis de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (vide texto).....	166
Figura 82 - Diagrama da evolução crustal das amostras analisadas, exceto a EMB70C. Grupos de idades riacianas e amostra sideriana (EMB59) estão indicados.....	167
Figura 83 - Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}(2,15)}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ com todas as amostras analisadas em ambos os métodos, inclusive as amostras desconsideradas (anfibolitos e gnaiss tonalítico riaciano).....	168

Figura 84 - Diagramas com razões Lu/Hf, Hf/Hf e Th/U vs. idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nos pontos de análises (<i>spots</i>).....	171
Figura 85 - A - Diagrama de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs. idade U-Pb para as amostras analisadas. B – Relação entre $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, idade U-Pb e idade modelo $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$, vide texto.....	173
Figura 86 - Diagramas multi-isotópicos para as rochas do Complexo Rio Capivari.....	175
Figura 87 - Perfis de ETR para os cristais ígneos do Complexo Rio Capivari.....	178
Figura 88 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do granodiorito gnaissé sideriano (amostra EMB59).	179
Figura 89 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do granodiorito gnaissé riaciano (amostra EMB60C)	179
Figura 90 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do gnaissé tonalítico riaciano (amostra EMB60B).....	180
Figura 91 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do anfibolito (amostra EMB 70B)	181
Figura 92 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do granito gnaissé orosiriano (amostra EMB 70C).....	181
Figura 93 - Perfis de ETR para os cristais metamórficos do Complexo Rio Capivari.	182
Figura 94 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais metamórficos de zircão analisados do gnaissé tonalítico e granodiorito gnaissé riacianos (amostra EMB60B e 60C).....	183
Figura 95 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais herdados analisados do granito gnaissés orosiriano (amostra EMB 70C)	183
Figura 96 - Perfis de ETR para os cristais herdados de zircão	184
Figura 97 - Normalização dos ETR pelo condrito C1 de McDonough & Sun (1995)..	185
Figura 98 - Diagramas da razão Th/U vs. $(\text{Yb}/\text{Gd})_{\text{N}}$ e $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$. a- comparação do enriquecimento de ETRP em relação aos ETRM. b- comparação do enriquecimento de ETRL em relação aos ETRM..	186
Figura 99 - Perfis dos elementos traços normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995) para as rochas do Complexo Rio Capivari.....	188
Figura 100 - Diagramas comparativos da química de zircão	189
Figura 101 - Diagramas da concentração de Ti em ppm vs. razões Gd/Yb , Sc/Yb , $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ e Yb em ppm para amostras do Complexo Rio Capivari.....	191
Figura 102 - Razões redox para os ETR das amostras do Complexo Rio Capivari.	193
Figura 103 - Diagrama de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ vs. Idade (T Ga) comparatório entre granitos do Terreno Embu e o CRC.....	199
Figura 104 - Diagramas tectônicos discriminantes.....	201
Figura 105 - Diagramas de discriminação geotectônica para rochas ácidas baseados em transformações ln de razões de elementos traços imóveis de Verma et al. (2013).	202
Figura 106 - Diagrama multielemento de RT normalizado pelo manto primitivo para amostras do CRC. Valores de McDonough e Sun (1995) (retirado de KORSCH et al., 2011).....	203
Figura 107 - Diagrama HfO_2 vs. Y_2O_3 extraído de Pupin (2000) com diferentes campos composicionais dos cristais magmáticos de zircão de diferentes tipos de rochas ígneas.	205
Figura 108 - Diagrama U/Yb vs. Nb/Yb para os cristais de zircão analisado do CRC proposto por Grimes et al. (2015).....	206
Figura 109 - Diagramas geotectônicos..	208

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados geocronológicos para o Terreno Embu	39
Tabela 2 - Condições de operação do laser	48
Tabela 3 - Configuração dos copos de Faraday	49
Tabela 4 - Condições de operação do espectrômetro de massa.....	49
Tabela 5 - Configuração do <i>laser ablation</i>	55
Tabela 6 - Configuração do espectrômetro de massa.....	56
Tabela 7 - Configuração dos copos	56
Tabela 8 - Modelo e configuração do laser	58
Tabela 9 - Modelo e configurações do espectrômetro de massa	58
Tabela 10 - Resultados obtidos para isotopia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total.....	162
Tabela 11 - Resultados obtidos para isotopia $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total. Valores em itálico foram desconsiderados.....	165
Tabela 12 - Resultados obtidos para isotopia Lu-Hf em zircão das amostras selecionadas.....	174
Tabela 13 - Principais resultados isotópicos obtidos para as amostras do Complexo Rio Capivari. Sublinhado em itálico valores que foram desconsiderados	176

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	23
1.1 Justificativas e objetivos.....	25
1.2 Localização.....	26
1.3 Estrutura da dissertação.....	27
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	29
2.1 Contexto geológico.....	29
2.2 O Complexo Rio Capivari.....	36
2.3 Geocronologia do Terreno Embu.....	38
2.4 Magmatismo no Terreno Embu.....	40
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	43
3.1 Levantamento das bases cartográficas.....	43
3.2 Trabalhos de campo.....	43
3.3 Seleção das amostras.....	44
3.4 Petrografia.....	44
3.5 Geocronologia U-Pb.....	45
3.5.1 Preparação de amostras.....	45
3.5.2 Imageamento e classificação dos cristais de zircão.....	47
3.5.3 Processo de análise (equipamentos e calibrações).....	48
3.5.4 Análise e tratamento dos dados.....	50
3.6 Geoquímica de rocha total.....	51
3.6.1 Preparação de amostras.....	51
3.6.2 Processo de análise (equipamentos e calibrações).....	52
3.6.3 Análise e tratamento dos dados.....	52
3.7 Geoquímica isotópica.....	52
3.7.1 Preparação das amostras para análises isotópicas.....	52
3.7.2 Equipamentos, configurações e rotina.....	54
3.7.3 Análise e tratamento dos dados.....	54
3.8 Isotopia Lu-Hf em zircão.....	55
3.8.1 Preparação de amostras.....	55
3.8.2 Equipamento, configurações e rotina.....	55
3.8.3 Análise e tratamento dos dados.....	57
3.9 Química de zircão.....	57
3.9.1 Preparação de amostras.....	57
3.9.2 Equipamentos, configurações e rotina.....	57
3.9.3 Análise e tratamento dos dados.....	59
4 RESULTADOS.....	61
4.1 Geologia local.....	61
4.1.1 Seção A-A'.....	64
4.1.1.1 Granito Serra do Jambeiro.....	65
4.1.1.2 Unidade Redenção da Serra (paragneisses Embu).....	65
4.1.1.3 Complexo Rio Capivari.....	66
4.1.2 Seção B-B'.....	73
4.1.2.1 Unidade Redenção da Serra (paragneisses Embu).....	73
4.1.2.2 Complexo Rio Capivari.....	75
4.1.3 Geologia estrutural.....	106
4.1.3.1 Dados estruturais das seções geológicas esquemáticas.....	108
4.1.3.2 Seção A-A'.....	108

4.1.3.3 Seção B-B'	110
4.2 Geocronologia U-Pb em zircão	117
4.2.1 Gnaiss granodiorítico (EMB59)	119
4.2.1.1 Morfologia e tipologia de zircão	119
4.2.1.2 Idades U-Pb	125
4.2.2 Gnaiss tonalítico (EMB60B)	126
4.2.2.1 Morfologia e tipologia de zircão	126
4.2.2.2 Idades U-Pb	133
4.2.3 Gnaiss granodiorítico (EMB60C)	136
4.2.3.1 Morfologia e tipologia de zircão	136
4.2.3.2 Idades U-Pb	138
4.2.4 Biotita anfíbolito (EMB 70B)	142
4.2.4.1 Morfologia e tipologia de zircão	142
4.2.4.2 Idades U-Pb	144
4.2.5 Gnaiss granítico (EMB70C)	145
4.2.5.1 Morfologia e tipologia de zircão	145
4.2.5.2 Idades U-Pb	148
4.3 Geoquímica de Rocha Total	150
4.3.1 Elementos maiores e menores	150
4.3.2 Elementos traços	155
4.3.2.1 Elementos terras raras	155
4.3.2.2 Elementos traços LIL e HFS	157
4.4 Geoquímica isotópica	161
4.4.1 Isotopia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total	161
4.4.1.1 Isotopia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	161
4.4.1.2 Isotopia $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	163
4.4.2 Geoquímica isotópica pontual	169
4.4.2.1 Isotopia Lu-Hf em zircão	169
4.4.3 Resultados multi-isotópicos Sr-Nd-Hf	175
4.5 Química de zircão	176
5 DISCUSSÃO	195
5.1 Idades modelos e das fontes (U-Pb, $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ e $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$) envolvidas para o Complexo Rio Capivari	195
5.2 A natureza das fontes (isótopos de Nd, Hf e Sr)	196
5.3 Influência do Complexo Rio Capivari na granitogênese do Terreno Embu	197
5.4 Contexto geotectônico	199
5.4.1 Análise de rocha total	199
5.4.2 Análise de elementos traços em zircão	204
5.5 Implicações tectônicas	209
CONCLUSÕES	213
REFERÊNCIAS	217
ANEXOS	235
ANEXO A - Dados de campo	237
ANEXO B - Amostras coletadas e selecionadas	241
ANEXO C - Dados isotópicos radiométricos U-Pb em zircão para as amostras do Complexo Rio Capivari	245
ANEXO D - Geoquímica de rocha total. Elementos maiores, menores e traços do Complexo Rio Capivari	261

ANEXO E - Geoquímica isotópica pontual. Dados isotópicos Lu-Hf em zircão do Complexo Rio Capivari.....	269
ANEXO F - Química de zircão das amostras do Complexo Rio Capivari.....	273
ANEXO G - Temperaturas de cristalização de zircão para as amostras do Complexo Rio Capivari	289

1 INTRODUÇÃO

O Complexo Rio Capivari (CRC) é constituído por ortognaisses migmatíticos de composições graníticas a tonalíticas (FERNANDES, 1991), com idades paleoproterozoicas (BABINSKI et al., 2001; MEIRA et al., 2014) de cristalização do protólito, e ocorre tectonicamente associado ao Terreno Embu no sudeste do estado de São Paulo. No entanto, a caracterização geocronológica, geoquímica e isotópica das rochas que compõem o CRC não é observada na bibliografia.

As rochas ígneas e ortoderivadas são os principais constituintes da crosta terrestre e apresentam grande importância na compreensão dos processos de evolução geológica da Terra — dentre os quais, os processos de geração da crosta continental estão diretamente associados à acresção de material juvenil na crosta (CONDIE, 1998, 2000; BELOUSOVA et al., 2010; HAWKSWORH, 2010; HAWKSWORH et al., 2013; CONDIE; KRONER, 2013).

As informações sobre a natureza das fontes envolvidas, ambientes tectônicos de geração e tempo de duração dos processos crustais são herdadas pelas rochas ígneas, e podem estar preservadas em rochas ortoderivadas. Com isso, estudos geoquímicos, geocronológicos-isotópicos e petrogenéticos dessas rochas são importantes ferramentas para o entendimento da evolução de áreas geologicamente complexas.

Nas últimas décadas, os métodos de investigação sobre idades de cristalização e assinaturas químicas e isotópicas da fonte vêm se aprimorando (DAVIS et al., 2003; AMANTE et al., 2004; BUHN et al., 2009; MATTEINI et al., 2010). Sobretudo, o avanço nos sistemas de amostragem de pequenos volumes tem permitido a elucidação de processos poligenéticos a partir da análise de minerais acessórios de ampla ocorrência. A partir de análises químicas em zircão, acopladas ao controle morfológico e textural dos cristais, possibilitado por imagens de catodoluminescência, por exemplo, é possível determinar as

idades de cristalização e assinaturas químicas e isotópicas da rocha de origem e, conseqüentemente, obter inferências químicas sobre suas fontes (AMELIN et al., 2000; BELOUSOVA et al., 2006; GRIMES et al., 2007, 2015; GERDES; ZEH, 2009; BARTH et al., 2013, BARKER et al., 2014;).

Abordagens clássicas, envolvendo a determinação das assinaturas de elementos maiores, menores e traços de rocha total, também fornecem dados importantes acerca do ambiente tectônico e da composição do magma/rocha fonte. Adicionalmente, os estudos isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd são poderosos métodos na identificação das rochas juvenis e crustais. Assim, análises isotópicas (U-Pb e Lu-Hf) e químicas (elementos traços) em zircão, aliadas a análises químicas e isotópicas em rocha total, compõem a abordagem mais comumente empregada para a caracterização geológica de determinada área (CONDIE et al., 2005; BELOUSOVA et al., 2006, 2010; KEMP et al., 2009; GAO et al., 2013; GRIMES et al., 2015).

O Orógeno Ribeira registra um importante evento orogênico neoproterozoico a sul do Cráton do São Francisco, que retrabalhou diferentes níveis crustais e resultou em volumosa produção de magmas na região do leste paulista (CAMPOS NETO, 2000; HEILBRON et al., 2008, 2010, 2013; TROUW et al., 2013; ALVES et al., 2015). O Terreno Embu ocorre inserido na porção central deste orógeno e, a despeito da expressiva ocorrência de rochas para e ortoderivadas, apenas os granitos intrusivos do Terreno foram estudados em detalhe.

Os dados relativamente escassos na bibliografia sobre o CRC — com exceção dos trabalhos de caracterização de campo e petrografia realizada por Fernandes (1991), a datação U-Pb em zircão via SHRIMP de Babinski et al., (2001) e Meira et al., (2014) e dois dados antigos de idades Pb-Pb de Babinski (1988) e isócrona Rb-Sr de Tassinari (1988) em rocha total — apontam que há uma lacuna de informações básicas referentes às rochas mais antigas que afloram no Terreno Embu. A presente dissertação procura suprir parte da lacuna de dados

e apresenta dados geocronológicos (U-Pb), de geoquímica e isotopia (Sr-Sr, Nd-Nd) de rocha total (RT) e de química mineral e isotópica (Lu-Hf) de zircão, além de comparar os dados isotópicos do CRC com os dados disponíveis para os granitos intrusivos nesse terreno (ALVES et al., 2013, 2015). Pretende-se, assim, contribuir para o entendimento da evolução do Terreno Embu e fornecer subsídios às inúmeras tentativas de reconstrução do ambiente geotectônico da região no Paleoproterozoico.

1.1 Justificativas e objetivos

A caracterização das rochas do Complexo Rio Capivari (CRC) é fundamental para a compreensão da evolução geológica/geotectônica do Terreno Embu, pois constitui a ocorrência mais antiga que, aparentemente, encontra-se sob as rochas metassedimentares e metavulcânicas que compõem este terreno. Os ortognaisses do CRC foram expressivamente retrabalhados no neoproterozoico e sua caracterização deve, necessariamente, envolver abordagens que permitam caracterizar sua complexa história evolutiva.

A presente dissertação objetiva caracterizar essas rochas através da geocronologia U-Pb em zircão, via MC-LA-ICPMS; fluorescência de raio X para caracterização dos elementos maiores e ICP-MS para elementos menores e traços em RT; isotopia Sr-Sr e Nd-Nd em RT; química mineral, via LA-Q-ICPMS; e isotopia Lu-Hf, via MC-LA-ICPMS, em zircão.

Após essa caracterização, visa-se definir possíveis fontes e ambientes de geração para os protólitos dos ortognaisses metatexíticos que constituem o CRC, além de comparar com os dados isotópicos disponíveis na bibliografia, para os granitos intrusivos no Terreno Embu (ALVES et al., 2013, 2015), e investigar se o CRC representa uma fonte importante para esses granitos.

1.2 Localização

O presente estudo se baseou nos afloramentos do CRC que ocorrem a sul de São José dos Campos (FERNANDES, 1991) e a norte de Paraibuna, no sudeste do estado de São Paulo, região sudeste do Brasil (Figura 1). A principal via de acesso, a partir da cidade de São Paulo, é pela Rodovia Ayrton Senna (SP-070), seguindo pela Rod. Carvalho Pinto (SP-070) até a Rod. dos Tamoios (SP-099). O caminhamento A-A' foi realizado na Rod. João do Amaral Gurgel (SP-103), que liga a cidade de Caçapava à Rod. dos Tamoios, passando por Jambeiro, e pode ser acessada tanto pela SP-070 quanto pela SP-099; enquanto o caminhamento B-B' foi realizado, principalmente, pela SP-099 (Figura 1).

Figura 1 - Localização da área de estudos e pontos de afloramentos descritos e amostrados em trabalhos de campo.

1.3 Estrutura da dissertação

A dissertação está organizada em seis capítulos (Figura 2), como segue:

- Capítulo 1: descreve o tema da pesquisa, apresentando a importância e objetivos do estudo, assim como os motivos que levaram à seleção da área e a sua localização;
- Capítulo 2: fornece uma revisão dos estudos, pesquisas e trabalhos dos principais autores relacionados à geologia regional, ao Complexo Rio Capivari e à geocronologia e magmatismo do Terreno Embu;
- Capítulo 3: apresenta as primeiras atividades necessárias para alcançar os objetivos da pesquisa, como a coleta de dados em bibliografia e trabalhos de campo na área, além de seleção de amostras para análises específicas em laboratório;
- Capítulo 4: apresenta os diferentes resultados, tais como: a) caracterização da geologia local, com a descrição de afloramentos e litologias nas seções geológicas realizadas; b) geocronologia U-Pb em zircão, com resultados de morfologia e tipologia de zircão e idades U-Pb encontradas em cada amostra analisada; c) geoquímica de rocha total, com resultados referentes aos elementos maiores e menores e elementos traços encontrados; d) geoquímica isotópica, descrevendo resultados de isotopia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total, geoquímica isotópica pontual Lu-Hf e multi-isotópicos Sr-Nd-Hf; e e) química de zircão do Complexo Rio Capivari;
- Capítulo 5: discute as idades das fontes (U-Pb, T_{DM} e T_{Hf}) envolvidas para a formação do Complexo Rio Capivari, qual a natureza das fontes (isótopos de Nd, Hf e Sr) e a influência do Complexo Rio Capivari na granitogênese do Terreno Embu, além de análises e discussões acerca do contexto geotectônico e implicações tectônicas; e
- Capítulo 6: apresenta as conclusões do estudo.

Figura 2 Principais atividades e etapas de desenvolvimento da pesquisa. CRC: Complexo Rio Capivari. TE: Terreno Embu.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Contexto geológico

A Era Neoproterozoica marcou a amalgamação do Supercontinente Gondwana durante o Ciclo Brasileiro (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1995; BRITO NEVES et al., 1999, HEILBRON et al., 2003, 2008). A porção oeste da junção de pequenos blocos continentais afetou intensamente os terrenos que compõem hoje o território brasileiro, na placa sul-americana, com presença de diversas faixas móveis bordeando paleoplacas (protocontinentes). Essa intensa atividade orogênica gerou províncias tectônicas nas bordas dos crátons (ALKMIM et al., 2006).

O Complexo Embu (HASUI, 1975), ou Domínio Embu (PASSARELLI et al., 2004), ou Terreno Embu (CAMPOS NETO, 2000; HEILBRON et al., 2004; ALVES et al., 2013, 2015) ocorre no sudeste brasileiro, sudeste do estado de São Paulo, e está alocado no Orógeno Ribeira na porção central da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1977, 1981; HEILBRON et al., 2003, 2004).

A Província Mantiqueira corresponde a um extenso sistema orogênico com mais de 3.000 km de extensão, do Uruguai à Bahia, que segue direções paralelas à costa atlântica brasileira (ALMEIDA et al., 1977, 1981; CAMPOS NETO, 2000; TROUW et al., 2000; DELGADO et al., 2003; HEILBRON et al., 2004, 2008) e engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (HEILBRON et al., 2004).

O Orógeno Araçuaí é limitado pelos Crátons do São Francisco e do Congo. O Orógeno Ribeira relaciona-se com estes crátons, mas também com um bloco continental encoberto pela Bacia do Paraná a oeste, chamado de Cráton do Paranapanema (MANTOVANI; BRITO NEVES, 2005), onde ocorre interferência com o Orógeno Brasília

Meridional (TROUW et al., 2000, 2013; SCHIMITT et al., 2004). O Orógeno Dom Feliciano relaciona-se com os Crátons Rio de la Plata e Kalahari, e o Orógeno São Gabriel representa a colisão de um arco juvenil (arco de ilhas) com o Cráton Rio de la Plata, anteriormente à construção do Orógeno Dom Feliciano (HEILBRON et al., 2004). Blocos continentais caracterizam massa continental antiga ou microplaca.

Esses blocos continentais, na maioria dos modelos tectônicos vigentes, foram todos amalgamados entre si e ao Cráton São Francisco no início da evolução Neoproterozoica na porção ocidental do Gondwana oeste (ALVES et al., 2015), antes da acresção do terreno oriental nos orógenos Ribeira e Dom Feliciano (HEILBRON, 2003, 2008, 2013; TROUW et al., 2013).

O Orógeno Araçuaí é amplamente discutido em Pedrosa-Soares et al. (2001, 2007, 2008, 2011), Alkmim et al. (2006, 2007), Noce et al. (2007), Da Silva et al., (2011) e Gradim et al. (2014). Este orógeno desenvolveu-se após episódios de rifteamentos mesoproterozoicos na margem passiva oriental do Cráton São Francisco. Em torno de 800 Ma iniciaram-se processos orogênicos de margem ativa, com consumo de fundo oceânico (PEDROSA-SOARES et al., 2001, 2011; ALKMIM et al., 2006; GRADIM et al., 2014) nos estágios finais. A evolução orogênica pode ser dividida em quatro estágios: i) pré-colisional (ca. 630-585 Ma), com formação de arco magmático calci-alcalino e bacias associadas, correlato ao Orógeno Rio Doce (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1995; PEDROSA-SOARES et al., 2011), sin-colisional (ca. 582-560 Ma) com deformação regional, metamorfismo e geração de grande volume de granitos tipo S; tarde-colisional (ca. 560-530 Ma) com granitos tipo S; e pós-colisional (ca. 530-490 Ma) com colapso do orógeno e última geração de plutonismo do tipo S e I.

O Orógeno Ribeira é marcado, a oeste, por depósitos entre 1.8 e 1.4 Ga de metavulcanossedimentares, que indicam margem passiva para os Domínios Açungui e São

Roque pertencentes ao Terreno Apiaí (JULIANI et al., 2000; HENRIQUE-PINTO et al., 2014). A leste, por rochas plutônicas que apresentam expressivas afinidades químicas e isotópicas com arcos magmáticos (HEILBRON et al., 2008, 2013; TUPINAMBÁ et al., 2012).¹

Atividades de arco magmático e convergência de placas ou blocos continentais são amplamente difundidas na bibliografia como iniciadas em ~800 Ma (VLACH, 2001; CORDANI et al., 2002) e contínuas de sul a norte, inclusive no Orógeno Araçuaí (GRADIM et al., 2014).

O Terreno Embu está delimitado por importantes zonas de cisalhamento que confrontam terrenos com evoluções geológicas distintas. Diferenças litogeoquímicas expressivas são colocadas em contato, principalmente, por meio do desenvolvimento de falhas transcorrentes dextrais (ALMEIDA et al., 1976; CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1995; HEILBRON et al., 1998, 2004). As unidades limítrofes com o Terreno Embu, e que por sua vez o delimitam, são: Grupo São Roque e Complexo Paraíba do Sul, a noroeste; Complexo Juiz de Fora, a nordeste; Complexo Costeiro, a sudeste; e Complexo Pilar, a sudoeste. Esses limites configuram expressivas zonas de cisalhamentos (HASSUI, 1975; ALMEIDA et al., 1977) com presença de espessas faixas com mais de 2,5 km compostas por rochas blastomiloníticas e faixas mais estreitas, com diferentes graus de deformação, tipo milonitos, ultramilonitos e protomilonitos, que sugerem complexa evolução geológica (FERNANDES, 1991; ALVES et al., 2013, 2015; HEILBRON et al., 2003, 2004, 2008).

Sucintamente, o Grupo São Roque corresponde a rochas metavulcanossedimentares com deposição iniciada provavelmente no paleoproterozoico tardio (HENRIQUE-PINTO, 2012) e metamorfismo neoproterozoico associado. O Complexo Paraíba do Sul constitui-se de paragneisses e migmatitos, com granitoides gnáissicos associados (HASUI, 1975), e é

¹ Assim como no leste do Orógeno Dom Feliciano (BASEI et al., 2005).

atribuído ao Paleoproterozoico ou ao Arqueano. O Complexo Juiz de Fora se caracteriza pelo grande domínio de metapelitos em fácies granulitos, e é atribuído ao Arqueano (CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1990). O Complexo Costeiro é marcado por gnaisses ortoderivados com intercalações menores de metavulcanossedimentares, núcleos granulíticos, além de importantes charnoquitos, tidos como do Paleoproterozoico ao Arqueano (FERNANDES, 1991), mas é composto principalmente por rochas neoproterozoicas criogenianas (MEIRA 2014, MEIRA et al., 2015). Por fim, o Complexo Pilar se constitui basicamente de rochas metamórficas paraderivadas de baixo grau (HASUI et. al., 1984).

Segundo modelos tectônicos relativamente atuais (HEILBRON et al., 2013; TROUW et al., 2013; ALVES et al., 2015), o Terreno Embu (Figura 3) está localizado entre o Terreno Apiaí, correspondente ao retrabalhamento da borda da paleoplaca Paranapanema ou São Francisco (CAMPOS NETO, 2000; TROUW et al., 2013; HENRIQUE-PINTO et al., 2014), e o Terreno Oriental, definido por Heilbron et al. (2003, 2008) (ALVES et al., 2015). A maioria desses modelos geotectônicos considera uma subducção para leste e fechamento do Oceano Adamastor entre 595-580 Ma (HEILBRON et al., 2008, 2013); e domínios localizados a leste do Terreno Oriental classificados como correlatos ao Cráton do Congo (PEDROSA-SOARES et al., 2008,2011; HEILBRON et al., 2008, 2013).

Figura 3 - O Orógeno Ribeira, extraído de Alves et al 2015. Em vermelho, a localização da área de estudo.

O Terreno Embu é composto por variada gama de rochas, desde ortoderivadas (FERNANDES, 1991; CORDANI et al., 2002) a sequências de rochas paraderivadas com diferentes graus de metamorfismo associados de baixo a alto grau metamórfico (MEIRA et al., 2015) e com controles principalmente tectônicos do mosaico estrutural das unidades. Na porção sudeste do estado de São Paulo, este domínio compreende, principalmente, mica xistos, xistos finos, filitos, metabasitos, rochas calciossilicáticas, paragnaisses migmatizados (metatexitos a diatexitos) e quartzitos (PASSARELI et. al, 2004).

Essas associações litológicas supracrustais podem ser agrupadas em três unidades estratigráficas principais, segundo Fernandes (1991): a unidade superior, Rio Una, dominada principalmente por mica xistos e quartzitos imaturos; a unidade intermediária, Rio Paraibuna, clasto-química com abundantes quartzitos e calciossilicáticas com intercalações de biotita gnaisses finos e anfibolitos (metavulcânicas); e a unidade basal, Redenção da Serra, composta por gnaisses peraluminosos, plagioclásio biotita gnaisses/xistos porfiroclásticos, anfibolitos

(metavulcânicas), gnaisses calciossilicáticos e mármore restritos. Incluídos no Terreno Embu ocorrem lentes de ortognaisses migmatíticos paleoproterozoicos pertencentes ao Complexo Rio Capivari (CRC) (BABINSKI, 1988; FERNANDES, 1991; BABINSKI et al., 2001; MEIRA, 2014).

Longitudinalmente, acunha-se no Terreno Juiz de Fora, a norte, e no Terreno Apiaí-Guaxupé, a sul, em contatos tectônicos. Na porção norte, o Embu é balizado pela zona de cisalhamento de Santa Isabel, que tem continuidade, para nordeste, a sul da Falha de Caucaia-Rio Jaguari (FERNANDES, 1991) e na porção sul é delimitado pela Zona de Cisalhamento de Cubatão (ZCC) (HASUI et al., 1975, 1976).

Dentre as várias falhas presentes no interior do Terreno Embu, Alves et al. (2015) ressaltaram a importância da Falha Taxaquara-Guararema como a mais proeminente, que separa dois domínios com graus metamórficos contrastados, o que pode explicar as diferenças no tipo de magmatismo granítico associado. A sul da falha são mais abundantes os biotita muscovita leucogranitos, intrudindo mica xistos de baixo grau metamórfico, enquanto que, ao norte da falha, biotita granitos são predominantes e intrudem rochas com grau metamórfico mais alto (Figura 3). Esses autores sugeriram a existência de um zoneamento vertical no tipo de magmatismo granítico que se reflete em composições mais evoluídas à medida que o plutonismo ocorre em níveis crustais mais rasos, com notável exceção do batólito Serra Quebra-Cangalha no extremo NE do Terreno Embu, que corresponde a muscovita biotita granitos, menos frequentes a norte da Falha de Taxaquara-Guararema.

Diferentemente do que sugeriram Hasui et al. (1975, 1976) sobre o limite sul do Domínio Embu, coincidindo com a ZCC, Fernandes (1991) propôs, através de trabalhos de campo e petrografia, que o limite a sul, com o Complexo Costeiro, na verdade seria apenas a sul do Maciço Natividade (a sul da ZCC), pois foi observada continuidade da exposição de

rochas como sendo correlatas à Unidade Rio Paraibuna, que apresenta afinidades litológicas, estruturais e metamórficas com a Unidade Redenção da Serra, a sul e a norte da ZCC.

O Terreno Embu ainda se apresenta enigmático e de essencial entendimento para o teste dos diferentes modelos de evolução tectônica, e consequente geração de magmas graníticos durante sua evolução no Neoproterozoico (ALVES et al., 2015).

Atualmente, cinco modelos geotectônicos principais são propostos para o Terreno Embu: i) um prolongamento oriental do arco magmático Socorro-Guaxupé, desenvolvido na margem do Cráton do Paranaíba e cuja colocação estaria relacionada à evolução final do Orógeno Brasília Meridional (TROUW et al., 2013); ii) parte de um arco magmático desenvolvido entre os Crátons São Francisco e Congo e, portanto, não relacionados com o Orógeno Brasília (HEILBRON et al., 2013); iii) parte da fronteira retrabalhada do Cráton do São Francisco (HENRIQUE PINTO et al., 2014); iv) parte de um orógeno intracontinental em faixas dobradas e, portanto, não diretamente relacionadas com o consumo de oceano e/ou convergência de placas tectônicas no Neoproterozoico (MEIRA et al., 2015) e v) desenvolvimento de arcos continentais sobre crosta oceânica na placa inferior, que implica em subducção para oeste em direção ao Cráton do São Francisco (ALVES et al., 2015).

No arco magmático desenvolvido entre os Crátons São Francisco e Congo (ii) é sugerida subducção para leste, com zona de sutura definida por pequenos corpos ofiolíticos presentes na zona de cisalhamento Abre Carmo (Orógeno Araçuaí) (PEDROSA-SOARES, 2011), a oeste dos arcos magmáticos Rio Doce (TUPINAMBÁ et al., 2012; GRADIM et al., 2014) e Serra da Bolívia (HEILBRON et al., 2013).

Alves et al. (2015) indicam que uma conexão entre o magmatismo presente no Terreno Embu e o registrado nos arcos Rio Doce e Serra da Bolívia desenvolvidos no norte do Orógeno Ribeira e no sul do Orógeno Araçuaí “parece razoável, pois são essencialmente contemporâneos e lateralmente contínuos” (HEILBRON et al., 2013). O Terreno Embu, neste

modelo, corresponderia a uma microplaca não relacionável à paleoplaca do São Francisco. Porém, com os dados disponíveis atualmente, ainda não é possível defender essa afirmação em ambos os aspectos.

Uma característica notável do Terreno Embu é a expressiva exposição de ortognaisses migmatíticos correspondentes às rochas do Complexo Rio Capivari (FERNANDES, 1991; BABINSKI et al., 2001; MEIRA et al., 2015). Há grande discussão na bibliografia sobre a estratigrafia e evolução geotectônica do Terreno Embu (ALMEIDA et al., 1976, 1977; HASUI et al., 1975, 1976, 1980, 1983, 1984; BABINSKI 1988; FERNANDES 1991; DUFLLES, 2013; HEILBRON et al., 2013; TROUW et al., 2013; MEIRA et al., 2015; ALVES et al., 2015;) e muitos autores consideram o Complexo Rio Capivari (CRC) o embasamento do Terreno Embu, por tratar-se das rochas mais antigas que constituem esse terreno (BABINSKI, 1988; TASSINARI, 1988; FERNANDES, 1991).

Entretanto, foram realizados poucos estudos sobre o CRC neste Terreno, com exceção do detalhamento de campo de Fernandes (1991), a datação U-Pb em zircão de Babinsk et al. (2001) e a descrição sucinta com datação U-Pb em zircão de Meira (2014). Com menos trabalhos ainda relacionados à proveniência e idade da sequência metassupracrustal (TROUW et al., 2013), é difícil comparar com demais unidades do Terreno Embu.

2.2 O Complexo Rio Capivari

O Complexo Rio Capivari (CRC) aflora como lascas tectônicas em meio à sequência metassupracrustal predominante no Terreno Embu. Ocorre em lentes deformadas encaixado em zonas de cisalhamento com direções nordeste (FERNANDES, 1991; ALVES et al., 2013, 2015; MEIRA, 2014). No geral, possui rochas correlacionáveis entre si de acordo com suas afinidades composicionais, texturais e estruturais (FERNANDES, 1991), sempre com aspecto

migmatítico. Assim, as rochas consideradas neste estudo são as mesmas abordadas por Babinski (1988), Tassinari (1988), Babinski et al. (2001), Meira (2014) e descritas por Fernandes (1991) como o Complexo Rio Capivari (CRC).

As rochas do CRC não apresentam relações intrusivas com as rochas supracrustais desse domínio e se caracterizam por migmatitos com mais de uma geração de leucossoma e ortognaisses, polimetamórficos e policíclicos (FERNANDES, 1991). Predominam metatexitos estromáticos nos quais o paleossoma pode ser gnáissico ou xistoso, e o neossoma é quartzo-feldspático de composição granítica (HASUI et al., 1981) e trondhjemitica/tonalítica a granítica, com ocorrências de anfibolitos e rochas calciossilicáticas subordinadas (FERNANDES, 1991).

Segundo Fernandes (1991), o CRC ocupa posição interna a grandes estruturas sinformes anticlinais D₂. No núcleo a sul de São José dos Campos, as porções mesocráticas, de cor cinza escuro, dos migmatitos correspondem a hornblenda biotita gnaiss quartzo diorítico/tonalítico equigranular (FERNANDES, 1991). Os leucossomas trondhjemiticos, equigranulares finos, ocorrem em bandas centimétricas a milimétricas. Tassinari (1988) analisou amostras de paleossoma dos migmatitos de São José dos Campos e obteve uma idade isocrônica Rb/Sr para estas rochas de 2473 ± 46 Ma com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7003, além de idades de 1497 ± 46 Ma para os leucossomas dos migmatitos. Meira et al. (2014) obteve idades paleoproterozoicas riacianas em 2153 ± 15 Ma para ortognaisses migmatíticos do CRC, a partir de datação U-Pb via SHRIMP em zircão.

Fernandes (1991) descreveu intercalações de ortognaisses homogêneos a levemente bandados, francamente migmatizados, que podem apresentar leucossomas graníticos a granodioríticos, com ou sem granada. As rochas variam de biotita hornblenda gnaiss granítico inequigranular, fino a médio, textura blastomilonítica, laminado descontinuamente, com esparso feldspato ocelar de até 3 cm, a hornblenda biotita gnaisses com bandamento

milimétrico a centimétrico descontínuo, com intercalações de níveis granodioríticos finos a graníticos médios a grossos, esbranquiçados. Amostras de ambos os litotipos descritos acima sugerem idades paleoproterozoicas fornecidas, respectivamente, por Babinski (1988): 2335 $\pm$ 85 Ma e 2351 $\pm$ 83 Ma (Tabela 1), pelo método de idade isócrona Pb-Pb em rocha total.

Além dos migmatitos, ocorrem anfíbolitos com intercalações métricas a submétricas e em *boudins* estirados e raras rochas calciossilicáticas (BABINSKY, 1988; TASSINARI, 1988; FERNANDES, 1991).

2.3 Geocronologia do Terreno Embu

Anteriormente aos anos 2000, os dados geocronológicos do Terreno Embu foram obtidos principalmente pelos métodos radiométricos Ar/Ar, K/Ar, Rb/Sr e Pb/Pb (em menor proporção U/Pb), com digestão ácida da amostra ou mineral analisado. Entretanto, na maioria dos casos, basearam-se em sugestões de idades isócronas Rb/Sr e Pb/Pb.

Essas idades foram obtidas por métodos mais antigos, com utilização de equipamentos menos confiáveis do que os disponíveis nos dias atuais, mas não devem ser subestimadas ou ignoradas, uma vez que datações antigas podem apresentar valores próximos dos obtidos pelos métodos mais recentes, como datações U-Pb pontuais (*in situ*) em zircão via SHRIMP ou LA-ICPMS (TASSINARI, 1988; BABINSKI et al., 2001; MEIRA, 2014).²

Um número considerável de dados geocronológicos do Terreno Embu está disponível (TASSINARI, 1988; BABINSKY et al., 2001; CORDANI et al., 2002; HEILBRON et al., 2008, 2010; ALVES et al., 2013, 2015; TROUW et al., 2013; MEIRA et al., 2015). Porém, esses dados, na maioria das vezes, reportam as idades dos corpos graníticos intrusivos ou das rochas metassedimentares da sequência supracrustal predominante no Terreno.

² Esta dissertação faz o mesmo.

Como grande parte dos dados geocronológicos refere-se a corpos plutônicos e metassedimentos migmatizados, as idades, de modo geral, coincidem com o magmatismo neoproterozoico associado à colagem e formação do Orógeno Ribeira (TABELA 1).

Tabela 1 - Dados geocronológicos para o Terreno Embu

Antes dos anos 2000

UNIDADE	MÉTODO	IDADE (Ma)	BIBLIOGRAFIA
Complexo Rio Capivari	Rb-Sr isócrona - rocha total	1497 ± 46 ; $ri = 0.735$	Tassinari (1988)
	Pb-Pb isócrona - rocha total	1275 ± 240 ; $1 = 8.273$	
	Pb-Pb isócrona - rocha total	1388 ± 290 ; $1 = 8.15$	Babinski (1988)
	Pb-Pb isócrona - rocha total	2335 ± 85 ; $1 = 8.33$	
	Rb-Sr isócrona - rocha total	2473 ± 46 ; $ri = 0.7003$	Tassinari (1988)
	Idade modelo T_{DM}	2950 a 2750	Tassinari e Campos Neto (1988)
Diorito Penhinha	Ar-Ar isócrona em plagioclásio, biotita e anfibólio	560 a 462	Kinoshita (1976)
	Ar-Ar convencional (plagioclásio)	1221 e 850	
Xistos Embu-Guaçu	Rb-Sr isócrona - rocha total	750 ± 20 ; $ri = 0.7277$	Vieira e Tassinari (1988)
Granito Mauá e Itaquera	Rb-Sr - Convencional	710 ± 50	Vandoros e Franco (1966)
Granito Quebra Cangalha	Rb-Sr isócrona - rocha total	700 ± 50 ; $ri = 0.726$	Tassinari et al., 1990
Blastomilonito gnaiss Santa Izabel	U-Pb zircão	660 ± 13	Tassinari e Campos Neto (1988)
	Rb-Sr isócrona - rocha total	645 ± 38 ; $ri = 0.708$	
Granito Mogi das Cruzes	Rb-Sr - Convencional	625 ± 25	Vandoros e Franco (1966)
Granito Embu-Guaçu	Rb-Sr isócrona - rocha total	612 ± 83 ; $ri = 0.707$	Vieira e Tassinari (1988)
Granito Natividade	Rb-Sr isócrona - rocha total	570 ± 50 ; $ri = 0.712$	Tassinari et al. (1988)

(continua)

(continuação)

Após os anos 2000

UNIDADE	MÉTODO	IDADE (Ma)	BIBLIOGRAFIA
Complexo Rio Capivari	U-Pb zircão SHRIMP	2004 ± 13	Babinski et al. (2001)
Complexo Rio Capivari	U-Pb zircão SHRIMP	2153 ± 15	Meira (2014)
Ortognaisse Tonalítico	U-Pb zircão SHRIMP	811 ± 13	Cordani et al. (2002)
Granito Salto (Tonalito Salto)	U-Th-Pb total monazita (química)	790	Vlach (2001)
Metagranitos da região de Santa Branca	U-Pb zircão SHRIMP	783 ± 6	Meira (2014)
		768 ± 8	
Batólito (Granito) Serra do Quebra Cangalha	U-Pb monazita TIMS	664.1 ± 1.3	Alves et al. (2013)
	U-Pb zircão LA-ICPMS	680 ± 13	Trouw et al. (2013)
Granito Santa Catarina	U-Pb zircão LA-ICPMS	631.8 ± 5.4	Alves et al. (2013)
	U-Pb titanita LA-ICPMS	659 ± 10	Alves et al. (2013)
Granito Caucaia	U-Pb zircão LA-ICPMS	583.2 ± 3.6	Alves et al. (2013)
Granito Guacuri	U-Pb monazita TIMS	589.8 ± 7.7	Alves et al. (2013)
Granito Mauá	U-Pb monazita TIMS	588 ± 2	Filipov e Janasi (2001)
Granito Itapeti	U-Pb zircão LA-ICPMS	578.6 ± 5.1	Alves et al. (2013)
Granito Mogi das cruzeiras	monazita EMPA (química)	590 ± 12	Vlach (2002)
Granito Sabaúna	U-Pb zircão LA-ICPMS	577.3 ± 4.8	Alves et al. (2013)
Granito Santa Branca	U-Pb monazita TIMS	594.7 ± 1.2	Alves et al. (2013)
Batólito (Granito) Lagoinha	U-Pb zircão LA-ICPMS	581.0 ± 4.9	Alves et al. (2013)

2.4 Magmatismo no Terreno Embu

Um importante e significativo volume de rochas plutônicas neoproterozoicas foi gerado e retrabalhado durante a edificação do Orógeno Ribeira. O magmatismo se manteve atuante durante cerca de 200 Ma (CORDANI et al., 2002; ALVES et al., 2013, 2015; JANASI et al., 2003). No Terreno Embu, 30% das exposições de rocha correspondem a granitos neoproterozoicos (ALVES et al., 2015). As manifestações mais antigas são datadas de 811 ± 13 Ma para idade de cristalização de granodiorito ortognaisse tonalíticos (CORDANI et al. 2002) (TABELA 1).

Com relação à composição, as ocorrências graníticas podem ser divididas em biotita muscovita leucogranitos estritamente peraluminosos predominantes sobre os biotita

monzogranitos e os granitos metaluminosos ricos em hornblenda que ocorrem apenas no Monzonito Aparecida (ALVES et al., 2015).

O Terreno Embu apresenta magmatismo sin-orogênico (CAMPANHA; SADOWSKI, 1999; CAMPOS NETO, 2000; JANASI et al. 2001, 2009; SILVA et al., 2005; HEILBRON et al., 2008, MEIRA et al., 2015), mas o magmatismo pós-orogênicos, dominante em volume de *stocks* e batólitos, foi gerado em curto período de tempo de 15 Ma entre 590-585 Ma (VLACH, 2008; ALVES et al., 2015; MEIRA et al., 2015).

Segundo Alves et al. (2015), o magmatismo granítico pode ser dividido em três grupos principais a partir de suas idades: i) Toniano, de 810 a 770 Ma; ii) Criogeniano ao Ediacarano inferior, com 680-630 Ma; e iii) Ediacarano (maior volume), 595-580 Ma, sendo os últimos interpretados como tardi a pós-orogênicos. As determinações isotópicas Sm/Nd indicam que esses granitos derivam principalmente de antiga história de reciclagem da crosta continental, predominantemente paleoproterozoica com componentes mantélicos neoproterozoicos ausentes ou subordinados, como indicado pelos valores negativos de ϵ_{Nd} entre -18.5 e -7. Essa predominância de assinaturas crustais de alto retrabalhamento também é sugerida por isotopia Rb/Sr em rocha total (ALVES et al., 2015).

O detalhamento do magmatismo (rochas plutônicas) e das possíveis áreas fontes (metassedimentos ou ortognaisses) ainda nos dias de hoje é escasso e não há determinação precisa da evolução geológica atrelada ao magmatismo granítico. A granitogênese brasileira aparentemente envolveu complexos processos de evolução crustal com mistura de fontes diversas (ALVES et al., 2015).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste estudo ocorreu a partir do levantamento das bases cartográficas utilizadas; trabalhos de campo com coleta de amostras representativas do Complexo Rio Capivari (CRC); petrografia dos litotipos; preparação de amostras e trabalhos laboratoriais para caracterização em relação à geocronologia U-Pb em zircão, geoquímica e isotopia Sr/Sr e Nd/Nd em rocha total (RT) e isotopia Lu-Hf e química mineral em zircão de amostras selecionadas. Para tanto, essas etapas foram divididas nos seguintes itens.

3.1 Levantamento das bases cartográficas

Os mapas topográficos das folhas São José dos Campos (SF-23-Y-D-II-1), Taubaté (SF-23-Y-D-II-2), Jacareí (SF-23-YD-II-3) e Paraibuna (SF-23-Y-D-II-4) foram utilizados para possibilitar a localização dos pontos de afloramentos e compilação de mapa geológico pré-existente. O Mapa Geológico local foi compilado e digitalizado de Fernandes (1991) na escala 1:250.000.

3.2 Trabalhos de campo

Entre os dias 17 e 19 de março de 2014 foi realizado o trabalho de campo na área de estudo. O caminhar ao longo das estradas semiparalelas Rodovia dos Tamoios (SP-099) e Rodovia Caçapava-Jambeiro (SP-103), a sul de São José dos Campos, possibilitou a confecção de duas seções geológicas esquemáticas (seção 4.1 – Geologia local), a coleta de amostras representativas do CRC (ANEXO B), com baixo grau de alteração, e a observação das relações de campo com as rochas supracrustais.

Foram descritos 27 pontos de amostragens com coleta de 40 amostras entre as unidades que compõem o Terreno Embu, desde granitoides intrusivos, paragnaisses, xistos e quartzitos (supracrustais) e os ortognaisses migmatíticos do CRC, foco de interesse para o estudo. Uma síntese do trabalho de campo, com localização dos afloramentos em coordenadas GPS (UTM), breve descrição dos litotipos, estruturas e texturas visualizadas, é apresentada no ANEXO A.

3.3 Seleção das amostras

Das 40 amostras coletadas nos trabalhos de campo, apenas 22 pertencem ao CRC, provenientes de 13 afloramentos distintos (ANEXO B). Dessas amostras, 20 foram selecionadas para laminação, 17 para geoquímica de RT, 9 para isotopia Sr/Sr ou Nd/Nd e 5 para datação U-Pb, isotopia Lu-Hf e química mineral de zircão (ANEXO B).

3.4 Petrografia

A descrição das seções delgadas de rochas geradas ocorreu nos laboratórios pertencentes ao Núcleo de Apoio a Pesquisa (NAP) – Geoanalítica da Universidade de Pesquisa, em microscópio de luz transmitida (e refletida) *Zeiss Axioplan* no Laboratório de Microscopia Petrográfica (LMP) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP). As fotomicrografias foram tiradas com câmera Olympus acoplada ao microscópio.

3.5 Geocronologia U-Pb

Para datações U-Pb, as amostras selecionadas apresentaram tamanhos superiores a dez vezes o tamanho do maior cristal presente no exemplar. Como o presente estudo se refere às rochas mais antigas presentes no Terreno Embu, foram utilizadas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para determinação das idades de cristalização dos protólitos dessas rochas. O efeito da perda de chumbo nas análises U-Pb pode ser minimizado pelo cálculo da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, pois essa razão calcula a idade mínima de cristalização, que tende a indicar a idade de cristalização da rocha e a não superestimar os respectivos valores. É retratado que as idades são decrescentes (^{207}Pb) > idade(^{206}Pb) > idade(^{208}Pb) (DICKINS, 2005).

A relação entre a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e tempo resulta da diferença das meia-vidas de seus respectivos elementos “pais” (^{235}U e ^{238}U). Por isso, é adequado que, a partir de idades mesoproterozoicas, acima de 1500 Ma, se utilize a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para determinação da idade; para rochas mais novas, deve-se considerar as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Em diagramas concórdia, nota-se que a curva concórdia tende a paralelizar com a abscissa para idades antigas e, portanto, há pouca variação no valor absoluto da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (KOBBER, 1986).

3.5.1 Preparação de amostras

As etapas de preparação das amostras selecionadas para análise U-Pb em zircão via LA-MC-ICPMS são apresentadas no Fluxograma 1 (Figura 4) e ocorreram no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), que compõe o NAP – Geoanalítica.

Esse processo consiste nas seguintes etapas:

- 1) fragmentação das amostras com martelo em pedaços menores que 10 cm;
- 2) britagem em britador de mandíbulas de aço com redução dos fragmentos a tamanhos de 2 a 3 mm;
- 3) moagem em moinho de discos com diminuição gradual do espaçamento entre os discos e extração da fração inferior a 80 *mesh* após peneiramento, para liberação, sem fragmentação, dos cristais da matriz;
- 4) mesa de Wilffley com inserção da amostra em um funil que a despeja em pequenas porções sobre a mesa com inclinação lateral. Há um fluxo de água constante que, combinado com a incessante vibração da mesa, separa minerais com grandes diferenças de densidade em canecas de coleta diferentes, localizadas ao final da mesa;
- 5) líquidos densos: o material contido na caneca de minerais pesados é separado em iodeto de metileno. Quando há uma quantidade muito grande de material, este é submetido primeiro à separação em bromofórmio e o material mais denso é coletado;
- 6) separação magnética: o zircão é então separado dos demais minerais pesados por separação magnética em Separador Frantz, em que há concentração deste mineral na caneca de não magnéticos com corrente elétrica de 1.0 e 1.5 A;
- 7) “catação” manual um a um de zircão de no mínimo 130 grãos por amostra, com pinça e auxílio de lupa Leiz; e, finalmente,
- 8) preparação de *mount* com quadrados em arranjo de 6 x 5 grãos de sessões polidas para imageamento em catodo luminescência (CL) via MEV (microscópio eletrônico de varredura) e posterior análise no LA-MC-ICPMS. A montagem é preparada a partir do posicionamento dos cristais em fita dupla face para posterior fixação em resina epoxy conformada em cilindro de 9 mm de raio. Após 1-2 dias para secagem, a fita dupla face é removida. No polimento, foi usada pasta abrasiva diamantada com 3 a 1 μm .

Figura 4 - Fluxograma com as etapas de preparação de amostras para datação U-Pb em cristais de zircão.

3.5.2 Imageamento e classificação dos cristais de zircão

As imagens dos cristais para análise foram tomadas tanto em lupa binocular quanto em microscópio eletrônico de varredura equipado com catodoluminescência (CL) para identificação de morfologias internas e localização dos pontos (*spots*) de análise. Com as imagens de lupa binocular foi possível observar a morfologia externa, grau de fraturamento e alteração dos cristais. As imagens de CL permitiram melhor identificação e individualização

do zoneamento interno dos cristais, tais como zoneamentos oscilatórios, presença de núcleos herdados, sobrecrecimentos metamórficos e superfícies de reabsorção e recristalização.

A pesquisa adotou a sistemática de classificação dos cristais, de acordo com o desenvolvimento relativo para formas prismáticas (100) a (110) e formas piramidais de (211) a (101) (PUPIN, 1980). Esses modelos são utilizados até hoje na classificação morfológica e descrições cristalográficas, e permitem a correlação entre ambientes de cristalização e formato dos cristais (DIDIER et al., 1982; BELOSOUVA et al., 2006; ROSA et al., 2009).

3.5.3 Processo de análise (equipamentos e calibrações)

As determinações isotópicas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) do IGc-USP, e os dados obtidos via sistema de *laser ablation* ArF excimer com 193 nm de comprimento de onda acoplado a um espectrômetro de massa ThermoFinnigan NeptuneTM equipado com 9 coletores Faraday e 6 contadores de íons LA-MC-ICPMS, com condições de operação sumarizadas na TABELA 2 e configuração dos copos sumarizada na TABELA 3.

Tabela 2 - Condições de operação do laser

<u><i>Laser Ablation Set Up</i></u>	
Energia	6mJ
Razão de Repetição (<i>repetition rate</i>)	6Hz
Tamanho do <i>Spot</i> (<i>spot size</i>)	32µm
Gás Hélio (<i>helium carrier gas</i>) (He)	0,75L/min.

Para detectar baixas concentrações de elementos e melhor sensibilidade nas análises U-Pb, o espectrômetro de massa (MS) é equipado com seis contadores de íons (IC – *ion counters*), ou contadores de íon multicanal (MIC – *multichannel ion counters*), que atribuem a designação multicoletores (MC) ao equipamento de ICPMS. Mas, para as análises U-Pb do

presente estudo, foram utilizados apenas três deles. Dois ICs (IC3 e IC4) são fixos no copo de Faraday mais afastado do lado de baixa massa (copo L4) e um (IC6) é fixo no terceiro copo de baixa massa (copo L3), como é apresentado na tabela a seguir:

Tabela 3 - Configuração dos copos de Faraday

Configuração dos Copos	Copos de baixa massa					Copos de alta massa				
Coletor	L4	L3	L2	L1	C (axial)	H1	H2	H3	H4	Alta conc. U-Pb
MASSA	206	208	-	-	~219.59 (virtual)	-	232	-	238	
Análise	^{206}Pb	^{208}Pb	-	-	-	-	^{232}Th	-	^{238}U	
MICs	^{204}Pb ^{202}Hg IC3 ^{204}Hg IC4	^{207}Pb IC6								Baixa conc. U-Pb

Os ICs fixos no copo L4 apresentam posições arbitrárias para medidas de pequenas variações nas unidades de massa, de tal maneira que entre o IC3 e IC4 ocorra diferença de duas unidades de massa. Apenas o ^{238}U é coletado no copo H4 e o ^{232}Th no H2. O espectrômetro tem analisador de massa via setor magnético. As condições analíticas empregadas no espectrômetro são apresentadas na TABELA 4.

Tabela 4 - Condições de operação do espectrômetro de massa

MC-ICPMS Set Up

Potência da frequência de rádio (<i>radio frequency power</i>)	1100W
Razão de fluxo de gás (<i>cool gas flow rate</i>)	15L/min. (Ar)
Razão de fluxo de gás auxiliar (<i>auxiliary gas flow rate</i>)	0.7L/min. (Ar)
Razão de fluxo de gás padrão (<i>sample gas flow rate</i>)	0.6L/min. (He)

A rotina de trabalho se baseou no método de *bracketing* (BUHN et al., 2009) para correção e redução dos dados. Isso é feito a partir da medição de materiais de referência em matriz vítrea (NIST 612) e matriz coincidente (zircão GJ-1). O método de correção é baseado nas análises desses materiais de referência, análises de branco e nas amostras desconhecidas (de interesse) em intervalos predeterminados. A rotina analítica consiste em duas análises em

brancos (sem material), duas em NIST e três análises em zircão GJ-1 antes de realizar as análises nas amostras desconhecidas. E os blocos da rotina analítica terminam com duas análises em padrão externo GJ e duas em branco analítico, após treze determinações em amostras de interesse.

Tanto para os padrões quanto para as amostras desconhecidas, os sinais são coletados em blocos com duração de quarenta ciclos de um segundo cada. A repetição dessa rotina ao longo do dia de trabalho faz com que ocorra maior controle da variação (*drift*) do equipamento; assim, a repetição dos blocos analíticos permite, ao final do dia de trabalho, realizar correções nos valores de acordo com o *drift*. Os procedimentos analíticos podem ser verificados em Sato et al. (2010).

Foram analisados um total de 183 *spots* em zircão, com apreciação das análises que apresentaram idades com menos de 10% de discordância, principalmente. As idades são reportadas em termos da razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para cristais mais velhos de 1.4 Ga e, quando mais novos, em termos da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Buscou-se análise em locais livres de fraturas (imagens de lupa) e inclusões (CL), sempre que possível.

3.5.4 Análise e tratamento dos dados

A análise e tratamento dos dados foi realizada em planilha Excel de uso interno do CPGEOL do IGC-USP. O gás carreador da amostra possui concentrações relativamente altas de Hg, cuja massa 204 interfere diretamente sobre as determinações de ^{204}Pb . A correção dessa interferência é feita a partir da medição da massa de ^{202}Hg e da razão natural $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ com valor de 4,35036. Durante o percurso do material vaporizado na câmara do LA até o ICPMS (espectrômetro), há tubos de vidro que contêm cristais de quartzo revestido a ouro que formam uma armadilha de ouro (*gold trap*) e capturam grande parte do isótopo de mercúrio

^{204}Hg , principal interferência nas análises isotópicas do ^{204}Pb , o qual é usado para correções em relação ao chumbo comum do zircão (BUHN et al., 2009). Todo o sinal 204 medido durante as determinações é, portanto, referente ao Pb comum.

No presente estudo, os erros analíticos das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são reportados no ANEXO C. Os dados foram importados no software Isoplot 4.15 (LUDWIG, 2003) para cálculo das idades e confecção dos diagramas de probabilidade, idades médias relativas e diagramas concórdia. E, finalmente, o tratamento das figuras obtidas foi realizado no aplicativo Corel X5.

3.6 Geoquímica de rocha total

3.6.1 Preparação de amostras

As amostras selecionadas (ANEXO B) foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do NAP – Geoanalítica do IGc-USP simultaneamente com a preparação de amostras para geocronologia U-Pb em zircão. Após a fragmentação com o martelo e realização da etapa de britagem (obtenção de fragmentos próximos de 1 cm de comprimento), anteriormente descritas, ocorrem as etapas descritas a seguir: (i) quarteamento, realizado para homogeneizar as amostras britadas, a fim de garantir a representatividade das alíquotas enviadas a análises químicas (quarteador tipo Johnes, cerca de 60 g); (ii) moagem 1 (prensa hidráulica), busca-se nesta etapa um pó de rocha com frações menores que 2 mm; (iii) moagem 2 (moinho de ágata), o material com granulção inferior a 2 mm obtida na prensa foi à moagem no moinho de anéis (60 g foram enviadas ao laboratório ao final dos processos).

3.6.6 Processo de análise (equipamentos e calibrações)

Os respectivos pós de rochas das amostras selecionadas foram enviados para o laboratório canadense AcmeLab, da Bureau Veritas Commodities Canada Ltd., para determinação dos elementos maiores via análises de fluorescência de raio X (XRF) e determinação de elementos menores e traços via ICPMS.

3.6.7 Análise e tratamento dos dados

A análise e tratamento dos dados foi realizada em planilha Excel para separação dos elementos medidos em % e ppm e, quando necessário, para determinações de razões importantes normalizadas pelo condrito (MCDONOUGH; SUN, 1995).

3.7 Geoquímica isotópica

3.7.1 Preparação das amostras para análises isotópicas

No final do processo de preparação de amostras para geoquímica RT, foram separadas alíquotas do pó de rocha, em torno de 1 g por amostra, para as análises isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em espectrômetro de massa, após tratamento das amostras, nos laboratórios vinculados ao NAP – Geoanalítica (IGc-USP). Para isso, os processos laboratoriais puderam ser divididos em cinco fases:

- A. Descontaminação dos recipientes utilizados nos processos (Savillex);
- B. Pesagem;

- C. Abertura do sistema isotópico;
- D. Separação química dos elementos de interesse; e
- E. Análises em ICPMS (espectrômetro de massa).

A etapa A visou a descontaminação dos recipientes plásticos de teflon (Savillex) que foram utilizados durante todos os processos subsequentes. O processo de pesagem (B) foi realizado em balança de precisão com cinco casas decimais. Após a fase B se iniciou o processo de abertura (C) das amostras. Nesta fase de digestão ácida, ou ataque químico natural para rocha total, foram adicionados 3 ml de ácido fluorídrico (HF) concentrado e 1 ml de HNO₃ concentrado nos Savillex contendo pó da amostra, a fim de homogeneizar. Os Savillex foram colocados fechados em chapa quente (*Clean Box*) à temperatura de 110 °C durante cinco dias para reagir. Então, os Savillex foram abertos e processou-se a secagem, na mesma chapa.

A fase de separação química (D) foi dividida em três partes principais: i) coleta de alíquotas de Sr e elementos terras raras (ETR); ii) coleta de alíquotas de ETR; e iii) coleta de alíquotas de Sm e Nd. Após a realização dessa fase há alíquotas de Sr, Nd e Sm, que, posteriormente à secagem, foram levadas para a sala de espectrometria de massa. Os procedimentos analíticos podem ser verificados em Gioia e Pimentel (2000), Sato et al. (1995) e Sato (1998), com algumas mudanças apenas em relação ao tipo de resina utilizada, que passou a ser *Sr Spec* (ElChroM Industries Inc.) para as coletas de Sr, resina RE (ElChroM Industries Inc.) para colunas de ETR, e a coleta de elementos Sm e Nd, a partir do concentrado em ETR da coleta da resina RE, ocorre em resina Ln (ElChroM Industries Inc.).

3.7.2 Equipamentos, configurações e rotina

A sala de espectrometria de massa do CPGEO do IGc-USP (NAP – Geoanalítica) conta com equipamento ICP-MS Thermo Neptune Plus e utilizou multicoletor Finnigan MAT-262 para quantificar as razões isotópicas de Nd, com 60 medições e incerteza calculada para 2σ . O erro médio foi de ± 0.000007 para essas razões. Os cálculos foram assumidos para ϵ_{Nd} presente no reservatório condritico uniforme (CHUR) para as razões de $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$ e $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$. A constante de decaimento utilizada foi de 6.54×10^{-12} e os cálculos das idades modelos T_{DM} foram obtidos a partir do método de DePaolo (1988) e, para idades modelo com desenvolvimento em dois estágios, o método de Liew e Hofmann (1988).

As amostras de Sr foram depositadas em filamentos simples de tântalo (Ta) a partir de solução de ácido fosfórico (H_3PO_4) e as razões isotópicas obtidas em espectrômetro Thermo Triton por ionização térmica (TIMS). Para cada amostra foram realizadas 200 medições e a incerteza calculada para 2σ , nas quais as razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ foram normalizadas para o valor de $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.1194$.

3.7.3 Análise e tratamento dos dados

Os resultados obtidos tanto para isotopia $^{87}Sr/^{86}Sr$ quanto para $^{143}Nd/^{144}Nd$ foram recebidos por e-mail em planilha Excel contendo a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ e a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$, ambas com erro 2σ e $\epsilon_{Nd(0)}$ das amostras medidas com valores nos dias de hoje. A partir dos dados recebidos na planilha do CPGEO com razão $^{143}Nd/^{144}Nd_{(m)}$ (medida) e $\epsilon_{Nd(0)}$, foi calculada a razão $^{147}Sm/^{144}Nd_{(m)}$ com base nas concentrações de 14.99% e 23.8% dos isótopos de ^{147}Sm e ^{144}Nd , respectivamente, referentes aos elementos Sm e Nd totais medidos na XRF de rocha total.

Para as amostras em que não foi realizada datação U-Pb, escolheu-se a idade riaciana de 2.15 Ga como a mais representativa para todo o conjunto amostral.

3.8 Isotopia Lu-Hf em zircão

As mesmas amostras que foram analisadas para datações U-Pb tiveram análises de razões isotópicas de Lu e Hf, preferencialmente nos mesmos pontos (*spots*) das análises geocronológicas.

3.8.1 Preparação de amostras

A preparação de amostras para as análises Lu-Hf em zircão se iniciou com a preparação de amostras para análises U-Pb desses cristais. O mesmo *mount* utilizado para obtenção dos dados geocronológicos também foi utilizado para aquisição dos dados isotópicos Lu-Hf.

3.8.2 Equipamento, configurações e rotina

As análises foram realizadas em LA-MC-ICP-MS, modelo Thermo Finnigan Neptune, com 952W de potência e baixa resolução de massa (400). A configuração do laser, do MC-ICPMS e dos copos é apresentada nas TABELAS 5 a 7 abaixo.

Tabela 5 - Configuração do *laser ablation*

<u><i>Laser Ablation Set Up</i></u>	
Tipo	193 nm Ar-F excimer laser
Energia	6mJ
Razão de Repetição (<i>repetition rate</i>)	7Hz
Tamanho do <i>Spot</i> (<i>spot size</i>)	47µm

Tabela 6 - Configuração do espectrômetro de massa**MC-ICP-MS Set Up**

Potência da frequência de rádio (<i>radio frequency power</i>)	1100W
Razão de fluxo de gás (<i>cool/plasma gas flow rate</i>)	16.0L/min. (Ar)
Razão de fluxo de gás auxiliar (<i>auxiliary gas flow rate</i>)	0.8L/min. (Ar)
Razão de fluxo de gás padrão (<i>sample cell gas flow rate</i>)	1.0L/min. (He)
Nitrogênio (<i>nitrogen</i>)	1.4mL/min. (Ni)

Tabela 7 - Configuração dos copos*Configuração dos copos e interferências analisadas*

Copos de baixa massa				Copo Central (axial)	Copos de alta massa			
¹⁷¹ Yb	¹⁷³ Yb	¹⁷⁴ Yb	¹⁷⁵ Lu	¹⁷⁶ Hf	¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁸ Hf	¹⁷⁹ Hf	¹⁸¹ Ta
L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4

A rotina é semelhante à rotina de análise para geocronologia U-Pb, com diferença que, como padrão interno e externo, utilizou-se apenas o GJ-1 (0.281998 ± 7 , GERDES; ZEH, 2006), sem a presença de NIST, como no U-Pb. Assim, a rotina é realizada com duas análises em zircão GJ, uma em branco e posteriormente no máximo 11 análises (*spots*) em zircão da amostra, com valores desconhecidos e, para finalizar a rotina, mais duas análises em branco e duas com padrão GJ-1, e assim por diante. Desta maneira se constituiu o bloco analítico.

As interferências nas análises ocorrem principalmente pela presença de ¹⁷⁶Yb e ¹⁷⁶Lu, que interferem nas medidas de mesma massa e são corrigidas segundo as relações: $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0.786956$; $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.026549$ e $^{174}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 1.973000$. Além disso, o *mass bias*, que corresponde ao fracionamento de massas no transporte de íons de uma câmara a outra do equipamento, entre massas leves e pesadas, também é corrigido em planilha interna do laboratório segundo as relações: $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ e $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb} = 1.123456$. O procedimento analítico pode ser verificado em Sato et al. (2009).

3.8.3 Análise e tratamento dos dados

As razões isotópicas de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, com erros em 2σ , foram obtidas diretamente da planilha interna do CPGEIO do IGc-USP. A partir dos valores dessas razões, em outra planilha Excel, foram calculados os valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(\text{T})}$, $\epsilon_{\text{Hf}(\text{T-CHUR})}$ e idades modelo $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$ segundo os valores no presente das razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ igual a 0.282785 e 0.0336 (BOUVIER et al., 2008) e 0.28325 e 0.0384 (GRIFFIN et al., 2000), para o reservatório condritico CHUR e DM, respectivamente. A constante de decaimento usada foi igual a 1.867×10^{-11} (SODERLUND et al., 2004). A média da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(\text{crosta})}$ utilizada para calcular a curva de evolução crustal das amostras foi de 0.015 (GRIFFIN et al., 2002).

3.9 Química de zircão

3.9.1 Preparação de amostras

O mesmo *mount* utilizado para as análises de geocronologia U-Pb e isotopia Lu-Hf foi usado nas análises de química mineral de zircão, com preparação e tratamento das amostras realizada nos laboratórios do NAP – Geoanalítica do IGc (USP).

3.9.2 Equipamentos, configurações e rotina

As amostras foram analisadas no Laboratório de Química e ICP do IGc-USP, um dos que constitui o NAP – Geoanalítica. As análises foram realizadas em LA-Q-ICPMS, quadrupolo (Q), com intensidades em *contagem por segundos* (cps) da concentração medida em tempo real com software Glitter (programa GEMOC, JACKSON, 2001).

As análises de elementos e respectivas massas foram determinadas a partir de 120 segundos (s) de análise por amostra, sendo que os primeiros 60 segundos equivalem à leitura do branco e respostas de *background* do fluxo de gases (He e Ar) reagindo com o plasma depois de passar pela câmara de amostra, seguidos por 60 segundos de aquisição de dados sobre o material que sofreu ablação pelo laser.

A rotina para aquisição de dados foi constituída por uma sequência de duas análises de Nist-612 (a e b), análises na amostra desconhecida (seis análises), mais dois Nist-612 (c e d), novamente análises na amostra (oito análises) e, para fechar o bloco, duas análises em Nist-612 (“e” e “f”), como é discutido em Andrade et al. (2014). Depois de cada amostra analisada, uma limpeza dos tubos do equipamento foi realizada pela passagem de gás He por cerca de dois minutos para estabilizar o *background* (a leitura do branco) ou leitura de fundo. Leituras de padrão Nist-612 (a, b, c, d, e, f) são usadas para correções internas e do desvio de medidas ao longo da jornada de trabalho do equipamento (ANDRADE et al., 2014). As configurações do laser e do ICP podem ser observadas nas TABELAS 8 e 9.

Tabela 8 - Modelo e configuração do laser

Laser Ablation	Laser New Wave Up-213
Tipo	Nd:YAG
Tamanho de onda	213nm
Duração de Pulso	5ns
Taxa de Repetição	10Hz

Tabela 9 - Modelo e configurações do espectrômetro de massa

ICP-MS	Elan-6100DRC
RF power	1300W
Fluxo auxiliar de gás Ar	1.0L/min.
Fluxo de gás Ar para Plasma	16L/min.
Câmara de Amostra	Super Cell
Fluxo de gás transportador	Ar=0,58L/min., He=0,60L/min.
Voltagem da lente iônica	5,5 a 8,5V
Energia	65-70%, 8,60-10J/cm ²

Para mais informações sobre o equipamento, configurações e rotina, consultar Andrade et al. (2014).

3.9.3 Análise e tratamento dos dados

As amostras foram processadas em tempo real em software Glitter® (JACKSON, 2001), com retirada das principais interferências originadas por inclusões ou efeitos de alteração (metamictização). Porém, o Glitter® não consegue selecionar mais de um período de análise, ou seja, é preciso escolher apenas um período de análise: aquela que apresenta menores picos de interferências (de P e Th, principalmente). Assim, além das amostras terem sido processadas no software Glitter, os dados utilizados para confecção de diagramas e gráficos foram obtidos em software AMS (MUTCHLER et al., 2008), confeccionado para redução de dados de LA-ICPMS.

Esse programa possibilita a seleção de mais de um período de análise por amostra, ou seja, podem-se selecionar infinitos curtos períodos da análise em questão, a fim de excluir os períodos com maior interferência externas (inclusões e “contaminação”) à química do zircão analisado. Mais informações sobre o software AMS (*Analysis Management System*) podem ser obtidas em Mutchler et al. (2008).

4 RESULTADOS

4.1 Geologia local

A área de estudo localiza-se na região a sul de São José dos Campos, entre os municípios de Paraibuna e Jambeiro. Para coleta de amostras e investigação da articulação entre as unidades aflorantes, dois caminhamentos foram realizados, com posterior confecção da respectiva seção esquemática. As seções esquemáticas A-A' e B-B' possuem orientações N30°W e N55°W e estão localizadas nas rodovias SP-103 (Caçapava-Jambeiro) e SP-099 (Rod. dos Tamoios), respectivamente. O mapa geológico da área de estudo é apresentado na Figura 5.

Os litotipos encontrados pertencem a três unidades distintas: i) Complexo Rio Capivari (CRC – migmatitos ortognaisses); ii) Paragnaisses e metassedimentos migmatíticos do Terreno Embu; e iii) granitoides neoproterozoicos intrusivos no Terreno Embu, que serão abordados nas seções esquemáticas a seguir.

Figura 5 - Mapa geológico da área, extraído e modificado de Fernandes (1991), na escala 1:250.000, e seções geológicas esquemáticas de campo, realizadas na escala 1:50.000.

Para investigação da articulação das unidades estudadas, duas seções geológicas esquemáticas foram levantadas ao longo da Rod. Caçapava-Jambeiro (SP-103, A-A') e da Rod. dos Tamoios (SP-099, B-B'). O foco do trabalho corresponde às rochas do CRC, que são abordadas com maior detalhamento, enquanto que as outras ocorrências da área, como unidade Granito Serra do Jambeiro e paraganaisses metatexíticos relacionados à Unidade Redenção da Serra de Fernandes (1991) (Terreno Embu), são descritas mais sucintamente nas seções esquemáticas.

Os litotipos observados no Complexo Rio Capivari (CRC) constituem biotita gnaisses, hornblenda biotita gnaiss/biotita hornblenda gnaiss metatexíticos e diatexíticos (ortognaisses granodioríticos), gnaisses graníticos meta- e diatexíticos, gnaisses tonalíticos meta- e diatexíticos e metabasitos. Esses ortognaisses migmatíticos de composição tonalítica a granítica correspondem aos principais litotipos aflorantes na área de estudo.

A maioria das estruturas primárias (metatexito e diatexito) e secundárias dos migmatitos (SAWYER, 2008) — como *patches* de fusão (leucossomas), estruturas de dilatação (captura e movimentação do leucossoma associada à deformação), estruturas estromáticas nos metatexitos e estruturas nebulíticas para os diatexitos, com presença de estruturas *schollen* e *schlieren* — estão presentes nos ortognaisses migmatíticos do CRC.

Esses migmatitos apresentam evidências de evolução metamórfica policíclica, sendo possível identificar diferentes fases de anatexia e de estruturas de dobramentos e redobramentos (figuras de interferências). Alguns *boudins* apresentam injeção de leucossoma de composição granítica a tonalítica na zona surreica e texturas tipo *flame flow*, evidenciando contraste reológico entre porções máficas (mais fria) e félsicas (fundido/leucossoma) da rocha.

São comumente observados dois tipos de leucossomas: um mais antigo, tonalítico, equigranular fino a localmente médio e grosso, estruturado em bandas milimétricas a centimétricas, que é seccionado por uma segunda geração de leucossoma granítico de coloração rosada, com granulação média a grossa e textura inequigranular, disposta em bandas centimétricas a decimétricas. Neossomas intermediários e máficos são caracterizados por hornblenda biotita gnaisses tonalíticos equigranulares finos, mesocráticos (IC 35-65%) a melanocráticos, de cor cinza claro a cinza escuro. Os melanossomas são caracterizados por concentrações de biotita, com hornblenda subordinada, textura lepidoblástica, média a fina e bandas difusas e/ou contínuas milimétricas a centimétricas bordeando leucossomas.

Ocorrem frequentemente metamáficas (anfibolitos) em intercalações de bandas centimétricas (até 10 cm) a métricas ou em *boudins* estirados, métricos (3 a 4 metros). Possuem granulação média a grossa e se constituem por hornblenda, plagioclásio e biotita, principalmente, com titanita e quartzo como principais acessórios.

As diversas zonas de cisalhamento, com diferentes tamanhos e proporções, que seccionam a área de estudo (descritas a seguir) e colocam o CRC em contato lateral com a unidade paragnáissica supracrustal (unidade Redenção da Serra), refletem intimamente na estruturação e no tipo de exposição das litologias observadas, se mais deformadas e/ou com maior grau de anatexia, gnaissificadas ou migmatizadas.

Após realizar a descrição dos principais afloramentos amostrados e representativos, é possível perceber que, para esta região, ao sul de São José dos Campos, os litotipos do CRC podem ser separados segundo as características mineralógicas, principalmente. Os pontos EMB58, EMB67, EMB69, EMB70 (apresentados na seção seguinte) apresentam nas amostras coletadas características químicas similares e de afinidade granítica, enquanto as amostras dos afloramentos EMB59, EMB61, EMB63, EMB71 e EMB60 (descritos na próxima seção desta dissertação) apresentam, caracteristicamente, composições granodioríticas a tonalíticas. Assim, as amostras podem ser separadas em gnaisses metatexíticos de composições graníticas, granodioríticas e tonalíticas e rochas metabásicas (anfibolitos).

4.1.1 Seção A-A'

Do extremo NW da seção até o afloramento EMB54 (Figura 6), ocorrem biotita granitos referidos à unidade Granito Serra do Jambeiro. O CRC se expõe como lascas tectônicas bordeadas por zonas de cisalhamento em contato com os paragnaisses do Terreno

Embu (Unidade Redenção da Serra de Fernandes, 1991) na porção central e final (SE) da seção esquemática (Figura 6).

Figura 6 - Seção esquemática A-A'.

4.1.1.1 Granito Serra do Jambeiro

As rochas associadas ao Granito Serra do Jambeiro possuem médio a alto grau de alteração e apresentam diferentes graus de deformação, variando desde estrutura maciça até fortemente orientada, foliada a xistosa, com textura protomilonítica a blastomilonítica, geralmente inequigranular média a grossa, com índice de cor hololeucocrático ($IC < 10\%$) a leucocrático ($IC\ 10-30$). Correspondem principalmente a biotita granito altamente deformado. Localmente ocorrem afloramentos subordinados de muscovita biotita granito homogêneo e equigranular fino, além de filões pegmatíticos dispersos.

4.1.1.2 Unidade Redenção da Serra (paragneisses Embu)

Em contato brusco (tectônico) com o biotita granito foliado da unidade Granito Serra do Jambeiro, ocorre paragneisse metatexítico estromático associado à sequência metasupracrustal do Terreno Embu. São sillimanita granada biotita gnaisses metatexíticos estromáticos intensamente alterados, granoblásticos, de granulação fina a média, com bandas

espessas de 0,5 a 1,5 cm ricas em sillimanita e biotita, além de bandas ricas em quartzo e feldspatos (Figura 7).

Figura 7 - Afloramento EMB55. Corte alterado de sillimanita granada biotita gnaiss metatexítico mostrando bandamento rítmico que alterna bolsões quartzo feldspáticos centimétricos (em coloração mais clara) e porções de coloração arroxeada, ricas em biotita.

4.1.1.3 Complexo Rio Capivari

Nas exposições a SE desta seção (A-A', afloramentos EMB57 a EMB59, Figura 6), o CRC ocorre predominantemente como metatexitos e como migmatitos diatexíticos com estrutura em *schlieren* a nebulítica (afloramento EMB56 e 57). Os metatexitos apresentam pares SC na foliação e traços de granada dispersas pela rocha com até 1,2 cm (EMB57, Figura 8). O hornblenda biotita gnaiss é enriquecido em biotita e possui granulação fina, estrutura estromática e composição granítica. Outra porção do afloramento reflete biotita granito gnaiss inequigranular, médio a grosso.

Figura 8 - Afloramento EMB57. Biotita gnaiss granítico com granada, concentração de máficos em *schlieren* e em bandas que se intercalam com bandas milimétricas a centimétricas de até 1,2 cm, mais claras, de bandas quartzo-feldspático. Ocorrem pares SC na foliação principal.

O ortognaiss metatexítico do afloramento EMB58 apresenta forte aspecto ígneo para algumas bandas centimétricas, como também sugerido pela presença de cristais euédricos de plagioclásio em seção delgada (Figura 9). Ocorre segregação de bandas graníticas ricas em feldspato potássico de cor rosada centimétricas, e bandas tonalíticas ricas em plagioclásio. Há porfiroclastos de feldspato potássico e concentrações máficas na forma de *schlieren* nesses migmatitos. A textura é predominantemente granoblástica, inequigranular, fina a média, com mineralogia composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e acessórios, como opacos e clorita (Figura 9).

Ao microscópio, a rocha é caracterizada como biotita gnaiss monzogranítico composto por quartzo (30%), feldspato potássico (25%), plagioclásio (35%) e biotita + titanita + opacos + clorita + muscovita (10%, Figura 9). A estrutura foliada é dada principalmente pela orientação de biotita e quartzo, com textura lepidogranoblástica inequigranular fina a média ou média a grossa (Figuras 9a-d). Os cristais porfiroblásticos e da matriz fina a média correspondem a quartzo e plagioclásio subédricos de tamanho aproximado de 1,0 mm e 0,15 mm, respectivamente (Figura 9a, 9b), sendo que a foliação principal (S_n) apresenta-se dobrada

(Figura 9b, 9d). Os cristais de quartzo apresentam contatos poligonizados quando em cristais menores (Figura 9b), com extinção ondulante; em alguns casos aparecem estirados formando *ribbons* com contatos irregulares (Figura 9b, 9d). Em alguns casos, os cristais de plagioclásio apresentam intensa saussuritização, enquanto outros são idioblásticos a subidioblásticos (Figura 9a, 9c). Ocorre feldspato potássico com bordas cominuídas e manteadas por quartzo sacaroidal, além de texturas de fusão como filmes de quartzo e feldspato potássico ou em contatos tripliques com ângulos diedrais agudos (Figura 9b). Porfiroclastos tipo sigma, megacristais de plagioclásio com até 2,5 mm e arcos poligonais de biotita são recorrentes (Figura 9c, 9d), e minerais acessórios, como opacos, titanita, apatita e zircão, são comuns.

Figura 9 - Fotomicrografias da amostra EMB58. Biotita gnaiss monzogranítico. a- leitos ricos em matriz quartzo feldspática, fina a muito fina, e leitos dominados por cristais porfiroclásticos de plagioclásio, principalmente; **b-** Sn dobrada (tracejado vermelho), contatos retos a poligonizados (seta vermelha), e interlobados; **c-** Q=quartzo, Pl=plagioclásio, observar megacristal de plagioclásio subidioblástico, bordado por biotita fina, cristais de quartzo alinhados paralelos à Sn; **d-** Pl=plagioclásio, Sn dobrada (tracejado vermelho), a maioria dos cristais porfiroblásticos da foto correspondem a plagioclásio saussuritizados.

Em lajedo na margem do Ribeirão Capivari (ponto EMB59) ocorre biotita gnaisse granodiorítico metatexítico estromático com hornblenda, médio a fino, com presença de *boudins* de foliação rompidos com leucossoma tonalítico preenchendo a zona surreica (Figura 10A). Há ainda indicadores cinemáticos sigmoides simétricos (Figura 10B), pares SC (Figura 10C) e dobras intrafoliais marcadas por filmes de leucossoma (Figura 10D). A presença de hornblenda porfiroblástica formada no leucossoma (Figura 10) sugere sua correspondência à fase sólida de uma fusão incongruente, ou seja, a fusão de um sólido com geração de uma fase líquida e uma fase sólida, neste caso a hornblenda (WINTER, 2010), e corresponderia a um mineral peritético, possivelmente originado segundo a reação $bt + pl + qtz + H_2O = hbl + melt$ (WEINBERG; HASALOVA, 2015). A rocha possui bandas composicionais leucocráticas quartzo-feldspáticas e meso- a melanocráticas com diferentes concentrações de biotita e hornblenda, mas geralmente enriquecidas em biotita, com textura inequigranular granoblástica (Figura 10). Cristais de titanita eudral fina a muito fina são observáveis a olho nu.

Figura 10 – Orientação NW-SE para a montagem de fotos. Gnaiss granodiorítico do afloramento EMB59. Presença de *boudins* de foliação marcados por leucossoma (A), porfiroclastos de feldspato potássico tipo phi (B), pares SC e S_n (C), dobras intrafoliais (D) e hornblenda peritética porfiroblástica em contato com leucossoma (foto superior no canto esquerdo, tracejado preto).

Em seção delgada, observa-se alternância entre leitos enriquecidos em biotita com textura lepidoblástica, espessos de 0,1 a 0,5 mm, com concentrações de titanita e opacos, e leitos quartzo-feldspáticos granoblásticos, textura predominante da lâmina (Figura 11a). A foliação anastomosada (Figura 11a), protomilonítica (Figuras 11a, 11c e 11d), é marcada principalmente por finos leitos (<1mm) lepidoblásticos de biotita (Figura 11h), nos quais concentram-se opacos cujas bordas são manteadas por feldspatos e quartzo em textura sacaroidal. Observam-se cristais de plagioclásio porfiroclástico tipo sigma (Figura 11d) e *ribbons* de quartzo (Figura 11e), além de cristais de feldspato potássico com bordas cominuídas, arredondados, em contato com cristais da matriz de quartzo, plagioclásio e

feldspato potássico (Figura 11c). Porfiroblastos de plagioclásio (Figura 11a) são marcados por intensa saussuritização, e ocorrem como cristais subidioblásticos arredondados, com extinção variando de concêntrica a ondulante, sendo este mineral presente também na forma de porfiroclastos e na matriz com contatos retos a côncavo-convexos (Figura 11a). Texturas de fusão são representadas principalmente por feldspato potássico + plagioclásio + quartzo (Figura 11i) em contatos trípticos de cristais, xenoblásticos em contatos com pequenos ângulos diedrais (Figura 11b, c, d, i). Cristais de quartzo ocorrem em textura sacaroidal (presente na matriz Figura 11a, c, d) a grãos lamelares (Figura 11c, b) e estirados (*ribbons* Figura 11a, e). Assim, a matriz é composta por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico finos a médios (0,05 a 1,0 mm), com quartzo sacaroidal bordeando porfiroclastos de plagioclásio e +/- feldspato potássico, e *ribbons* de quartzo bordeando esses porfiroclastos. Ocorrem diversos arcos poligonais de biotita (Figura 11h), com pelo menos três orientações (foliações) distintas. A mineralogia estimada da lâmina corresponde: a quartzo (20%), plagioclásio (45%), feldspato potássico (17%), biotita (8%), opacos (2%), apatita (2%), titanita (3%) e traços de hornblenda, carbonato, clorita e zircão, sendo carbonato e clorita produtos de alteração e retrometamorfismo, respectivamente. Há zircão nas estruturas S_n e S_{n+1} , formando halo pleocroico em biotita ou associado a opacos. A rocha é classificada como biotita gnaiss granodiorítico metatexítico, com composições monzograníticas a granodioríticas.

Figura 11 - Fotomicrografias da amostra EMB59. Biotita gnaiss granodiorítico. a- Pl=plagioclásio, Q=quartzo, textura predominantemente granoblástica inequigranular, foliação anastomosada, matriz tonalítica a granítica, porfiroblastos de plagioclásio e ribbons de quartzo; b- KF=feldspato potássico, texturas de fusão (filmes quartzo-feldspático intersticiais entre os cristais), contatos côncavo-convexos, contatos retos a polygonizados (R em vermelho); c- foliação anastomosada, feldspato potássico com bordas cominuídas em contato com cristais sacaroidais; d- foliação protomilonítica com plagioclásio sigmoidal bordeado pela Sn (tracejado em vermelho); e- ribbons de quartzo (Q); f- Sn levemente dobrada (tracejado em vermelho); g- textura granoblástica, contatos polygonizados entre quartzo e plagioclásio (R); h- arcos polygonais de biotita (APB) e texturas de fusão de plagioclásio (Pl-L); i- contatos retos polygonizados (R) e feldspato potássico em texturas de fusão (melt) (KF-L); j- texturas de recrystalização em contatos retos (R) da matriz de composição tonalítica, presença de melt (L).

4.1.2 Seção B-B'

Na análise da seção esquemática B-B' de NW para SE, nota-se o domínio do trecho extremo NW por rochas metassedimentares ricas em sillimanita, correspondentes aos paragneisses da Unidade Redenção da Serra (FERNANDES, 1991) (Figuras 12 e 13). A porção final da seção (extremo SE) é marcada por importante zona de cisalhamento transcorrente dextral correspondente à Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCT), ou Falha Taxaquara-Guararema. A porção central e centro sul da seção é dominada por afloramentos do CRC em contatos tectônicos com a unidade paragnáissica do Terreno Embu.

Figura 12 - Seção geológica esquemática B-B' na escala 1:50.000.

4.1.2.1 Unidade Redenção da Serra (paragneisses Embu)

Rochas correspondentes à Unidade Redenção da Serra (FERNANDES, 1991) apresentam grande quantidade de estruturas gravadas em afloramentos com alto grau de alteração (Figura 13). As diferenças reológicas apresentadas por bandas leuco-, meso- e melanocráticas, com diferentes concentrações de minerais félsicos ou máficos, são de grande auxílio nas interpretações da análise estrutural da área, pois possibilitam a identificação de figuras de interferência (fases de dobramento) e do tipo de deformação dúctil atuante (seção 4.1.3).

De acordo com as características de campo, as bandas meso- e melanocráticas dos afloramentos são compostas principalmente por biotita gnaiss fino e biotita anfibolitos (metabasitos), que ocorrem como *boudins* (Figura 13 - I e II). As bandas leucocráticas são

marcadas por granada sillimanita biotita gnaisses metatexíticos com porções mais incompetentes enriquecidas em plagioclásio de leucossomas tonalíticos a graníticos associados. Nas porções mais máficas, mais competentes, a rocha se assemelha a um diorito fino (Figura 13 - I e IV), ou a metamáficas/anfibolitos (Figura 13 - II). Diferenças composicionais são evidenciadas principalmente por diferenças nas cores de alteração, como por exemplo, cor ocre para bolsões anfibolíticos (Figura 13 - III). Assim, essa unidade na área de estudo é representada majoritariamente por granada sillimanita biotita plagioclásio gnaisses metatexíticos, biotita gnaisses dioríticos (metawackes?) e metasitos, com ocorrência de veios de quartzo e outros enriquecidos em sillimanita com até 5 cm de espessura.

Figura 13 - Unidade paragnáissica, metassedimentar, metatexítica do Terreno Embu aflorante na área de estudo. I- intercalação de bandas de biotita gnaiss e biotita anfibolitos (tracejado vermelho) dobrados

(EMB65); II- *boudins* de anfibolito/metabasito em biotita gnaiss fino (EMB65); III- Diferenças nas cores de alteração, ocre para bolsões anfibolíticos (tracejado no extremo NE) (EMB66); IV- metatexitos paraderivados. A: biotita plagioclásio gnaiss metatexítico com leucossoma tonalítico a granítico, B: biotita gnaiss fino, C: gnaiss diorítico fino (metawackes?), D: granada sillimanita biotita gnaisses metatexíticos. V- bolsões de coloração marrom escuro a ocre, que indicam alteração de porções ricas em minerais máficos.

4.1.2.2 Complexo Rio Capivari

Na sequência do caminhamento NW→SE, em contato abrupto (tectônico) com os paragnaisses metatexíticos alterados, ocorrem os hornblenda ortognaisses migmatíticos relacionados ao CRC. Como nas exposições da seção A-A', o CRC tende a ocorrer com composição predominantemente granítica quando próximo aos contatos com a sequência supracrustal das rochas metassedimentares migmatizadas (afloramentos EMB67, EMB69, EMB70, EMB71, EMB63 e EMB61, Figura 12), com exceção dos pontos EMB63 e EMB71, que apresentam composições granodioríticas a tonalíticas associadas. Os afloramentos desses gnaisses graníticos do CRC são descritos a seguir de acordo com a ordem de ocorrência observada de NW para SE na seção esquemática (Figura 12).

Ocorrem biotita gnaisses graníticos (afloramento EMB67) e biotita gnaiss cinza claro a cinza escuro, ambos metatexíticos, com granulção média a grossa e fina a média, respectivamente. A textura é protomilonítica, com indicadores cinemáticos de feldspato potássico tipo sigma e delta com indicação de topo para SW (Figura 14 - III). A textura geral de parte do afloramento apresenta-se tipicamente ígnea, devido à presença de feldspato potássico eudral tabular (Figura 14 - I e II), enquanto outras partes possuem cristais com bordas recristalizadas (Figura 14 - III). O biotita gnaiss granítico apresenta bandamento composicional paralelo à foliação principal S_n , com bandas centimétricas de composição granítica rica em feldspato potássico (Figura 14 - I e II). A mineralogia observada em campo é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e $\pm$ hornblenda.

Figura 14 - Afloramento EMB67. I- biotita gnaiss granítico com cristais de feldspato potássico eudrais (texturas ígneas) e bandas graníticas rosadas de leucossomas; II- bandas composicionais enriquecidas em feldspato potássico (tracejado vermelho); III- indicadores cinemáticos de feldspato potássico tipo sigma com bordas recrystalizadas.

Ao microscópio, a seção delgada EMB67 foi classificada como biotita gnaiss granítico metatexítico, predominantemente félsico, hololeucocrático ($IC < 10\%$), com estrutura bandada/foliada, com porfiroblastos de plagioclásio e feldspato potássico (microclínio) com dimensões de até 30 mm e presença de geminação (Figura 15). A textura é principalmente granoblástica, inequigranular fina a média e presença de plagioclásio com bordas recrystalizadas (Figura 15); quartzo subédrico ocorre em contatos poligonizados (Figura 15d, e), contatos interlobados (Figura 15d, e, f) e formando *ribbons* bordeados por biotita (Figura 15). Intercrescimentos de quartzo e plagioclásio em texturas mirmequíticas são frequentes (Figura 15).

Figura 15 - Fotomicrografias da amostra EMB67. a- matriz e megacristal de feldspato potássico (Kf) com presença de plagioclásio alterados para sericita; **b-** porfiroblastos de feldspato potássico (Kf) com bordas recrystalizadas, contatos retos e interlobados da matriz; **c-** mirmequitas (M) no contato entre plagioclásio e feldspato potássico; **d-** contatos retos (R) e côncavo-convexos (Cc), além de textura mirmequítica (M); **e-** reparar nos contatos entre os cristais (retos – R); **f-** texturas de fusão (L), plagioclásio (Pl), quartzo (Q) em contatos retos e como ribbons de quartzo (Q) bordado por biotita, e feldspato potássico (Kf) presente na matriz.

O afloramento EMB69 apresenta rocha estruturalmente mais complexa com evidências de policiclismo metamórfico indicado por diferentes fases de anatexia e pelas diversas estruturas migmatíticas, metatexíticas a diatexíticas (Figura 16). Ao menos quatro litotipos distintos foram descritos e amostrados: hornblenda biotita gnaiss metatexítico a diatexítico com leucossomas tonalíticos, metabasitos (anfíbolito), hornblenda biotita gnaiss monzogranítico metatexítico e gnaiss granítico metatexítico (Figura 16).

Uma fase de anatexia do afloramento é refletida em leucossomas sincrônicos à última deformação dúctil (mais evidente), provavelmente do Neoproterozoico, associada ao Ciclo Brasileiro (FERNANDES, 1991), pois são as estruturas mais evidentes e mais jovens (não são seccionadas), com captura e condicionamento de leucossomas em planos axiais de dobras D_{n+1} , além de também presente em flancos das dobras D_n (Figura 16). Ocorre, localmente, concentração da deformação que se reflete em foliação protomilonítica com porfiroclastos de feldspato potássico em hornblenda biotita gnaiss granítico metatexítico. A estrutura geral do afloramento é estromática dobrada (Figura 16 - III), com bolsões ricos em plagioclásio e quartzo (Figura 16 - IV) e presença de biotita hornblenda gnaiss metatexítico (Figura 16 - III), em conjunto com hornblenda biotita diatexitos (Figura 16 - II). Esses diatexitos apresentam estruturas em *schollen* maiores que 15 cm (Figura 16 - I) e *schlieren* de até 5 cm de espessura. São observados ainda leucossomas rompidos (Figura 16 - VI), dobras intrafoliais, além de texturas tipo *flame flow* nos contatos entre porções com diferenças de reologia.

No leucossoma presente no hornblenda biotita gnaiss metatexítico, a granulação é grossa e possui coloração desde branca a rosada (marcando composições tonalíticas a graníticas), fortemente bandado e deformado no metatexito. A mineralogia estimada em campo é composta por quartzo, plagioclásio, hornblenda, feldspato potássico e biotita, principalmente, com opacos e titanita como acessórios.

Figura 16 - Afloramento EMB69. Setas e tracejados (vermelho e amarelos) representam zoom. Dobras isoclinais intrafoliais (tracejado em vermelho). I- bandas ricas em hornblenda e biotita (biotita anfibolitos a biotita hornblenda gnaisses dioríticos) que podem originar *schollens* em diatexitos; II- hornblenda biotita diatexitos; III- biotita hornblenda gnaisses metatexiticos estromáticos dobrados com injeção de leucossoma paralelos ao plagioclasioano axial da D_{n+1} ; IV- bolsões hololeucocráticos tonalíticos; V- metatexitos estromático com leucossoma branco e rosado; VI- veios de leucossomas quartzo-feldspáticos rompidos.

Quatro amostras foram coletadas para estudos petrográficos dos litotipos reconhecidos: hornblenda biotita gnaiss tonalítico (EMB69A), metabasito (EMB69B), biotita gnaiss granítico metatexítico com hornblenda (EMB69C) e biotita gnaiss granítico (EMB69D). As quatro seções delgadas apresentam-se bandadas a foliadas, com estrutura anastomosada a protomilonítica predominante e presença de pares SC (Figura 17). As lâminas EMB69A e EMB69B (Figuras 17 e 18) são enriquecidas em hornblenda de granulação média e marcadas por leitos nematoblásticos a lepidonematoblásticos máficos compostos por hornblenda e biotita intercalados, com textura inequigranular grossa, e leitos granoblásticos félsicos com plagioclásio e quartzo, com textura inequigranular fina a média (Figura 17 e 18). Há cristais de quartzo em contatos irregulares, bordas recrystalizadas, mas também em textura poligonizada na matriz. Em algumas porções ocorrem pares SC de foliação marcados pelos leitos lepidonematoblásticos e granoblásticos intercalados (Figura 17), além de arcos poligonais de biotita fina, cristais de quartzo estirados (*ribbons*) e texturas de fusão com presença de fundido intersticial (plagioclásio + quartzo). A assembleia mineral principal apresenta plagioclásio, biotita, quartzo e hornblenda, com zircão, titanita e opacos como acessórios. As rochas podem ser classificadas como hornblenda biotita gnaiss tonalítico (EMB69A, Figura 17) e biotita anfibolito/metabasito (EMB69B, Figura 18).

Figura 17 - Fotomicrografias da amostra EMB69A. Presença de par SC evidenciado por leitos granoblástico tonalíticos, intercalados com leitos nematoblásticos. O tracejado laranja indica o

plagioclásio na estrutura C (que se apresenta paralelo à foliação principal S_n) e o tracejado vermelho representa o plagioclásio orientado segundo o plano S, compondo par SC. Ocorre hornblenda *fish* paralela à S_n (círculo verde) e arcos poligonais de biotita.

Figura 18 - Fotomicrografias da amostra EMB69B. Lâmina fortemente orientada por leitos nematoblásticos com 0,5 mm de espessura (tracejado verde) e leitos granoblástico <0,5 mm (tracejado amarelo).

As duas seções delgadas de rochas mais félsicas confeccionadas para este afloramento (EMB69C e EMB69D) apresentam estrutura bandada e foliação fortemente anastomosada, com megacristais de feldspato potássico e plagioclásio (dimensões de até 30 mm). A textura geral é inequigranular, porfiroblástica, com matriz granoblástica fina seriada (Figura 19). A matriz possui bolsões quartzosos com textura poligonizada, inequigranular fina e média a grossa, que podem apresentar quartzo estirado em *ribbons* e leitos ricos em quartzo e feldspato potássico (Figura 19b). Esses leitos estirados por vezes formam pares SC (Figura 19c). Nos leitos mais máficos ocorrem biotita e +/- hornblenda idioblástica e subidioblástica, com textura nematolepidoblástica, inequigranular, fina a média (Figura 19a). Esse leito principalmente lepidoblástico da seção (Figura 19a) representa *schliere* com aproximadamente 0,5 mm de espessura. Ocorrem arcos poligonais de biotita (Figura 19), além de quartzo com contatos interlobados e em textura mirmequítica com o plagioclásio (Figura 19c). A mineralogia em lâmina é marcada por quartzo, plagioclásio, biotita e feldspato potássico ± hornblenda, com opacos e titanita como acessórios (Figura 19) associados aos

leitos enriquecidos em minerais máficos. Assim, as amostras EMB69C e EMB69D são representadas em seção delgada por biotita gnaiss granítico metatexítico com hornblenda.

Figura 19 - Fotomicrografias da amostra EMB69C. Rocha classificada como biotita gnaiss granítico metatexítico. a- *schlieren* com concentração de biotita, principalmente (tracejado vermelho); b- *ribbons* de quartzo (Q) e feldspato potássico (KF) estirados paralelos à S_n (tracejado vermelho), observar granulação fina seriada; c- textura mirmequítica (seta vermelha), texturas de fusão (círculos vermelhos), par SC de foliação protomilonítica (tracejado laranja e tracejado amarelo referentes aos plagioclasioanos C e S, respectivamente) e feldspato potássico com bordas recrystalizadas (KF); d- arcos poligonais de biotita (círculo vermelho) e fundido intersticial de composição granítica (círculo amarelo).

Semelhantemente ao afloramento anterior, os migmatitos graníticos a tonalíticos e anfíbolitos em bandas e em *boudins* do afloramento EMB70 apresentam complexa evolução geológica, que é refletida na grande quantidade de estruturas presentes (Figura 20). Ortognaisses metatexíticos protomiloníticos são recorrentes. Ocorrem ao menos quatro litotipos principais: biotita gnaiss cinza escuro de composição tonalítica/granodiorítica (possivelmente o paleossoma), com textura granoblástica, inequigranular, fino a médio, protomilonítico; biotita gnaiss de cor cinza claro com bandas melanocráticas ricas em biotita

com 1,0 a 2,0 mm de espessura, lepidogranoblástico, inequigranular, fino a médio; biotita gnaiss granítico cinza claro, granoblástico, fino a médio, com bandas rosadas (feldspato potássico) de até 10 mm de comprimento e textura porfiroblástica; e anfibolitos, granoblástico, médio a grosso, com textura nematoblástica e alternância entre biotita gnaisses mesocráticos de granulação média e bandas lenticulares subcentimétricas com concentração de feldspato potássico (rosado) (Figura 20).

A foliação S_n ocorre subvertical evidenciada nas porções de rochas mais máficas (Figura 20). Um anfibolito *boudinado* ocorre bordeado por diatexitos leucocráticos (Figura 20). São observados porfiroclastos de feldspato potássico com até 2 cm de diâmetro e granada fina idioblástica esparsa no biotita gnaiss cinza. Há presença de sulfetos (pirita e calcopirita) associados com veios de quartzo concentrados na zona surreica de *boudins* (Figura 20), que podem apresentar a foliação anterior S_{n-1} preservada (Figura 20). O hornblenda biotita gnaiss homogêneo escuro com espessura de até 30 cm e composição granodiorítica/anfibolítica (Figura 20) ocorre como neossoma máfico intercalado.

COMPOSIÇÃO DE FOTOS DO AFLORAMENTO EMB70

Figura 20 - Afloramento EMB70 com orientação SE-NW. Setas azul, laranja e amarela representam zoom em porções específicas do afloramento. Seta azul: I- biotita gnaiss cinza escuro com porfiroclastos de feldspato potássico; II- biotita gnaiss tonalítico metatexítico estromático; III- biotita gnaiss granítico metatexítico estromático dobrado, com rompimento dos flancos paralelo ao plano axial das dobras, dentro do litotipo I. Seta laranja: foliação subvertical, A- biotita hornblenda gnaiss anfíbolítico cinza escuro, equivalente ao litotipo (IV); B- *boudins* de hornblenda biotita gnaiss metatexítico cinza claro; C- zona surreica dominada por concentração quartzo e sulfetos (pirita e calcopirita). Seta amarela: contato de diatexito (mais claro) e o litotipo I.

A amostra EMB70B corresponde a anfibolito e ao microscópio apresenta 60% a 70% de hornblenda somada a plagioclásio, biotita e titanita +/- opacos e carbonato. A estrutura geral é foliada, levemente anastomosada. Apresenta textura nematoblástica, inequigranular média a média a grossa, com cristais de hornblenda com dimensões entre 1,5 e 2,0 mm (Figuras 21a-f). A hornblenda apresenta zoneamento que, aparentemente, reflete variações composicionais (edenítica a tschermakítica?). Os cristais de plagioclásio apresentam-se zonados com extinção concêntrica (Figuras 21b, e, f). As texturas de fusão são recorrentes entre os contatos minerais, com líquido tonalítico (Figuras 21b, 21e). Ocorrem trilhas de inclusões orientadas na hornblenda compostas principalmente por titanita, opacos e apatita (Figuras 21a-f), além de arcos poligonais de hornblenda (Figura 21a, c, d). Observa-se porção com textura granoblástica, inequigranular fina a média e com plagioclásio e quartzo entre 0,2 a 0,6 mm nos interstícios. A assembleia mineral observada em lâmina compreende hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo e acessórios de titanita, zircão, opacos e +/- apatita, caracterizando o biotita anfibolito metatexítico (Figura 21).

Figura 21 - Fotomicrografias da amostra EMB70B. a- orientação de hornblenda (Hbl, tracejado vermelho) e biotita (Bt, tracejado amarelo); **b-** trilhas de inclusões orientadas na hornblenda (tracejado vermelho) e melt tonalítico no contato dos cristais (círculo vermelho - L); **c-** inclusões na hornblenda (tracejado vermelho), presença de tit (Tit) e ap (Ap) e arcos poligonais de hornblenda; **d-** hornblenda formando arcos poligonais segundo orientação dos cristais e das inclusões; **e-** melt tonalítico (L) e filme de plagioclásio (Pl) intersticiais e inclusões de plagioclásio na hornblenda; **f-** arco poligonal de biotita (biotita em amarelo), titanita (T), plagioclásio (Pl) e presença de fundido tonalítico (L).

A lâmina EMB70C pode ser dividida longitudinalmente em dois lados por um veio granoblástico de quartzo, com concentrações distintas de biotita. No lado mais félsico, a textura é protomilonítica, com predomínio de porfiroclastos de plagioclásio, enquanto que no lado mais rico em biotita se concentra feldspato potássico. A estrutura geral é anastomosada (Figuras 22a, b), foliada, protomilonítica (Figuras 22a-d), marcada principalmente por biotita

em leitos lepidoblásticos e com textura ocelar de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo (Figuras 22a-e). A textura é lepidogranoblástica, inequigranular média a média a grossa, com porfiroclastos tipo sigma e delta de feldspato potássico e plagioclásio (Figuras 22c-d) com inclusões de quartzo, biotita e plagioclásio. O feldspato potássico, mesopertítico a pertítico (Figura 22a, d) possui dimensões entre 1,5 e 3,0 mm (Figura 22a, b). As bordas de feldspato potássico porfiroclástico se apresentam recrystalizadas em contatos interlobados, com cristais sacaroidais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico e frequentemente com texturas mirmequíticas, que podem indicar exsolução do feldspato potássico vinculado à deformação em mais baixa temperatura (ZANON et al., 2013). Outra possibilidade para formação das mirmequitas seria a atuação de processos metassomáticos entre cristais de feldspato potássico e íons de Ca e Na do fundido, com substituição do K do feldspato potássico por Ca e Na originando o plagioclásio (ZANON et al., 2013). A matriz quartzo-feldspática apresenta contatos predominantemente retos e poligonizados, com contatos interlobados subordinados. Observa-se ainda porção com textura granoblástica inequigranular muito fina a fina, com cristais de quartzo xenomórficos e arredondados (Figuras 22c-f), além de *ribbons* de quartzo deformados paralelizados à foliação S_n (Figuras 22c, e). A biotita bordeja aglomerados de quartzo em contatos lobados e retos e também contorna cristais de feldspato potássico (Figura 22d); atribui à lâmina as foliações S_{n-1} , S_n e S_{n+1} ; formam arcos poligonais entre a S_n e a S_{n+1} ; pequenos biotita *fish* de granulação fina a média e pares SC de foliação (Figura 22b). Minerais como carbonato, clorita e muscovita ocorrem como produto de alteração e retrometamorfismo em menores condições de temperatura. A mineralogia estimada é marcada por quartzo (32%), feldspato potássico (23%), plagioclásio (25%), biotita (16%), titanita (2%) e zircão, apatita, opacos e clorita (<1), caracterizando o biotita gnaiss granítico protomilonítico metatexítico (Figura 22).

Figura 22 - Fotomicrografias da amostra EMB70C. a- rocha inequigranular, porfiroclástica (protomilonítica), matriz composta por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico e porfiroclastos de feldspato potássico, principalmente; b- porfiroclasto tipo delta rotacionado (vermelho) e presença de par SC (retas vermelhas e amarelas); c- porfiroclastos de feldspato potássico (microclínio) sigmoidal bordado por ribbons de quartzo (Qr), fraturado, com injeção de leito quartzo-feldspático e matriz recrystalizada; d- porfiroclastos de feldspato potássico tipo sigma, em escada, com bordas recrystalizadas e presença de mirmequita; e- ribbons de quartzo (Qr) e texturas de fusão com melt intersticial; f- intercrescimento de quartzo e plagioclásio em textura mirmequítica no contato com cristal de feldspato potássico (Mir), com biotita bordejando cristais porfiroclásticos.

O próximo afloramento caracterizado na seção B-B' (afloramento EMB63 - Figura 12) apresenta biotita gnaisses graníticos, com porções granodioríticas/dioríticas com hornblenda biotita gnaisses granodioríticos e biotita hornblenda gnaisses dioríticos; ambas as litologias apresentam fusão parcial associada (metatextitos) expostas num espaço de 500 metros de distância entre os pontos EMB64 e EMB63. Nessa ampla exposição do CRC ocorre biotita

gnaisse granítico metatexítico estromático, com leucossoma rosado ricos em feldspato potássico (Figura 23 - I), hornblenda biotita gnaiss granodiorítico metatexítico com leucossoma tonalítico a granítico e biotita hornblenda gnaiss diorítico a anfibolítico, com leucossoma tonalítico (Figura 23 - IIB). O biotita gnaiss granítico apresenta textura granoblástica, inequigranular, com granulação média a grossa (Figura 23 - A), enquanto que o biotita gnaiss granodiorítico e o hornblenda gnaiss diorítico apresentam-se altamente foliados, com granulação fina a média, textura granoblástica inequigranular e presença de *schollen* de migmatito estromático granodiorítico (Figura 23 - II) dentro do hornblenda gnaiss diorítico cinza escuro (Figura 23 - IIB), que possui principalmente leucossoma tonalítico.

Figura 23 - Afloramentos EMB63 e EMB64. I- A: biotita gnaiss granítico metatexítico a diatexítico, com ampliação no quadrado vermelho e indicação de leucossoma granítico paralelo à foliação principal S_n (tracejado preto). **II- B:** biotita hornblenda gnaiss diorítico com *schollen* de hornblenda biotita gnaiss granodiorítico metatexítico estromático (indicação em vermelho).

Ao microscópio, o biotita gnaiss granodiorítico metatexítico (amostra EMB63A) se apresenta hololeucocrático ($IC < 10\%$), com médio a alto grau de alteração, com os cristais de plagioclásio saussuritizados (Figuras 24a-d). A estrutura é foliada, anastomosada, definida por leitos lepidoblásticos, ricos em biotita. Texturas deformacionais estão associadas a *ribbons* de quartzo (Figura 24a-e) e porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico (Figuras 24a-d). Os indicadores cinemáticos porfiroclásticos são do tipo sigma e delta (Figuras 24c, d), constituídos por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico com até 2,5 mm de comprimento, manteados ou não, com bordas recrystalizadas por quartzo e alguma biotita (Figuras 24a, 24b). Em sombras de pressão desses porfiroclastos pode ser observada cristalização de biotita, quartzo e feldspatos (Figuras 24a, c, d). Os megacristais de feldspato potássico chegam a 4 mm de diâmetro (Figuras 24a, b) com geminação em grade (microclínio). Arcos poligonais de biotita são frequentemente observados em meio à textura predominantemente granoblástica (Figura 24a-f). A composição modal estimada é dada por quartzo (25%), plagioclásio (40%), feldspato potássico (25%), biotita (5%) e traços de clorita, muscovita e opacos (5%).

Figura 24 - Fotomicrografias da amostra EMB63A. a- porfiroclastos de feldspato potássico (Kf) e plagioclásio saussuritizados (Pl), matriz compostas por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo principalmente em contatos retos (R) e poligonizados (Po), presença de *ribbons* de quartzo; **b-** megacristal de feldspato potássico com inclusões de plagioclásio e porfiroclasto de plagioclásio saussuritizado, contatos retos da matriz (R); **c-** porfiroclasto sigmoidal de plagioclásio, bordado por *ribbon* de quartzo, e recristalização de quartzo e biotita nas sombras de pressão; **d-** alteração do plagioclásio e tipos de contatos na matriz, interlobados a retos; **e-** *ribbon* de quartzo (Qr), variação na moda da granulação com textura preferencialmente granoblástica, várias texturas de fusão com melt intersticial; **f-** arco poligonal de biotita (círculo vermelho, tracejado amarelo).

Na lâmina EMB63B, ocorre biotita hornblenda gnaiss Diorítico/anfibolítico metatexitico (Figura 25), levemente protomilonítico e deformada (Figura 25f). Esta seção delgada é marcada por distintos leitos de textura granoblástica (Figura 25a), nematoblástica (Figura 25b) e lepidogranoblástica (Figura 25c), inequigranular fina a média com

porfiroblastos de hornblenda, quartzo e plagioclásio, com cristais de biotita formando arcos poligonais. As porções granoblásticas hololeucocráticas (Figura 25a) constituem composições quartzo-tonalíticas, com textura polygonizada (Figura 25e, f) e contatos irregulares a interlobados (Figura 25e, f). Porções de leucossoma formam *patches* nos leitos mais granoblásticos e veios leucocráticos (Figura 25e). Há titanita sigmoidal (Figura 25d) e plagioclásio com geminação levemente rotacionada (Figura 25f). Sericita, carbonato e epídoto foram reconhecidos como produtos de alteração e retrometamorfismo. A mineralogia estimada corresponde a hornblenda (35%), plagioclásio (20%), biotita (20%), quartzo (15%) e titanita + zircão + apatita + opacos + carbonato + sericita + epídoto (10%). Além de retrometamorfismo associado aos cristais de titanita com bordas epidotizadas (textura coronítica de retrometamorfismo), o epídoto também ocorre na paragênese principal (hornblenda+ plagioclásio + biotita + apatita + titanita + opacos + epídoto).

Figura 25 - Fotomicrografias da amostra EMB63B. a- visualização geral da lâmina e orientação preferencial dos leitos granoblásticos (A), nematoblásticos (B) e lepidogranoblásticos (C); b- foliação levemente protomilonítica com *fishs* de hornblenda nos leitos nematoblásticos (B) e *ribbons* de quartzo em leito granoblástico (A); c- *fish* hornblenda (F) e granulação fina a média; d- titanita sigmoidal (Tit) e presença de leito lepidoblástico (Bt), concentração de cristais de titanita sempre relacionados aos leitos ricos em biotita e opacos; e- presença de banda de leucocrática quartzo-tonalítico (Leu) com aproximadamente 1,5 mm de espessura, bordado por minerais máficos de hornblenda e biotita (melanossoma?); f- *ribbons* de quartzo (Q), geminação de plagioclásio deformada e presença da matriz fina a muito fina.

O gnaiss granodiorítico protomilonítico do afloramento EMB71 está próximo da Zona de Cisalhamento Alto da Fartura (ZCAF) e em contato tectônico com a unidade paragnáissica do Terreno Embu, apresentando composição preferencialmente granodiorítica a tonalítica. Observa-se neste ponto o biotita gnaiss granodiorítico cinza com foliação milonítica (tracejado amarelo, Figura 26). A textura é granoblástica, inequigranular média a

grossa, com porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico e mineralogia composta por biotita, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo.

Figura 26 - Afloramento EMB71, gnaiss granodiorítico protomilonítico próximo à zona de cisalhamento Alto da Fartura (ZCAF).

Em seção delgada a amostra EMB71 apresenta estrutura marcada por foliação anastomosada e protomilonítica com *ribbons* de quartzo, presença de pares SC de foliação e indicadores cinemáticos tipo sigma e delta, principalmente de plagioclásio. A textura é lepidogranoblástica, inequigranular com granulação média a grossa. Observa-se porção granoblástica, inequigranular fina a média, com plagioclásio e quartzo de tamanhos entre 0,2 e 0,6 mm nos interstícios. Esses cristais, que formam a matriz, também são observados em contatos retos, ora polygonizados, e em sombra de pressão de porfiroclastos de plagioclásio. A mineralogia é marcada, principalmente, por biotita, plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e acessórios de zircão e titanita, que classificam o biotita gnaiss granodiorítico protomilonítico.

Ao seguir no caminhamento para SE, ocorre o afloramento EMB61 próximo da zona de contado tectônico com a sequência supracrustal metassedimentar. Esse afloramento reporta macroscopicamente o hornblenda biotita gnaiss metatexítico, foliado, com textura granoblástica fina a média e grossa, inequigranular, e de aspecto protomilonítico. Os leucossomas graníticos, inequigranulares, médios a grossos, apresentam coloração rosada. Os porfiroclastos de feldspato potássico, arredondados, possuem tamanhos variáveis entre 7 e 10 cm, de cor rosa a avermelhados (Figura 27). As evidências de deformação são variadas, desde dobras intrafoliais com flanco rompido, porções máficas (anfibolíticas) em *boudins* rompidos com largura de até 30 cm a dobras assimétricas, com vergência para SE, marcadas por leucossoma granítico a tonalítico, dobras abertas da foliação S_{n-1} , com desenvolvimento da foliação S_n no plano axial de mais alto mergulho, além de *boudins* de foliação (Figura 27). Ocorrem pelo menos dois tipos de leucossomas distintos e não contemporâneos: um granítico, rosado, rico em feldspato potássico com granulação grossa a muito grossa, cristais rotacionados e manteados por recristalização granoblástica quartzo-feldspática (Figura 27), que secciona (“invade”) outro leucossoma, tonalítico, rico em plagioclásio, grosso a muito grosso com cor branca.

Figura 27 - Composição de fotos do afloramento EMB61. I- Visão geral do afloramento do hornblenda biotita gnaiss protomilonítico, a: foliação pretérita (S_{n-1}) dobrada; I- A: indicador cinemático dextral de feldspato potássico rotacionado com até 5,0 cm; I- B: bolsão máfico com biotita e hornblenda; II- A: leucossoma granítico (quartzo e feldspato potássico) na S_n , com dobras intrafoliais na porção máfica rica em biotita (B), além de textura *schilliren* destas porções (II-B); II- C: visão geral do afloramento com dobras assimétricas da S_{n-1} (tracejado amarelo), com desenvolvimento de foliação principal S_n plano axial subvertical (tracejado preto).

A seção petrográfica da amostra EMB61A apresenta estrutura bandada, textura lepidogranoblástica (Figura 28a-d), com leucossoma granoblástico, médio a grosso, em texturas *pinch and swell*. Os leitos máficos formam finas lentes ricas em biotita e +/- hornblenda. O leucossoma hololeucocrático possui composição granítica (quartzo 40%, feldspato potássico 35%, plagioclásio 22% e biotita 3%) a granodiorítica (<feldspato potássico e >plagioclásio). Ocorre granulação bimodal na lâmina, com predominância de granulação fina a muito fina da matriz em relação à granulação grossa a média dos porfiroclastos. Cristais de quartzo, hornblenda, plagioclásio e feldspato potássico constituem megacristais em meio à matriz. Na S_n ocorre biotita + opacos + titanita alinhados, além de

quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Alguns pares SC de foliação marcados por leucossomas com até 1,0 mm de espessura são observados. Cristais de epídoto ocorrem como produto de retrometamorfismo alterando bordas de titanita, ou também presente na foliação S_n como cristais subidioblásticos. A mineralogia estimada possui biotita (7%), quartzo (23%), plagioclásio (30%), feldspato potássico (40%) e traços de titanita + opacos + epídoto + apatita + zircão, correspondente ao biotita gnaiss granítico a granodiorítico.

Figura 28 - Fotomicrografias da amostra EMB61A. a- textura lepidogranoblástica, inequigranular, porfiroblástica, com presença de par SC (tracejado amarelo e vermelho); b- recrystalização das bordas de megacristal de feldspato potássico (Kf) e *ribbons* de quartzo (Q); c- aglomerado de plagioclásio (Pl), feldspato potássico (Kf) e quartzo (Q) com recrystalização das bordas gerando matriz quartzo-feldspática, presença de *ribbons* de quartzo (Q); d- *ribbons* de quartzo bordeando aglomerado quartzo-feldspático rotacionado com caudas formadas por quartzo (Q) e biotita, principalmente.

A lâmina EMB61B se apresenta orientada/foliada, composta por leitos nematoblásticos, granoblásticos e nematogranoblásticos, inequigranular com granulação média e média a grossa (Figuras 29a, c). A mineralogia estimada é composta por quartzo (10%), plagioclásio (45%), hornblenda (40%), biotita (5%) e +/- feldspato potássico, titanita,

epídoto, carbonato, zircão e opacos. Cristais de hornblenda com inclusões de titanita + plagioclásio + feldspato potássico podem apresentar textura poiquilítica. Nas bordas em contato com plagioclásio se concentram “piscinas” (*patches*) de fundido (*melt*) tonalítico com quartzo e indicando produtos de reações de fusão. Cristais de quartzo com contatos irregulares e arredondados (Figura 29b) são comuns, assim como megacristais de plagioclásio com teor de anortita (An) > 17 (Figura 29d). A lâmina pode ser caracterizada como um gnaiss Diorítico/anfibolítico ou biotita anfibolito com pico metamórfico na fácies anfibolito superior, devido à fusão parcial associada.

Figura 29 - Fotomicrografias da amostra EMB61B. a- leitos nematoblásticos e granoblástico médios a grossos, inequigranular, com hornblenda (Hbl) poiquilítica em algumas porções, presença de titanita (Tit) e composição tonalítica dos leitos granoblástico (Pl); **b-** nicóis cruzados da fotomicrografia (a), plagioclásio com An>17; **c-** orientação dos cristais de hornblenda, textura nematogranoblástica; **d-** com polarizador inferior (c), contatos entre hornblenda e plagioclásio com pequenas “piscinas” (*patches*) de líquido (*melt*) de Pl + quartzo.

Por fim, o afloramento do CRC mais a sudeste da seção B-B' (EMB60, Figura 12) é marcado principalmente por biotita hornblenda gnaiss metatexítico estromático (Figura 30)

de cor cinza, com predominância de leucossoma tonalítico, granoblástico, inequigranular, granulação média a grossa e presença de granada fina dispersa pela rocha em alguns locais. O bandamento de leucossoma tonalítico é irregular e varia de 3,0 mm a 5,0 cm de espessura. Ocorrem porfiroclastos de plagioclásio em textura ocelar com 2,0 cm de comprimento, como indicadores cinemáticos rotacionados dextrais do tipo sigma e delta (Figura 30A). Feldspatos potássico e plagioclásio por vezes apresentam-se manteados, com recristalização granoblástica nas bordas (Figura 30B). Ocorrem dobras intrafoliais na S_n marcadas por leucossoma tonalítico com hornblenda, e dobras assimétricas com amplitude de 2,0 cm e localmente topo para NE (Figura 30C). Os litotipos ocorrem metatexíticos, em algumas porções com aspecto ígneo cristalino dos cristais eudrais de feldspato potássico e plagioclásio. A composição segundo a classificação macroscópica varia de granodiorítica a monzogranítica.

Figura 30 - Composição de fotos do afloramento EMB60 (pedreira abandonada). Tracejado em vermelho representam ampliação (zoom) de porções específicas do afloramento. A- porfiroclasto rotacionado de plagioclásio dextral, com topo para NW; B- porfiroclastos de feldspato potássico manteado por biotita, com recristalização granoblástica quartzo-feldspática na borda; C- dobra assimétrica com plano axial paralelo à S_n marcada por bandas leucocráticas de composições tonalíticas.

Dos três exemplares coletados nesse afloramento, a seção EMB60A refere-se à porção mesocrática com maior índice de cor ($IC \approx 40-50\%$) entre as amostras e representa um biotita

hornblenda gnaiss metatexítico. A amostra EMB60B refere-se a um biotita hornblenda gnaiss tonalítico, com o menor IC observado nas amostras ($\approx 7-15\%$) e a amostra EMB60C refere-se a um hornblenda biotita gnaiss granodiorítico metatexítico, com IC intermediário ($\approx 15-30\%$) dentre as amostras caracterizadas.

A secção EMB60A é composta por quartzo, hornblenda, biotita, plagioclásio, titanita, opacos, carbonato e apatita. Os cristais estão dispostos segundo foliação principal S_n definida pelo alinhamento de biotita com hornblenda subordinada sustentando a textura nematolepidoblástica (Figura 31). Cristais de quartzo e plagioclásio, além de hornblenda, podem ocorrer como porfiroblastos e porfiroclastos granulares subidioblásticos (Figura 31b, c, d) e atribuem textura predominantemente granoblástica à lâmina (Figura 31e). Esses cristais podem conter inclusões de biotita, e estas, por sua vez, podem se amoldar em torno desses porfiroclastos (Figura 31c). Os porfiroclastos de plagioclásio ocorrem pouco geminados ou apenas com extinção concêntrica, enquanto os cristais de quartzo apresentam extinção ondulante ou em setores. A hornblenda pode ocorrer como porfiroblastos (Figura 31b), em granulação menor do que os porfiroblastos de plagioclásio ou quartzo, ou como raros cristais na matriz. Esses porfiroblastos apresentam contatos lobados com os cristais da matriz, e podem conter inclusões de plagioclásio ou textura poiquilítica (Figura 31b), além de também constituírem porfiroclastos. A matriz ocorre com granulação fina; o contato entre os cristais de plagioclásio e quartzo presentes varia de anguloso, reto a poligonizado, e pode ser observada textura mimerquítica (Figura 31e). A biotita faz parte apenas da matriz e ocorre com cor verde, definindo a foliação da rocha em leitos lepidoblásticos e evidenciando a presença de pares SC de foliação e arcos poligonais (Figura 31f). Na matriz e presentes na S_n também são frequentes cristais de titanita euédrica a anédrica, granular (Figura 31b). A apatita é granular e o carbonato ocorre como cristais granulares bem-formados a intersticiais ou xenomórficos. Epidotização das bordas de titanita e texturas de fusão (filmes intersticiais

xenomórficos) são facilmente identificadas. Seccionando toda a seção delgada (Figura 31a) é possível observar um veio granoblástico de quartzo paralelizado à S_n com inclusões de biotita, titanita e opacos, que podem também bordar o veio. A rocha possui composição tonalítica, sendo que os minerais ocorrem com as seguintes proporções estimadas: biotita (30%), plagioclásio (30%), quartzo (20%), hornblenda (10%), titanita (3%), apatita (3%), opacos (2%), carbonato (2%) e zircão ($<<1\%$) +/- feldspato potássico, caracterizando assim o hornblenda biotita gnaiss diorítico metatexítico (Figura 31).

Figura 31 - Fotomicrografias da amostra EMB60A. a- veio granoblástico de quartzo bordado por biotita, titanita e opacos e leito lepidogranoblástico logo acima; b- titanita idiomórfica e hornblenda levemente poiquilítica; c- porfiroclastos de plagioclásio com inclusão de biotita e matriz lepidogranoblástica quartzo-feldspática; d- cristal subidiomórfico de plagioclásio porfiroblástico com biotita paralela a S_n penetrante

(cristal sin a pós tectônicos); e- leito granoblástico tonalítico com contatos retos e poligonizados dos cristais (quartzo e plagioclásio); f- leitos lepidoblásticos e granoblástico da lâmina.

A seção delgada EMB60B, assim como a anterior, exhibe uma rocha composta basicamente por quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, titanita, carbonato, epídoto e apatita. Dessa forma, a textura da rocha, predominantemente granoblástica, é sustentada pelos minerais mais frequentes, que são plagioclásio e quartzo. Existem domínios ricos em hornblenda com alguma biotita associada, definindo leitos nematoblásticos. A rocha é inequigranular, porfiroblástica/porfiroclástica, com porfiroclastos de hornblenda com inclusões de plagioclásio (Figura 32a) e cristais de plagioclásio com inclusões de biotita e quartzo. Os cristais de plagioclásio ocorrem com as bordas irregulares, marcadas por contatos lobados (Figura 32b-f). Além de plagioclásio com geminação deformada (Figura 32b), ocorrem pares SC de foliação. Alguns cristais de plagioclásio apresentam-se saussuritizados, principalmente nas bordas. Entre os porfiroclastos e porfiroblastos ocorrem cristais de quartzo e plagioclásio de granulação média a grossa em contatos retos a poligonizados e interlobados (Figura 32d, e). A composição modal estimada foi de plagioclásio (40%), quartzo (26%), hornblenda (20%), biotita (7%), titanita (2%), epídoto (2%), apatita (1%), carbonato (2%) e zircão (<<1%); assim, a rocha em seção delgada corresponde ao biotita hornblenda tonalito gnaiss metatexítico.

Figura 32 - Fotomicrografias da amostra EMB60B. a- porfiroclastos de hornblenda sigmoidal (hornblenda), em meio a textura predominantemente granoblástica; b- geminação de plagioclásio deformada; c- contatos interlobados entre os cristais granoblásticos e diversas texturas de fusão intersticiais; d- texturas de fusão (*melt*) e tipos de contatos entre os grãos (retos e poligonizados); e- variados tipos de contatos entre os cristais de plagioclásio e quartzo principalmente, leito granoblástico tonalítico; f- hornblenda e plagioclásio em contatos interlobados e reto, além de presença de *melt* intersticial.

Na lâmina EMB60C, leucocrática, inequigranular média a grossa, ocorrem porfiroclastos e porfiroblastos de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, com matriz também composta por plagioclásio, quartzo, e feldspato potássico em contatos retos a poligonizados e lobados (Figura 33d, f). A estrutura é anastomosada (Figura 33a, c, e), com muitas texturas de fusão (Figura 33f) como filmes minerais intersticiais. Presença de arcos

poligonais de biotita (Figura 33e) com pelo menos duas direções preferenciais de orientação e biotita definindo pares SC de foliação (Figura 33d). Ocorre “megablasto”/porfiroblasto de plagioclásio com assimilação de cristais de quartzo, plagioclásio (poiquilítico) e com texturas de intercrescimento (mirmequitas) internas ao cristal (Figura 33b, d). Nesta seção há três séries de granulação: porfiroblástica, intermediária e sacaroidal (matriz) muito fina (Figura 33f). Os *ribbons* de quartzo são comuns (Figura 33a, c, e, f). A composição modal estimada é dada por quartzo (30%), plagioclásio (28%), feldspato potássico (15%), biotita (14%), titanita (4%), opacos (3%), hornblenda (3%) e apatita (3%), caracterizando assim o biotita gnaiss granodiorítico metatexítico com hornblenda.

Figura 33 - Fotomicrografias da amostra EMB60C. a- visão geral da lâmina, textura inequigranular com três modas de granulação: porfiroblástica, intermediária e sacaroidal muito fina (matriz); b- megacristal de plagioclásio com textura mirmequítica interna (seta amarela); c- biotita em arco poligonal (tracejado amarelo e azul), quartzo porfiroclástico sigmoidal (Q) e plagioclásio subidiomórfico (Pl), além de biotita bordeando o porfiroclasto de quartzo; d- megacristal de feldspato potássico (Kf), textura mirmequítica (seta amarela) e diversas texturas de fusão com filmes minerais intersticiais e variados tipos de contatos entre os cristais (retos a interlobados); e- *ribbons* de quartzo e finos leitos lepidoblásticos; f- granulação seriada, variados tipos de contato entre os grãos (retos a interlobados) e texturas de fusão intersticiais.

4.1.3 Geologia estrutural

A área de estudo é seccionada por importantes zonas de cisalhamento que atribuem aspecto de blocos sigmoidais ao mosaico estrutural (FERNANDES, 1991). A foliação

principal dos paragneisses do Terreno Embu é marcada principalmente por foliação S_2 (FERNANDES, 1991), mas o Complexo Rio Capivari (CRC) apresenta características litológicas, estruturais e de metamorfismo distintas, por se tratar de rochas mais antigas. Ou seja, registra eventos mais antigos (figuras de interferência e até S_{n-2}) do que a sequência supracrustal relacionada ao Terreno Embu, porém é totalmente retrabalhado em conjunto com essa sequência no Ciclo Brasileiro.

As dobras $D_{n(CRC)}$ formadas pela fase principal $F_{n(CRC)}$ de deformação são isoclinais, desenhadas por bandas milimétricas a centimétricas de composição granítica a tonalítica, com espessamento de charneira (subclasse 1C); possuem comprimentos de onda (λ) centimétricos a métricos e eixos na direção NE/SW, de baixos mergulhos a sub-horizontais. A foliação principal $S_{n(CRC)}$ é marcada principalmente pela orientação de biotita e hornblenda e pela intensa recristalização, com feldspato potássico microclínio exibindo-se manteado por bordas de recristalização, acompanhada de amplo estiramento de quartzo, formando *ribbons*, e de feldspatos. A foliação anterior $S_{n-1(CRC)}$ ocorre como intercalação entre bandas leuco-, meso- e melanocráticas ricas em biotita e/ou hornblenda, seccionada pela foliação $S_{n(CRC)}$ próximo às zonas de charneira da $D_{n(CRC)}$. Pode também ser preservada em megalithons descontínuos, esparsos em migmatitos, metatexitos e diatexitos.

Em alguns locais se desenvolvem faixas blastomiloníticas paralelas à foliação principal $S_{n(CRC)}$ e nota-se matriz poligonizada de feldspatos e quartzo com porfiroclastos e porfiroblastos de plagioclásio e feldspato potássico arredondados e alongado, além de *ribbons* de quartzo penetrativamente distribuídos. Os indicadores cinemáticos observados macroscopicamente, como porfiroclastos de plagioclásio e feldspato potássico rotacionados do tipo delta e sigma, além de dobras assimétricas marcadas por leucossoma tonalítico em migmatito estromático, sugerem movimentação de topo para NW e NE; no entanto, os mesmos tipos de indicadores cinemáticos podem também apresentar vergência de topo em

sentidos opostos, para SE e SW, sendo que a quantidade de dados obtidos não permite assumir uma tendência regional representativa. A cinemática está associada principalmente às zonas de cisalhamento regionais, com lineações de estiramentos sub-horizontais.

4.1.3.1 Dados estruturais das seções geológicas esquemáticas

As medidas estruturais obtidas em campo para o CRC correspondem principalmente às foliações $S_{n(CRC)}$ e $S_{n-1(CRC)}$, eixos de dobramentos (L_b) representados por *mullions* e lineação de intersecção com planos-axiais, lineações minerais e lineações de estiramento mineral (L_x).

4.1.3.2 Seção A-A'

Esta seção, que apresenta as unidades granito Serra do Jambeiro, unidade paragnáissica do Terreno Embu e o CRC, sugere a divisão de dois domínios estruturais principais. Um na porção norte da seção, domínio dos granitoides, e outro na porção sul da seção, domínio de rochas do CRC e da sequência supracrustal do Terreno Embu (Figura 34).

Figura 34 - Domínios estruturais da seção esquemática A-A'. Setas indicam os domínios estruturais principais, com planos e polos da foliação principal (S_n).

O domínio estrutural 1 corresponde principalmente aos biotita granitos leucocráticos brancos a cinzas com xenólitos de granada sillimanita xistos e metassedimentos associados principalmente a unidade Granito Serra do Jambeiro. Rochas porfíricas, inequigranulares, protomiloníticas a blastomiloníticas são observadas até o ponto 54 (Figura 34) de NW para SE. O estereograma 1 desta seção indica dobramentos da foliação principal S_n com eixos de dobra com caimento 69/45 (ENE), ou seja, dobras com compressão próxima a NNW-SSE e mergulho da S_n em ambos os sentidos, tanto para NNW quanto para SSE (Figura 35 - 1).

O domínio 2 é marcado pela presença dos paragneisses intercalados com as rochas ortoderivadas do CRC (Figura 34 - 2). O estereograma 2 mostra a preferência da foliação principal (S_n) com rumo do mergulho para NW, tanto para o CRC quanto para o Terreno Embu (Figura 35 - 2). As lineações representam orientação de estiramento mineral (Figura 35 - 2) e de intersecção (prováveis L_b). Nos afloramentos que compõem o estereograma 2 mais a sul da seção, há predomínio de medidas próximas a 315-340° azimuth para o rumo do mergulho, enquanto o EMB55 e o EMB56 demonstram foliação principal com rumo do

mergulho preferencialmente próximo a 340-0° azimuth. As foliações principais respectivas aos domínios 1 e 2 são distintas e sugerem estilos de deformação com evolução não análoga.

Figura 35 - Estereogramas dos domínios estruturais da seção esquemática A-A'. 1- medidas dos granitoides de biotita granito da unidade Serra do Jambeiro, ponto vermelho=eixo de dobra; 2- domínio estrutural correspondentes ao pacote de rochas paraderivadas (Terreno Embu) e pacotes ortoderivados migmatíticos (CRC): S_n: foliação principal; L_x – lineação de estiramento mineral; L_i: lineação de intersecção.

4.1.3.3 Seção B-B'

A seção B-B', segundo as relações de campo e associações litológicas, sugere a divisão em quatro domínios estruturais para melhor compreensão (Figura 36). No caminhamento de NW para SE, o primeiro e o segundo domínios se caracterizam pela deformação associada aos metassedimentos e paragneisses do Terreno Embu, ou seja, à sequência supracrustal. Com a grande quantidade de dados estruturais (representados por S_{n-1},

S_n , L_b , L_x , L_{n-1} , L_n) obtidos no afloramento EMB65, foi possível montar um estereograma apenas para este ponto (Figura 37, 38).

Figura 36 - Domínios estruturais da seção esquemática B-B'. Representação dos polos e círculos maiores das foliações.

O domínio 1, representado pelo afloramento EMB65 (Figura 37) apresenta dobras da foliação S_{n-1} (Figura 37 - II a VI) correspondentes à D_n , com figuras de interferência tipo 3 entre D_{n-1} e D_n com espessamento de charneira (Figura 37 - II, III) e diversas lineações de intersecção e *mullions* (Figura 37 - I, II).

Figura 37 - Estruturas observadas no afloramento EMB65, com orientação SE-NW para todas as fotos abordadas. I e II- *mullions*, como eixos da D_{n-1} (L_{n-1}); III- figura de interferência tipo 3 entre fases D_{n-1} e D_n , com espessamento de charneira; IV- dobra apertada a isoclinal; V- dobra apertada e isoclinal com eixos e flancos paralelos à S_{n-1} ; VI- dobra aberta (D_n), simétrica, da S_{n-1} com plano axial subvertical (S_n).

Figura 38 - Estereogramas para o afloramento EMB65.

Os polos das foliações das rochas metassedimentares do Embu (ME) do ponto EMB65, S_{n-1ME} e S_{nME} , são representados no estereograma A (Figura 38), concomitantemente com as direções das lineações de minerais e de intersecção observadas (Figura 38). O estereograma B (Figura 38) contempla os círculos maiores para a foliação S_{n-1} e o estereograma C os círculos maiores para a foliação S_n . A análise desses estereogramas sugere eixos de dobras NE-SW com leves caimentos a sub-horizontais para NE (42/22) e respectivas dobras abertas com planos axiais subverticais, paralelos à foliação S_n (Figura 37 - VI).

Assim, mostram os polos de S_{n-1} formando guirlandas que caracterizam dobras cilíndricas (Figura 38). Considerando que S_{n-1} e S_n têm atitudes e eixos paralelizados, e que o ângulo de mergulho aumenta para a estrutura mais jovem (Figura 38C), isso pode indicar que as estruturas são coaxiais e sugere S_n como produto da evolução de S_{n-1} .

Notar as lineações L_n (Figura 38) próximas às lineações de *mullions* L_b (Figura 38), que indicam coaxialidade entre as fases S_{n-1} e S_n , com algumas lineações de orientação mineral e de intersecção levemente deslocadas para ENE em relação às demais (Figura 38).

O domínio 2 contempla os afloramentos EMB65 e EMB66, que correspondem ao domínio de rochas paraderivadas da porção NW da seção (Figura 36). Para o domínio 2, o mesmo padrão estrutural do domínio 1 foi observado, com S_{n-1} compondo dobras cilíndricas

de eixos NE/SW (40/20), com leve caimento para NE e S_n preferencialmente com alto rumo do mergulho para NW a subvertical (Figura 36).

O domínio 3 abrange principalmente as rochas do CRC com intercalações de blocos dos metassedimentos. Alguns afloramentos (EMB61, EMB63 e EMB70) apresentam ótimas exposições de rochas em que é possível observar estruturas de foliação S_{nCRC} e S_{n-1CRC} . A estrutura principal S_{nCRC} é representada por foliação e bandamento evidentes pela alternância de bandas leucocráticas graníticas a tonalíticas e bandas ricas em máficos (Figura 39 - I, II), com mergulho médio de 55 graus no rumo NW. A estrutura pretérita S_{n-1CRC} está presente na forma de dobras fechadas, isoclinais a intrafoliais (Figura 39 - III), com mergulho da foliação em média de 50 graus no rumo SE. É possível observar as fases F_{n+1CRC} com dobras D_{n+1CRC} (Figura 39 - I), F_{nCRC} com dobras D_{nCRC} (Figura 39 - II) e F_{n-1CRC} com dobras D_{n-1CRC} (Figura 38 - III). As lineações de orientação e estiramento de feldspatos e eixo de dobras assimétricas e intrafoliais (L_b) apresentam valores de 245/60 e 55/18 a 85-265/sub-horizontal, respectivamente. Eixos ENE/WSW são sugeridos para dobras cilíndricas.

Figura 39 - Rochas do Complexo Rio Capivari. I- fase de dobramento F_{nCRC} com dobras D_{nCRC} dobrando a S_{n-1} ; II- dobras D_n da fase F_n , dobrando a S_{n-1} (isoclinais) paralela a S_n (subvertical); III- dobras intrafoliais com flanco rompido D_{n-1} da fase F_{n-1} , paralelos à foliação principal S_n . I e II pertencem ao ponto EMB69 e III ao EMB63.

Figura 40 - Domínio 3, medidas realizadas para as rochas do CRC. Notar grande similaridade entre as medidas das lineações de feldspatos (L_{feld}) e estiramento mineral (L_x e L_e), com os eixos de dobras da D_{nCRC} (mullions e $L_{mullion}$), enquanto que a lineação mineral de hornblenda (L_{anf}) está, preferencialmente, próxima aos flancos da D_{nCRC} .

Além de notar a preferência NW para os rumos do mergulho da foliação principal S_{nCRC} (Figura 40), os eixos de dobra D_{nCRC} com direções NE/SW de baixo caimento para NE a sub-horizontais e mergulhos da S_{n-1CRC} para SSE, é interessante notar que as lineações minerais, de feldspatos e de estiramento (L_x), se localizam muito próximas aos eixos da D_{nCRC} , (L_b) com direções NE/SW, enquanto que a lineação mineral de hornblenda está próxima aos flancos dessas dobras (Figura 40). Assim, os dados sugerem estiramento L_x paralelo ao eixo de dobra D_{nCRC} e D_{n+1CRC} , que deforma a foliação S_{n-1} e S_n em que ocorre orientação preferencial de hornblenda.

O domínio no extremo sudeste da seção B-B' corresponde apenas aos metassedimentos/paragnaisses metatexíticos do Terreno Embu (unidade paragnáissica), com ocorrência da Falha de Guararema-Taxaquara, ou Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCT), a maior, mais importante e representativa das seções apresentadas.

A foliação principal dos metassedimentos (S_{nME}) está subvertical neste domínio (Figura 41), com eixos de dobras na direção ENE/WSW com leves caimentos para NE a sub-horizontais.

Figura 41 - Domínio 4. Metassedimentos metatexíticos com foliação principal subverticais.

Nas seções, a S_n possui rumo do mergulho principalmente para NW e há coaxialidade de S_{n-1} e S_n . O rumo SE da S_{n-1} é totalmente transposto em S_n para NW, restando apenas relíquias da S_{n-1} observada na parte NW da seção B-B'. O eixo também é rotacionado no extremo SE da seção para ENE. Essa evolução da deformação pode representar rotação do bloco ou/e proximidade de um bloco rígido a SE.

4.2 Geocronologia U-Pb em zircão

Nesta seção são apresentados os dados geocronológicos U-Pb obtidos em zircão para as cinco amostras selecionadas do Complexo Rio Capivari (ANEXO C), compostas por dois exemplares de gnaisses granodiorítico (EMB59 e EMB60C), um gnaiss tonalítico (EMB60B), um gnaiss granítico (EMB70C) e um anfibolito gnaiss (EMB70B). As características morfológicas/tipológicas e idades representativas das amostras são abordadas nesta seção.

Ao todo foram realizados 183 *spots* em 178 cristais de zircão, com 30 a 39 cristais analisados por amostra. Os cristais ígneos, metamórficos (borda de grão ou não) e herdados são aqui apresentados. Pelas imagens de catodoluminescência (CL), os cristais ígneos e metamórficos são facilmente caracterizados, enquanto que os cristais herdados, que apresentam tipicamente morfologias internas ígneas (zoneamento oscilatório) e externas com maior grau de arredondamento dos cristais, só podem ser diferenciados diante do resultado da datação.

Em princípio, tentou-se realizar uma minuciosa análise da morfologia interna dos cristais através da imagem de CL e da relação desta com a localização do *spot*, já que em um mesmo grão é possível visualizar diferentes fases de formação internamente, com desenvolvimentos distintos entre as faces (PUPIN, 1980; BELOSOUVA et al., 2006). Além disso, foram feitos diagramas de temperatura comparativos aos trabalhos de Pupin (1980) e às tipologias observadas.

No entanto, os resultados das análises U-Pb resultaram idades significativamente homogêneas e não correlacionáveis aos tipos morfológicos separados, mas sim mostram relação com a morfologia externa (razão alongação) do cristal.

Assim, apenas duas das amostras apresentadas têm a morfologia de seus cristais detalhadas, uma vez que a tarefa de separação dos tipos para as demais amostras se provou relativamente subjetiva.

4.2.1 Gnaiss granodiorítico (EMB59)

4.2.1.1 Morfologia e tipologia de zircão

Os cristais de zircão provenientes do hornblenda biotita gnaiss granodiorítico metatexítico da amostra EMB59 (Figura 42) são geralmente euédricos, apresentam hábito prismático e razões de alongação que variam entre 1:2, 1:3 e 1:4. Os cristais possuem comprimento de 132 a 280 μm e são em sua maioria faturados e/ou com pequenas inclusões.

Figura 42 - Amostra de mão do gnaiss granodiorítico EMB59.

A estrutura interna dos cristais apresenta zoneamento contínuo, concêntrico, paralelo às faces. Apenas em um cristal foi observada presença de núcleo herdado, refletida na mudança do tipo de zoneamento e contornos arredondados para o núcleo xenomórfico (zircão T61.1, Figuras 44 e 45).

Os padrões de zoneamento são tipicamente ígneos, o que é também sugerido pela ausência de hábitos *soccer balls* (HOSKIN; SCHALTEGGER, 2003). Portanto, as idades U-Pb obtidas são interpretadas como representativas da idade de cristalização do protólito. Há cristais metamórficos com resposta de CL escura a negra, que sugerem maiores concentrações

de U ou Th (FOWLER, 2002). Alguns cristais (p. ex., 49.1, Figura 44) apresentam texturas de reabsorção, com recristalização (homogeneização) de parte do cristal.

Foram reconhecidos ao menos 4 tipos de estruturas internas principais, com presença de um núcleo herdado (61.1 - Figura 44), mas apenas os tipos 1, 2 e 4 foram alvo de análises via LA-MC-ICPMS (Figura 43 e 46). Todos os tipos apresentam terminações piramidais (Figuras 44 e 45). O tipo 1 apresenta formação principalmente prismática com um desenvolvimento significativo das faces (100) e (101), que sugerem temperaturas de 600 a 850 °C (PUPIN, 1980) (Figura 47). O tipo 2 apresenta melhor desenvolvimento das faces (211) e (110) e terminações mais facetadas em (211), com $(211) > (101)$ e $(211) = (101)$. O tipo 4, por sua vez, apresenta as faces (101) mais bem desenvolvidas em relação à (211), o que lhe atribui uma menor razão alongação (Figura 45).

Figura 43 - Tipos de zircão 1, 2 e 4 do gnaiss granodiorítico EMB59.

Figura 44 - Cristais de zircão do gnaiss granodiorítico EMB59 com localização do *spot* das análises radiométricas U-Pb em azul.

Figura 45 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Razão alongamento de zircão do gnaiss granodiorítico EMB59.

Com base nas tipologias e morfologias internas identificadas a partir das imagens de CL, com distinção das faces, fez-se diagramas da frequência dos tipos observados nos cristais e posteriormente da frequência dos tipos que foram atingidos pelos *spots*, ou seja, referente à qual tipo interno foi analisado (Figura 46), visto que, em alguns casos, um mesmo cristal pode apresentar variados tipos de morfologias internas, com desenvolvimento distinto das faces.

O tipo 1 é de longe o mais provado e o tipo 4 o segundo em frequência de análise nos *spots*.

Figura 46 - Médias das morfologias internas observadas em zircão do gnaiss granodiorítico da amostra EMB59.

O diagrama proposto para esta amostra (Figura 47) sugere temperaturas de 600 a 900 °C para cristalização desses cristais (PUPIN, 1980). O tipo 4 ocorre, principalmente, piramidal com as mais altas temperaturas de cristalização associadas (Figura 47).

Figura 47 - Tipologias de zircão observadas na amostra do gnaiss granodiorítico EMB59 segundo diagrama de Pupin (1980).

Pode-se notar associações levemente distintas com os diferentes teores em ppm de Th e U obtidos nas diferentes tipologias de zircão ígneos (Figura 48). O tipo 1 apresenta teores mais elevados de Th em relação ao tipo 4, em conjunto com o tipo 2. O tipo 4 se mantém mais homogêneo em relação Th e U, porém é levemente enriquecido em U em relação ao tipo 1. Todos os cristais apresentam valores das razões Th/U tipicamente ígneos (>0.1 , HOSKIN; SCHALTEGGER, 2003). O menor espalhamento da razão Th/U é referente ao tipo 4 (Figura 48). O cristal metamórfico analisado apresenta altos teores de Th e U, com 2116 e 4473 ppm, respectivamente — muito mais elevado que para os cristais ígneos.

Figura 48 - Diagramas composicionais no local do *spot* para concentrações de U e Th em ppm do gnaiss granodiorítico EMB59.

4.2.1.2 Idades U-Pb

Considerando-se as 28 análises realizadas na amostra, apenas um cristal apresentou idade metamórfica mais jovem em cristal com resposta totalmente enegrecida/escura nas imagens de CL (Figuras 44 e 45) e idade Neoproterozoica $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 560 ± 20 Ma (4.6% discordante). Esse foi o cristal que apresentou os maiores teores de Th e U em ppm, de 2115 e 4473 e razão 0.47. Os demais dados apresentaram idades médias $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ homogêneas, que, entretanto, podem ser divididas em dois grupos de idades paleoproterozoicas de acordo com o grau de discordância. Um grupo é composto por 16 análises com discordâncias inferiores a 10% (-0,1 a 9,6%, sete análises com discordância <5%) e possui idades superiores a 2400 Ma (exceto três análises). Outro grupo com idades inferiores a 2400 Ma é composto por 11 análises com discordâncias entre 13,5 e 21,3%, e predominância de discordância superior a 15%.

Ambos os grupos alinham-se ao longo da mesma curva de perda de Pb, que tem idades de intercepto superior de 2448 ± 24 Ma (Figura 49 - A), quando não ancorada à idade metamórfica, e idades de intercepto superior e inferior (ancoradas à idade metamórfica) de 2440 ± 14 Ma e 557 ± 26 Ma, respectivamente (Figura 49 - B).

A média de todas as idades ígneas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ paleoproterozoicas resultou em valor de 2401 ± 14 Ma (MSWD=1.5), com probabilidade de ajuste de 0,046 (Figura 49 - C); ao passo que a média das idades com discordância menor que 10% resultou em 2426 ± 15 Ma (MSWD=0.87) e probabilidade de ajuste de 0,60 (Figura 49 - D). A idade considerada como a mais representativa para esta rocha foi de 2426 ± 15 Ma (MSWD=0,87), idades paleoproterozoicas inferiores, do Sideriano. Uma vez que os cristais apresentam características estritamente ígneas (zoneamento oscilatório e razão Th/U>0.1), a idade é interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo para o gnaiss granodiorítico.

Figura 49 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o gnaiss granodiorítico EMB59. A - Idades discordâncias ancorada à idade metamórfica e probabilidade relativa para a amostra. B - Idade discordância de intercepto superior não ancorada à idade metamórfica. C - Médias relativas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para idades de cristalização siderianas para todas as análises realizadas. D - Médias relativas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para idades de cristalização siderianas de análises com menos de 10% de discordância.

4.2.2 Gnaiss tonalítico (EMB60B)

4.2.2.1 Morfologia e tipologia de zircão

Os zircões representantes do gnaiss tonalítico (EMB60B) (Figura 50) possuem variação no comprimento de 122 a 338 μm e tamanho médio de ~ 230 μm (Figura 50). A morfologia externa possui razão alongação de 1:2, 1:3 e 1:4 (Figura 52), geralmente apresentam-se fraturados e com as bordas arredondadas (Figuras 51 e 52). Todos os tipos

morfológicos exibem hábitos aparentemente ígneos, com zoneamentos oscilatórios e complexos internamente, sendo que os cristais na razão 1:3 e 1:4 ocorrem mais euédricos.

Figura 50 - Amostra de mão do gnaiss tonalítico EMB60B.

Imagens de CL revelam zoneamento oscilatório, recrystalização (homogeneização) nas bordas de alguns cristais e núcleos herdados (núcleos de xenocristais). Cristais com núcleos herdados possuem bordas distintamente zonadas, arredondadas ou homogeneizadas. O gnaiss tonalítico, comparativamente com o gnaiss granodiorítico sideriano anterior, expõe maior quantidade de cristais de zircão com as bordas aparentemente afetadas por eventos posteriores à cristalização, como sugerido pela alteração da resposta nas imagens de CL. A localização dos *spots* nos cristais e a razão alongação podem ser observadas nas figuras a seguir (Figuras 51 e 52).

Figura 51 - Cristais de zircão do gnaiss tonalítico EMB60B com localização dos *spots* das análises radiométricas U-Pb em azul.

Figura 52 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Razão alongação de zircão para o gnaiss tonalítico EMB60B.

Segundo as faces de crescimento interno (morfologia interna) de cristais que não apresentam imagens escurecidas de CL, foram descritas três tipologias principais, todas interpretadas como de origem ígnea. O tipo 1 é classificado como cristais mais alongados, iguais ou acima de 1:3 na razão alongação, com as faces $(100) > (110)$ e $(101) > (211)$, e, geralmente, presente nas partes mais centrais dos cristais, próximo aos núcleos (Figura 4.b 12). Ocorre ainda um subtipo 1 (tipo 1') que apresenta $(101) = (211)$, que gera sutil mudança de hábito. O tipo 2 constitui os maiores cristais em tamanho da amostra, também presente nos de maior razão alongação, mas com as faces $(100) < (110)$ e $(101) < (211)$.

Figura 53 - Tipologia de zircão para o gnaiss tonalítico EMB60B.

Geralmente o tipo 2 possui uma aresta adicional e se aproxima ao S2 da classificação de Pupin (1980) (Figura 55). Já o tipo 3 apresenta menores razão alongação e as faces $(101) >> (211)$ e $(100) = (110)$ (Figura 53). A Figura 54 apresenta o histograma de frequência das diferentes morfologias internas identificadas. Vale ressaltar que um mesmo cristal pode apresentar diferentes morfologias internas reveladas pela apreciação de imagens de CL.

Figura 54 - Todas as tipologias de zircão observadas no gnaiss tonalítico EMB60B e local do *spot* por cristal/análise, respectivamente.

Em comparação com a classificação de Pupin (1980), nota-se que os cristais do tipo 2 são produto de cristalização em mais baixa temperatura se comparados aos demais tipos (Figura 55). As temperaturas de cristalização para os cristais mais comuns na amostra (Figura 55) variam principalmente de 700 a 800 °C. Gráficos da concentração em ppm de Th e U no local dos *spots* também foram confrontados em relação com as tipologias observadas (Figuras 55 e 56).

Figura 55 - Tipologias de zircão observadas na amostra do gnaiss tonalítico (EMB60B) segundo diagrama de Pupin (1980). As “bolinhas” no tipo 1 representam o campo de maior ocorrência dos cristais da amostra.

As análises obtidas em porções recristalizadas ou homogeneizadas (tipo r) apresentam elevados teores de U em relação a Th, como o esperado, que implicam baixíssimas razões Th/U, entre 0.001 e 0.007 (Figura 56) e resultaram idades U-Pb neoproterozoicas (seção 4.2.2.2). Assim, esses cristais foram classificados como metamórficos com idade metamórfica de borda ou de núcleo, e caracteristicamente resposta escura/preta nas imagens de CL (Figuras 51 e 52).

Os cristais com respostas mais claras nas imagens de CL e presença de zoneamentos variados do tipo 1, 2 e 3 são interpretados como ígneos e apresentam quantidades de U relativamente parecidas, que, em sua maioria, não ultrapassam 400 ppm e razões Th/U tipicamente ígneas acima de 0.1. Os cristais do tipo 2 possuem levemente maior teor de Th, que decresce para os tipos 1 e 3 (Figura 56).

Figura 56 - Diagramas composicionais no local do *spot* para concentrações de U e Th em ppm do gnaiss tonalítico EMB60B.

4.2.2.2. Idades U-Pb

Foram realizadas 38 análises para a amostra, sendo que em alguns cristais mais de um *spot* foi efetuado (núcleo-borda) (Figura 57). Os cristais foram separados em três grupos distintos de idades (Figura 58 - A), que consistem em: um grupo mais jovem, de idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ metamórficas neoproterozoicas de 578 a 616 Ma (8 cristais); um grupo de idades intermediárias, composto por três cristais com idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 875, 1042 e 1192 Ma, respectivamente; e o maior grupo, de idades paleoproterozoicas (27 cristais), que possui idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2058 a 2182 Ma, muito homogêneas com predomínio de idades superiores a 2100 Ma.

O grupo 1, de idades neoproterozoicas, apresentou discordância reversa entre -2.8 e -0.2. O grupo 2, de idades intermediárias, principalmente mesoproterozoicas (três análises), apresentou-se o mais discordante (12,3%, 19,6%, e 23,4%, respectivamente). O grupo 3, de idades paleoproterozoicas, possui dois subgrupos de acordo com a discordância das análises, um composto por 14 análises com discordância variável entre 11,1% e 20,1% e outro composto por 13 análises com discordâncias inferiores a 10%. Todos os cristais analisados, com localização dos *spots* e respectiva idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ aparente separados em ígneos e metamórficos, podem ser visualizados na Figura 57.

Figura 57 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Cristais de zircão do gnaiss tonalítico EMB60B com localização do *spot* das análises radiométricas U-Pb em azul e distinção entre cristais ígneos e metamórficos.

As idades metamórficas neoproterozoicas apresentaram como melhor resultado a idade concórdia de 592.1 ± 7.8 Ma (MSWD = 0.023), ou seja, idades neoproterozoicas ediacaranas (Figura 58 - B). A idade da média relativa $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mínima dos cristais ígneos indica cristalização em 2144 ± 13 Ma (Figura 58 - C), e, considerando-se os erros, é relativamente próximo do valor da idade discórdia 2184 ± 16 Ma (MSWD = 0.26) (Figura 58 - D). Assim, os cristais representativos do gnaiss tonalítico EMB60B apresentam idades

paleoproterozoicas riacianas como a de cristalização do protólito ígneo do gnaiss tonalítico e idades neoproterozoicas ediacaranas para o metamorfismo associado.

Essas idades em diagramas concórdia compõem a curva discórdia de intercepto inferior em 592 ± 11 Ma, com perda de chumbo associada ao metamorfismo neoproterozoico sugestivo de altas temperaturas, pois este implicou reabsorção e recristalização dos cristais de zircão (Figura 58 - D). Neste caso, a idade de intercepto inferior deve ter significado geológico porque apresenta valores extremamente concordantes com a idade concórdia para os cristais metamórficos ou análise de borda.

Figura 58 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o gnaiss tonalítico EMB60B. A- Probabilidade relativa com todos os *spots* e idades discórdia para os três grupos de idade descritos; B- Idade concórdia para bordas e núcleos de cristais metamórficos, neoproterozoicas, mais novas (8 *spots*); C- Médias relativas das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais antigas, paleoproterozoicas (27 *spots*); D- Idades discórdia para os *spots* mais antigos (grupo 1) ancorado aos *spots* mais jovens (grupo 1, metamórficos), sem considerar o grupo intermediário (grupo 2).

4.2.3 Gnaiss granodiorítico (EMB60C)

4.2.3.1. Morfologia e tipologia de zircão

Foram analisados 39 cristais de zircão da amostra de gnaiss granodiorítico do afloramento EMB60 (Figura 59). Assim como as amostras anteriores, os cristais são em grande maioria prismáticos.

Morfologicamente, os cristais se apresentam com razões alongação de 1:2, 1:3 e 1:4 (Figura 60) e se encontram frequentemente fraturados e arredondados. A amostra exhibe grandes cristais com zoneamentos oscilatórios complexos, além de texturas de recristalização ou re-homogeneização nas bordas dos cristais (imagem escura CL). Adicionalmente, ocorrem zoneamentos irregulares com porções escuras dispostas difusamente, principalmente associadas às bordas.

Figura 59 - Amostra de mão do gnaiss granodiorítico EMB 60C.

Os cristais analisados podem ser divididos em dois grupos segundo a razão alongação: um composto por cristais prismáticos com razão alongação de 1:3 e 1:4 e tamanhos que variam de 200 a 395 μm (maiores cristais) (Figura 60); e outro grupo com cristais que apresentam razão 1:2 e tendem a ser mais bipiramidais (Figura 60), com tamanhos variáveis

de 100 a 175 μm . Em relação às imagens de CL, também foram separados em dois grupos os cristais da amostra, que refletem diferentes teores de Th e U dos *spots* analisados (Figura 61), e consequentemente cristais ígneos e metamórficos, com os últimos associados às imagens escuras (seção 4.2.3.2, Figura 62).

Figura 60 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Razão alongação dos cristais do gnaiss granodiorítico EMB60C.

Em diagramas com concentração de Th e U em ppm *versus* Th/U, os tipo 1 e tipo 2 foram classificados de acordo com a razão alongação, como tipo 1 = 1:2 e tipo 2 = 1:3 + 1:4.

Os cristais não apresentaram grandes variações distintas, exceto para o exemplar dos cristais escuros, que possui valor superior de U ppm em relação aos demais cristais (Figura 61). As maiores diferenças são observadas principalmente em relação aos cristais ígneos (claros) e metamórficos (escuros) (Figura 62), com claro enriquecimento de U em relação ao Th dos cristais metamórficos (Figura 61). Os cristais ígneos apresentam razões tipicamente ígneas de Th/U (>0.1), com variação de 0.27 a 1.34, e os cristais metamórficos baixos teores de Th, e consequentemente razões tipicamente metamórficas abaixo de 0.01 (RUBATO, 2002), entre 0.002 e 0.033.

Figura 61 - Diagramas composicionais no local do *spot* para concentrações de U e Th em ppm do gnaiss granodiorítico EMB60C. Distinção entre cristais metamórficos (esquerda-preto) e ígneos (direita-azul e vermelho).

4.2.3.2. Idades U-Pb

As idades U-Pb obtidas para as 39 análises realizadas na amostra formaram três grupos distintos (Figuras 62 e 63 - A). O primeiro grupo é composto pelas idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ metamórficas mais jovens (dez análises), que variam de 610 a 647 Ma, com discordância

reversa entre -3.6 a -9.6%, com dados obtidos majoritariamente em cristais prismáticos e ambos escuros (Figura 62). Uma das análises deste conjunto apresentou forte discordância de 17,8% e foi desconsiderada para o cálculo da idade. Esse grupo apresentou idades concórdia de $619,2 \pm 7,7$ Ma com $MSWD = 4.7$ (Figura 63 - B), registrando metamorfismo/recristalização contemporâneo aos cristais metamórficos do gnaiss tonalítico EMB60B.

Figura 62 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Cristais de zircão do gnaiss granodiorítico EMB60C com localização do *spot* das análises radiométricas U-Pb em azul e distinção entre cristais ígneos e metamórficos.

O segundo grupo é assumido aqui como cristais essencialmente magmáticos (como já evidenciado pelas imagens de CL e a alta razão Th/U dos *spots*) e preservam, assim, as idades de cristalização/formação da rocha protólito (Figura 63 - C e D). Há presença de

retrabalhamento nas bordas, evidenciada por porções escuras na CL e pelo leve arredondamento de alguns cristais. Esse grupo é composto por 25 análises, das quais onze são fortemente discordantes (9.5 a 34.8%, com valores mais altos desconsiderados no cálculo da idade) e 14 análises com discordância inferiores a 9.6% (com predominância de valores entre 1 e 2%).

As idades de herança formam o terceiro grupo correspondente a xenocristais (Figura 63 - A), com apenas quatro análises com discordâncias entre -3.4 e 13.3 e idades paleoproterozoicas e arqueanas.

Para todo o conjunto de dados, excetuando-se as idades mais discordantes neoproterozoicas e idades de herança, obteve-se idade de intercepto superior ancorada às idades metamórficas igual a 2184 ± 17 Ma (MSWD = 0.31) (Figura 63), com média equivalente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ coincidente de 2162 ± 14 Ma (MSWD = 0.38) (Figura 63 - D). A idade é considerada como a de cristalização do protólito da amostra, uma vez que são cristais ígneos originados no mesmo evento de cristalização e que a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é a que melhor representa idades acima de 1500 Ma.

Figura 63 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o gnaiss granodiorítico EMB60C Acima, cristais representantes de cada grupo, com xenocristais de diferentes graus de arredondamentos na interface núcleo/cristal; A – Discórdia para todos os grupos de análises da amostra; B – Idade concórdia para as idades metamórficas neoproterozoicas; C – Discórdia para idades de cristalização ancoradas às idades metamórficas; e D – Idades médias equivalente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os cristais ígneos/magmáticos.

4.2.4 Biotita anfibolito (EMB 70B)

4.2.4.1. Morfologia e tipologia de zircão

Os cristais de zircão provenientes do anfibolito da amostra EMB70B (Figura 64) marcam distinção em relação à morfologia externa, pois apresenta maior grau de arredondamento dos cristais como um todo (Figura 65).

Figura 64 - Amostra de mão para o anfibolito EMB70B.

Em média, os cristais estão menos fraturados em relação às amostras anteriores e apresentam razão alongação de 1:1 (arredondados), 1:2 e 1:3 em apenas quatro cristais (Figura 65). Todos os cristais variam no tamanho de 112 a 260 μm , com predominância média em torno de 180 μm de comprimento. A morfologia interna é composta por zoneamentos severamente complexos e difusos, com porções homogeneizadas quimicamente e partes claras e escuras em relações caóticas. Os *spots* foram realizados em ambas as partes.

Os cristais da amostra podem ser divididos em três grupos segundo a razão alongação: Tipo 1 = 1:1, Tipo 2 = 1:2 e Tipo 3 = 1:3. Apenas um cristal (6.1) apresentou resposta integralmente escura na imagem de CL (Figura 65) e não foi considerado para comparação entre os tipos citados. Em relação às concentrações de Th e U, não há clara tendência de

variação com a razão elongação (Figura 66). O que existe são cristais com maiores concentrações de Th e U em relação a outros, com razões Th/U levemente superiores para o tipo 2 (Figura 66).

Figura 65 - Imagens de lupa e catodoluminescência. Razão elongação dos cristais presentes no anfibolito gnaiss (EMB70B).

Figura 66 - Diagramas composicionais no local do *spot* para concentrações de U e Th em ppm segundo as razões elongação dos cristais do anfibólito (EMB70B).

As razões Th/U, de forma geral, indicam valores ígneos, com variação de 0.11 a 0.44. Assim, comparativamente aos cristais analisados nas outras amostras, observa-se alta homogeneidade dos tipos e dos dados isotópicos obtidos.

4.2.4.2. Idades U-Pb

Das 39 análises realizadas, apenas uma apresentou discordância superior a 10% (análise 34.1, com 13%). Dentre as demais análises, 28 apresentaram discordâncias entre 5 e 9.6% e o restante (10 análises) apresentou discordância abaixo de 5%. Do total das análises, apenas uma, com discordância reversa de -0.1%, possui idade neoproterozoica $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ de 488 ± 73 Ma (cristal integralmente escuro), cujo significado geológico parece incerto dado o erro elevado da idade.

O intercepto superior da concórdia indica idade de 2201 ± 40 Ma (MSWD = 0.16) (Figura 67 - A). Mas a idade que melhor representa o conjunto amostral das análises para o anfibólito é formada pelas médias relativas de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Figura 67 - B), que considera todas as análises realizadas, exceto o cristal com idade neoproterozoica, e apresenta valor de 2137 ± 9.6 Ma e MSWD = 1.00. Essas idades riacianas são condizentes com as

idades riacianas interpretadas como a idade de cristalização do protólito ígneo para o gnaiss tonalítico (EMB60B) e o gnaiss granodiorítico (EMB60C) anteriormente descritos, mas, no caso do anfibolito, não se pode afirmar o mesmo. Os cristais se apresentam altamente “retrabalhados”, arredondados, e podem ter sido capturados da rocha hospedeira (xenocristais) no processo de intrusão do litotipo básico; assim, são considerados como os cristais ígneos “presentes” no anfibolito e não como idade de cristalização do protólito da amostra. Por outro lado, alguns cristais apresentam zoneamento interno oscilatório (“*oscillatory zone*”), que colabora para uma origem ígnea na rocha hospedeira destes cristais.

Figura 67 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o anfibolito gnaiss EMB70B. Idades para os cristais presentes no anfibolito (EMB70B).

4.2.5. Gnaiss granítico (EMB70C)

4.2.5.1. Morfologia e tipologia de zircão

Os cristais de zircão do gnaiss granítico da amostra EMB70C (Figura 68) apresentam tamanhos entre 107 e 306 μm de comprimento, com maior frequência em torno de 200-250 μm (Figura 69). Externamente, expõem aspectos de retrabalhamento crustal devido ao grau de

arredondamento e fraturamento superior a todas as amostras anteriores, principalmente em relação às bordas dos grãos (Figura 69). As razões elongação para a amostra são de 1:1 (arredondados), 1:2, 1:3, 1:4 e 1:5; os dois últimos com apenas um representante cada (Figura 69).

Figura 68 - Amostra de mão do gnaiss granítico EMB70C.

A morfologia interna é marcada por zoneamentos oscilatórios regulares e irregulares, complexos e textura de homogeneização do sistema em manchas escuras difusas no cristal na imagem de CL. Além de fortes variações de tons núcleo/borda, que demonstram retrabalhamento com perdas (ou mobilidade) de elementos pesados como, por exemplo, U ou Th. Texturas de homogeneização e reabsorção (Figura 69) e presença de muitos núcleos herdados (*e.g.* 1.1, 7.1, 8.1, 25.1, 32.1 e 35.1, Figura 69) são recorrentes.

Figura 69 - Imagens de lupa e catodoluminescência comparativas. Razão alongação de zircão do gnaiss granítico EMB70C com localização do *spot* das análises radiométricas U-Pb em azul.

Até mesmo os cristais que apresentam razão Th/U tipicamente ígneas (>0.1) (Figura 70), que representariam a idade de cristalização do protólito ígneo, possuem tons de cores escuras (preto e cinza), diferentemente das demais amostras, que apresentam esses tons exclusivamente para cristais de idades metamórficas mais jovens. Ao contrário, o único cristal de idade metamórfica do gnaiss granítico EMB70C apresenta resposta de CL em cinza claro.

De acordo com a razão alongação, foram separados cinco tipos (Figuras 69 e 70), nos quais onze cristais que apresentam razão Th/U <0.1 definem os tipos 1 e 2, com predominância do último. Seis e quatro análises apresentaram valores negativos para as concentrações em ppm de Th e U, respectivamente, e correspondem a análise com valores abaixo do limite de detecção, os quais não foram considerados para montar os diagramas (Figura 70).

Figura 70 - Diagramas composicionais no local do *spot* para concentrações de U e Th em ppm segundo o tipo de razão alongação dos cristais do granito gnaiss EMB70C.

4.2.5.2. Idades U-Pb

Foram realizadas 36 análises para o gnaiss granítico da amostra EMB70C, das quais apenas uma apresentou idade mais jovem de metamorfismo ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 698 ± 35 Ma) com elevada discordância (59,3%) e, por isso, sem significado geológico. Idades de herança em núcleos herdados dos cinco cristais arqueanos identificados indicam valores de 2.6 a 3.1 Ga, com discordâncias entre 3,7 e 6%.

Os 30 cristais restantes possuem aspecto ígneo, com hábito prismático, zoneamento oscilatório regular e irregular (Figura 71) e exibem idades com discordâncias entre 5 e 15%, com predominância de valores inferiores a 10%.

Em diagrama concórdia, a idade de intercepto superior ancorada à idade metamórfica com elevada discordância para esses cristais tipicamente ígneos é 2027 ± 13 Ma (MSWD = 0.90) (Figura 71 - A), que é algo mais jovem se comparada à idade de intercepto não ancorada (2051 ± 34 Ma, com MSWD = 0.84) (Figura 71 - B). Como a idade metamórfica apresenta alta discordância, a idade discordia considerada para os cristais ígneos da amostra corresponde ao valor sem amarração a esta idade, com intercepto inferior em 716 ± 370 Ma (sem significado).

A média relativa das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ resultou em 2014 ± 11 Ma (MSWD = 1,08) (Figura 71). Considera-se aqui a idade paleoproterozoica orosiriana mais jovem (2014 Ma)

entre todas as anteriores como a representativa desse litotipo, ou seja, como a idade de cristalização do protólito do gnaiss granítico (EMB70C).

Figura 71 - Resultados da geocronologia U-Pb em zircão para o gnaiss granítico EMB70C. Cristais

considerados para análise da idade U-Pb do gnaiss granítico. Probabilidade relativa para todas as idades exceto a idade metamórfica. Idades discordia ancorada (A) e não ancorada (B) à idade metamórfica e média relativa das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os cristais ígneos, com indicação da idade de cristalização do protólito do gnaiss granítico orosiriano.

4.3 Geoquímica de Rocha Total

As rochas que compõem o CRC sugerem preservar em boa parte as assinaturas químicas originais do protólito, uma vez que a classificação de campo e petrográfica apresentam grandes semelhanças com a classificação em diagrama composicional (Figura 72). Além disso, o uso de elementos traços (ET), principalmente quando associados a razões de elementos mais imóveis (HFS e ETRP), são importantes no aspecto de relacionar o protólito à origem magmática, porque independem do grau de anatexia e metamorfismo que a rocha possa ter sido submetida. Mesmo quando expostas a alto grau metamórfico e com evidências de fusão parcial, as rochas podem gravar as assinaturas geoquímicas representativas do protólito se não ocorrer extração significativa de fundido (CIOFFI et al., 2012, 2016).

A seguir, as rochas que nesta dissertação foram apresentadas como ortognaisses migmatíticos de composições graníticas a tonalíticas serão referidas como granito gnaisses, granodiorito gnaisses e gnaisses tonalíticos, para facilitar a distinção química entre as amostras.

4.3.1 Elementos maiores e menores

O Anexo D apresenta os resultados de elementos maiores, menores e traços obtidos para amostras representativas do Complexo Rio Capivari. Os litotipos foram divididos de acordo com o observado em campo/petrografia e separados em granitos gnaisses, granodioritos gnaiss, hornblenda gnaisses tonalíticos, hornblenda gnaisses dioríticos e anfíbolitos/metamáficas.

Trata-se de ortogneisses migmatíticos e, portanto, as rochas sofreram fusão parcial e podem não representar a composição total em volume do protólito, devido ao possível fracionamento do fundido originado nesse processo. No entanto, a abordagem utilizada é a mesma empregada para o tratamento de rochas ígneas, uma vez que a concordância entre a classificação petrográfica e geoquímica dos litotipos (Figura 72) é indicativa de que esses migmatitos podem ser analisados segundo suas características ígneas (*e.g.* BEESON, 1978; WATTERS, 1983; ONYEAGOGA, 1986; WEBER; HECHT, 2003; GOSWAMI, 2014).

Figura 72 - Classificação de elementos maiores e menores em rocha total (DE LA ROCHE et al., 1980) para as amostras do Complexo Rio Capivari.

As amostras recobrem uma ampla variação nos teores de SiO_2 (46% a 74%) (Figuras 72 a 75). Os teores de SiO_2 dos granitos gnaisses (65% a 74%), assim como dos granodioritos gnaisses (66% a 73%), geralmente são acima de 69% e correspondem a onze amostras. Duas amostras enriquecidas em bandas de leucossoma tonalítico de hornblenda gnaisses tonalíticos metatexíticos apresentam teores de 64% e 65% de SiO_2 . Os teores intermediários (53% e

57%) correspondem a duas amostras de hornblenda gnaisses dioríticos e os teores mais baixos de SiO_2 são representados por duas amostras de anfibolito (Figura 73).

As amostras do grupo dos granitos gnaisses são francamente peraluminosas e discretamente peraluminosas para os granodioritos gnaisses (ISA entre 1,00 e 1,24) (Figura 73). As demais amostras são metaluminosas (ISA entre 0,58 e 0,95) com presença de mineralogia rica em hornblenda (Figura 73).

Segundo a classificação proposta por Frost et al. (2001), a maior parte das amostras pertence à série Magnésiana. Entretanto, duas amostras de granitos gnaisses pertencem à série Ferroana. Em diagramas $(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}-\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2 , a maioria das amostras situa-se entre as séries cálcio-alcálica e álcali-cálcica, com clara tendência álcali-cálcica exibida pelos granitos gnaisses e hornblenda gnaisses dioríticos. Esses gnaisses dioríticos são formados principalmente por neossoma máfico. As tendências químicas cálcio-alcálicas dos elementos maiores ficaram restritas, principalmente, aos granodioritos gnaisses (Figura 73).

O conjunto total das amostras sobrevém em grande parte nos campos geoquímicos delimitados pelos batólitos cordilheiranos (campos em cinza claro na Figura 73) investigados por Frost et al. (2001). Os granitos e granodioritos gnaisses apresentam afinidades químicas que coincidem com as afinidades da maioria das amostras dos batólitos cordilheiranos (FROST et al., 2001). As duas amostras de granitos gnaisses com assinatura ferroana, metaluminosa e álcali-cálcica são distintas do restante do conjunto apenas pela classificação geoquímica. Os hornblenda gnaisses tonalíticos correspondem à série magnésiana, metaluminosa e álcali-cálcica e cálcica. O caráter magnésiano, metaluminoso e álcali-cálcico dos hornblenda gnaisses diorítico é típico de rochas com fontes mantélicas para o protólito segundo Frost et al. (2001).

Diagramas Harker (Figura 74) revelam correlações negativas para todo o conjunto de óxidos de elementos maiores e menores, porém há maior espalhamento para as tendências de

Al_2O_3 e P_2O_5 . Teores de FeO , MgO e TiO_2 refletem as abundâncias relativas de minerais máficos, principalmente hornblenda e biotita. As correlações positivas observadas para K_2O e Na_2O refletem a riqueza em feldspato alcalino das amostras de composição estritamente granítica, com maiores concentrações de K_2O e amostras granodioríticas com teores de Na_2O mais elevados em relação aos de K_2O . O número de magnésio ($\text{Mg\#}$) é relativamente similar em todas as amostras, com exceção dos dois granitos da série ferroana que apresentam valores mais baixos (Figura 75).

Figura 73 - Diagramas de classificação composicional com discriminação dos campos dos batólitos cordilheiranos de Frost et al. (2001) em cinza.

Figura 74 - Diagramas Harker de elementos maiores utilizando a sílica como índice de diferenciação para as amostras do Complexo Rio Capivari.

Figura 75 - Número de magnésio em relação a sílica para as amostras dos Complexo Rio Capivari, legenda na Figura 74.

4.3.2 Elementos traços

4.3.2.1 Elementos terras raras

Os granitos gnaisses possuem maiores concentrações de elementos terras raras (ETR) totais, que variam de 319 a 1230 ppm, com as maiores concentrações referentes aos granitos gnaisses da série ferroana. Os granodioritos gnaisses apresentam concentrações de ETR totais entre 80 e 445 ppm, os hornblenda gnaisses tonalíticos entre 67 e 720 ppm, os hornblenda gnaisses dioríticos entre 115 e 462 ppm e os anfibolitos com menores concentrações entre 47 e 63 ppm. Em diagrama de ETR normalizado pelo condrito (MCDONOUGH; SUN, 1995 Figura 76), todas as amostras apresentam padrão de fracionamento semelhante. As exceções são as amostras de anfibolito, que se apresentam menos fracionadas, com perfis *flat* de ETR (quantidades equivalentes de ETRP e ETRL) e sem anomalia negativa de Eu (Figura 77).

Os granitos gnaisses são enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), como mostram os perfis de ETR da Figura

76 e é evidenciado pelos elevados valores das razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ (índice $_N$ normalizado pelo condrito) e $\text{La/Sm}_{(N)}$, com valores entre 11-115 e 3-10, respectivamente (Figura 76). Os granodioritos gnaisses possuem razões $\text{La/Yb}_{(N)}$ e $\text{La/Sm}_{(N)}$ com valores entre 16-65 e 4-6, respectivamente (Figura 76). E, assim, apresentam os perfis de ETR mais empobrecidos em ETRP (Figura 77).

Os valores das anomalias negativas de $\text{Eu}^* = [\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{0.5}]$ são variados para o conjunto de amostras, com as maiores anomalias referentes ao grupo dos granitos gnaisses ($\text{Eu}^* = 0,20-0,65$) e as anomalias mais discretas pertencentes ao grupo dos granodioritos gnaisses e hornblenda gnaisses tonalíticos e dioríticos ($\text{Eu}^* = 0,59-1,04$) (Figura 77).

Figura 76 - Perfis de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito C1 de McDonough e Sun (1995) para as amostras estudadas do Complexo Rio Capivari.

Figura 77 - Anomalias de Eu* distribuído pela sílica, mais negativas para os granitos gnaisses, e variações de razões importantes entre ETR leves (La), ETR médios (Sm) e ETR pesados (Yb), com os granitos gnaisses mais enriquecidos em ETR leves. Legenda na Figura 76.

4.3.2.2 Elementos traços LIL e HFS

Os elementos incompatíveis com grandes raios catiônicos, LIL (*large ion lithophile*), tendem a ter maior mobilidade (maior grau de incompatibilidade) em processos de alteração e fusão parcial, enriquecendo a fase fundida, e, portanto, tendem a se concentrar na crosta terrestre. Em contrapartida, os elementos incompatíveis HFS (*high field strength*), com alta carga e pequeno raio iônico (fortes ligações químicas), também são enriquecidos em rochas crustais, mas se comportam como elementos imóveis durante a maioria dos processos de alterações metamórficas e hidrotermais (FAURE, 1995, DICKINS, 2005).

Os elementos traços normalizados pelos valores do manto primitivo (MCDONOUGH; SUN, 1995, Figura 78) apresentam semelhantes perfis para todos os grupos de amostras. Os granitos gnaisses apresentam maior concentração total dos elementos traços (ET) (e ETR) e anomalias negativas acentuadas de Ba, Nb, P e Ti, com discretas anomalias positivas de U. Os granodioritos gnaisses apresentam discretas anomalias negativas de Pb, P e Dy, e positiva de

U, com empobrecimento nos elementos Ti, Dy, Y, Yb e Lu, assim como em todos os ETRP.

Igualmente a todos os grupos, anomalias negativas de Nb ocorrem para os anfibolitos.

Figura 78 - Spidergram de elementos traços para as amostras do Complexo Rio Capivari normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995).

Em diagramas Harker dos ET e razões importantes de Rb/Sr, Nb/La e Th/U (Figura 79), pode-se notar que os granitos gnaisses apresentam concentrações superiores tanto de elementos LIL, como Rb e Sr, por exemplo, quanto de elementos HFS, como Nb e Th, e, assim, exibem os maiores valores das razões Rb/Sr e Th/U. A razão Nb/La é, para a grande maioria dos dados, $\ll 1$. Os hornblenda gnaisses tonalíticos e dioríticos e os anfibolitos expõem as menores concentrações de elementos LIL e HFS, com os menores valores dessas razões (Figura 79).

A geoquímica de rocha total (RT), com predominância de rochas félsicas ácidas com teor de $\text{SiO}_2 > 65\%$ e presença de dois anfibolitos, revela afinidades compatíveis com magmas graníticos a tonalíticos, com ocorrência subordinada de magmas básicos toleíticos

(anfíbolitos). As assinaturas são predominantemente magnésiana, calci-alcalina a álcali-cálcica (dentro do campo dos batólitos andinos) e peraluminosa a metaluminosa. As baixas (ou ausentes) anomalias negativas de Eu^* para os granodioritos gnaisses e hornblenda gnaisses tonalíticos e dioríticos sugerem que a fonte dessas rochas seja máfica (sem plagioclásio na fonte), uma vez que a presença de plagioclásio na fonte reteria o Eu e originaria uma anomalia negativa bem marcada, como apresentado pelas amostras de granito gnaisses (Figura 76).

Figura 79 - Diagramas Harker para elementos traços (ETRL = ETR leves) e razões isotópicas Th/U e Rb/Sr.

4.4 Geoquímica isotópica

4.4.1 Isotopia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total

4.4.1.1 Isotopia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

A TABELA 10 apresenta os resultados obtidos para análises isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total das amostras analisadas. O granito gnaiss orosiriano (EMB70C) apresenta valor muito alto de Rb em análises rocha total, que resulta em alta razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{m})}$ (medida). Ainda que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{m})}$ (medida) seja igualmente alta, há uma aparente supercorreção que resulta em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{i})}$ (iniciais) de 0,683114, cujo significado geológico é duvidoso. Dessa forma, a amostra não é considerada na apreciação dos dados.

A amostra EMB69C, apesar de considerada para apreciação dos dados, também sugere supercorreção para o cálculo da razão pouco radiogênica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{i})}$ igual a 0.703782, com valor próximo ao granodiorito gnaiss sideriano (Figura 80). Assim como a amostra EMB70C, esta apresenta altas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{m})}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{m})}$ (TABELA 10), que podem refletir em supercorreção dos valores iniciais das razões de Sr.

A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{i})}$ calculada a partir da regressão de todo o conjunto de dados válidos resulta em valor 0.7171 (Figura 80A), ao passo que a razão inicial obtida a partir da regressão somente para as amostras riacianas resulta em valor ainda mais radiogênico de 0.7233 (Figura 80A). As regressões, aparentemente, não têm significado geocronológico, uma vez que as idades calculadas para todo o conjunto (1988 Ma) e para as amostras riacianas (1788 Ma) apresentam elevados erros (560 e 380 Ma, respectivamente) (Figura 80A).

As amostras podem ser divididas, a grosso modo, em dois conjuntos distintos segundo as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{i})}$ calculadas para as idades U-Pb (Figura 80B). Um contendo a amostra do

granodiorito gnaissé sideriano (EMB59), com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ pouco radiogênicas de 0,7035, e um segundo grupo que engloba o restante das amostras consideradas e apresenta valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ mais radiogênicos, entre 0,7152 e 0,7215 (Figura 80B).

Tabela 10 - Resultados obtidos para isotopia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em rocha total

AMOSTRA	Rb	Sr	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	Erro (2 σ)	Idade U-Pb (Ma)	Idade base de cálculo (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$
Granodiorito Gnaissé Sideriano EMB59	45.10	468.50	12.55	46.19	0.271753	0.713068	0.000055	2426	2430	0.703527
Gnaissé Tonalítico Riaciano EMB60B	89.40	231.40	24.88	22.82	1.090642	0.755363	0.000060	2144	2150	0.721553
Granodiorito Gnaissé Riaciano EMB60C	143.50	292.60	39.94	28.85	1.384477	0.762508	0.000051	2162	2150	0.719588
Anfibolito EMB61B	8.30	181.30	2.31	17.88	0.129237	0.721923	0.000064	-	2150	0.717917
Granito Gnaissé EMB69C	199.80	194.00	55.61	19.13	2.907380	0.793913	0.000064	-	2150	0.703782
Granito Gnaissé EMB69D	127.10	187.50	35.38	18.49	1.913605	0.774574	0.000060	-	2150	0.715251
Anfibolito EMB70B	33.40	111.40	9.30	10.98	0.846388	0.744228	0.000027	2143	2150	0.717989
Granito Gnaissé Orosiriano EMB70C	217.40	111.70	60.51	11.01	5.494326	0.842193	0.000071	2014	2010	0.683114

Figura 80 – A - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$ medido por amostra (EMB70C desconsiderada) e isócrona como linha de tendência para as amostras consideradas (reta preta) e apenas para as amostras riachianas (reta verde tracejada). B - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ inicial calculado a partir das idades U-Pb de cristalização dos protólitos.

4.4.1.2 Isotopia $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

A TABELA 11 apresenta os resultados obtidos com os isótopos de Nd em rocha total das amostras selecionadas. Rochas crustais apresentam geralmente valores médios da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,10 e 0,12 (DANTAS et al., 2002), com intervalo aceitável entre 0,09 e 0,13 (DICKINS, 2005) para as amostras consideradas (Figura 81). Qualquer valor que fuja consideravelmente do intervalo supramencionado indica potenciais problemas de fracionamento da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ via, por exemplo, fracionamento de fases portadoras de Sm ou Nd (*e.g.* apatita, allanita).

As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ das amostras analisadas variam de 0,086 a 0,231 (granodiorito gnaiss riachiano EMB60C e anfibolito EMB70B, respectivamente). Todos os resultados fora do intervalo comumente aceitável foram descartados da apreciação que se segue, a saber, dois anfibolitos (EMB70B e 61B) e um gnaiss tonalítico riachiano, por apresentarem valores >0.13 para a razão. Apesar de a amostra do granodiorito gnaiss riachiano (EMB60C) apresentar

valor inferior a 0,09 da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.086), foi considerada na apreciação dos dados devido à grande proximidade com o valor inferior do intervalo considerado como aceitável.

Em diagramas $T_{\text{DM(Nd)}}$ estágio único vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, há clara tendência linear indicativa de fracionamento da razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ nas amostras estudadas, exceto os exemplares de anfibolitos (Figura 81). As idades modelo calculadas em dois estágios exibem maior espalhamento em relação à razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e parecem ter sido menos afetadas por eventos de fracionamento intracrustais (Figura 81). Porém, as idades $T_{\text{DM(Nd)}}$ para dois estágios apresentam-se ligeiramente superiores ao valor calculado para um estágio (TABELA 11), o que pode indicar perturbações no sistema isotópico, pois a $T_{\text{DM(Nd)2}}$ para dois estágios geralmente se apresenta igual ou inferior à $T_{\text{DM(Nd)1}}$ com evolução em apenas um estágio.

Dentre as amostras consideradas (cinco ao total), o granodiorito gnaiss sideriano, mais antigo (2426 Ma, EMB59), é o único com valor positivo de ϵ_{Nd} (+3,8 para a idade U-Pb de cristalização e +0,2 para 2150 Ma). Vale ressaltar a proximidade entre as idades modelos (2505 Ma) e a idade radiométrica U-Pb de cristalização magmática do protólito (2426 Ma). Tal fato valida os valores positivos de ϵ_{Nd} e indica fonte juvenil para o protólito da amostra (Figura 82).

As demais amostras representativas do Complexo Rio Capivari apresentam valores de ϵ_{Nd} negativos (Figura 82), que variam entre -10,4 e -3,8. O granito gnaiss mais jovem, orosiriano (EMB70C), apresenta valores que marcam o extremo negativo (-10,4), enquanto que o granodiorito gnaiss riaciano (EMB60C) apresenta os valores menos negativos (-3,8) (Figura 82).

Tabela 11 - Resultados obtidos para isotopia $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total. Valores em itálico foram desconsiderados (vide texto)

Tabela 11 – Resultados obtidos para isotopia $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total. Valores em itálico foram desconsiderados (vide texto)								
Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{m})}$	Idade U-Pb (Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{tGa})}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(2,15\text{Ga})}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(590\text{ Ma})}$
Granodiorito Gnaiss Sideriano EMB59	2.72	17.5	0.097894	0.511248	2426	0.509680	0.509862	0.510869
Gnaiss Tonalítico Riachão EMB60B	2.84	12	<i>0.149060</i>	<i>0.511321</i>	<i>2144</i>	<i>0.509216</i>	<i>0.509210</i>	0.510745
Granodiorito Riachão EMB60C	4.99	36.5	0.086106	0.510867	2162	0.509641	0.509648	0.510534
Granodiorito Gnaiss EMB61A	11.03	74.1	0.093752	0.510845	Não tem	0.509517	0.509517	0.510482
<i>Anfibolito EMB61B</i>	<i>2.56</i>	<i>10.1</i>	<i>0.159641</i>	<i>0.512562</i>	<i>Não tem</i>	<i>0.510302</i>	<i>0.510302</i>	0.511945
Granito Gnaiss EMB69C	48.56	282.2	0.108379	0.511065	Não tem	0.509530	0.509530	0.510646
<i>Anfibolito EMB70B</i>	<i>3.82</i>	<i>10.4</i>	<i>0.231342</i>	<i>0.512526</i>	<i>2143</i>	<i>0.509261</i>	<i>0.509250</i>	0.511632
Granito Gnaiss Orosiriano EMB70C	10.98	58.7	0.117812	0.511060	2014	0.509498	0.509392	0.510604
Amostra	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(\text{tdm})}$	$\epsilon_{\text{Nd}(\text{tGa})}$	$\epsilon_{\text{Nd}(2,15\text{Ga})}$	$\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$	$T_{\text{DM}(\text{Nd})2}$ (Ma)	$T_{\text{DM}(\text{Nd})1}$ (Ma)	
Granodiorito Gnaiss Sideriano EMB59	-27.1	2.6	3.8	0.2	-19.7	2505	2491	
Gnaiss Tonalítico Riachão EMB60B	-25.7	0.9	-12.6	-12.6	-22.1	3612	4267	
Granodiorito Riachão EMB60C	-34.5	1.9	-3.8	-4.0	-26.2	2910	2712	
Granodiorito Gnaiss EMB61A	-35.0	1.6	-6.6	-6.6	-27.3	3123	2911	
<i>Anfibolito EMB61B</i>	<i>-1.5</i>	<i>3.8</i>	<i>8.8</i>	<i>8.8</i>	<i>1.3</i>	<i>1863</i>	<i>1653</i>	
Granito Gnaiss EMB69C	-30.7	1.6	-6.3	-6.3	-24.1	3102	2998	
<i>Anfibolito EMB70B</i>	<i>-2.2</i>	<i>1.0</i>	<i>-11.8</i>	<i>-11.8</i>	<i>-4.8</i>	<i>3541</i>	<i>-5505</i>	
Granito Gnaiss Orosiriano EMB70C	-30.8	1.3	-10.4	-9.0	-24.9	3327	3297

Figura 81 - Diagrama $T_{\text{DM(Nd)}}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ com todas as amostras analisadas para um (1°) estágio de evolução. B - idade modelo para dois (2°) estágios de evolução apenas com as amostras consideradas. O campo cinza indica os valores aceitáveis de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (vide texto).

A Figura 82 apresenta o diagrama ϵ_{Nd} vs. tempo (Ga) com discriminação das amostras consideradas. Tanto as amostras riachanas quanto as orosirianas apresentam $\epsilon_{\text{Nd}(2.15)}$ (calculados para 2150 Ga) negativos. O granodiorito gnaiss sideriano (EMB59) é o único que apresenta $\epsilon_{\text{Nd}(2.15)}$ positivo, o que sugere que o evento mais antigo de acreção do Complexo Rio Capivari foi marcado pela contribuição de material juvenil.

Figura 82 - Diagrama da evolução crustal das amostras analisadas, exceto a EMB70C. Grupos de idades riachianas e amostra sideriana (EMB59) estão indicados.

4.4.1.3 Considerações genéticas

A apreciação conjunta dos dois sistemas isotópicos apresentados revela dois grupos distintos segundo as razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (Figura 83): um composto pelo granodiorito gnaiss sideriano (EMB59) e um granito gnaiss (EMB69C), com razões iniciais de Sr abaixo de 0,705 e $\epsilon_{Nd(2,15)}$ variável (+0.2 e -6.3, respectivamente); e outro grupo composto pelas demais amostras que define distribuição linear, com $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ em torno de 0.720 e $\epsilon_{Nd(2,15)}$ de -4.0.

Figura 83 - Diagrama $\epsilon_{Nd(2,15)}$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ com todas as amostras analisadas em ambos os métodos, inclusive as amostras desconsideradas (anfibolitos e gnaiss tonalítico riachão).

Ao não se considerar os anfibolitos, nem o gnaiss tonalítico riachão, o $\epsilon_{Nd(2,15)}$ varia apenas entre -6.3 e +0.2 (Figura 83). As amostras riachão apresentam espalhamento restrito dos valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$, que, combinado com a relativa ampla variação nos valores de $\epsilon_{Nd(2,15)}$, sugere o retrabalhamento de reservatórios com diferentes tempos de residência crustal, porém com comportamento semelhante em relação aos isótopos de Sr. Dado o caráter radiogênico dos isótopos de Sr, é sugestivo que as rochas do complexo não tenham sofrido retrabalhamento intenso pós-cristalização. Eventos de fusão parcial, por exemplo, poderiam levar a um empobrecimento em Rb, com consequente retardamento da produção de ^{87}Sr radiogênico e este não parece ser o caso das rochas em apreço.

4.4.2 Geoquímica isotópica pontual

4.4.2.1 Isotopia Lu-Hf em zircão

A TABELA 12 apresenta o resumo de todos os resultados obtidos nas determinações isotópicas pontuais Lu-Hf em cristais de zircão.³

Todos os 55 *spots* foram realizados em cristais ígneos (magmáticos), sempre que possível nos mesmos locais em que foram tomadas análises radiométricas U-Pb, e, assim, apresentam alta resolução espacial e possibilidade de apreciação conjunta dos resultados (U-Pb e Lu-Hf) para identificação de padrões nas amostras ou contribuições de distintas fontes (YUAN et al., 2008; GERDES; ZEH, 2009; KEMP, 2009; MATTEINI et al., 2010). Além desses, sete cristais (*spots*) herdados foram analisados (TABELA 12).

Considerando-se os litotipos analisados, os resultados são divididos conforme segue: onze análises para o granodiorito gnaissé sideriano (EMB59), gnaissé tonalítico riaciano (EMB60B) e o anfíbolito (EMB70B); nove para o granodiorito gnaissé riaciano (EMB60C); seis para o granito gnaissé orosiriano e sete em cristais herdados. Os cristais do granito gnaissé orosiriano e os herdados são os únicos que apresentam variações nos valores das razões isotópicas $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(m)}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(m)}$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(T)}$ em relação à idade (Figura 84). Estes mostram correlação negativa com os dados $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(m)}$ para o granito gnaissé (0.00014 a 0.00163) e positiva para os cristais herdados (0.00031 a 0.00157) (Figura 84). Para todos os outros cristais há forte espalhamento das diferentes razões para um mesmo evento de cristalização, o que sugere contribuições de fontes distintas na geração de um dado litotipo. Os cristais do anfíbolito (EMB70B) apresentam amplo espalhamento dos valores, o que indica contaminação crustal desse magma máfico.

³ Ver ANEXO E para consulta a todos os resultados obtidos.

As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ em porções de sobrecrecimento no zircão sempre tendem a apresentar valores mais altos em relação às porções mais antigas, sem sobrecrecimento. Isso ocorre devido à incorporação de ^{176}Hf radiogênico nas bordas com o sobrecrecimento no cristal (GERDES; ZEH, 2009).

As razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(\text{m})}$ para os cristais do granodiorito gnaissé sideriano (0.00050 a 0.00101) são as mais homogêneas entre as análises realizadas. Comparativamente, o gnaissé tonalítico e o granodiorito gnaissé riácianos apresentam valores das razões isotópicas $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{(\text{m})}$ (0.00084 a 0.00033), $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(\text{m})}$ (0.28121 a 0.28143) e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(\text{T})}$ (0.28119 a 0.28141) levemente inferiores aos valores do granodiorito gnaissé sideriano (EMB59). As razões Th/U para a maioria dos *spots* de análises U-Pb confirmam o caráter ígneo dos cristais (>0.2), com exceção de dois cristais do granito gnaissé orosiriano (EMB70C) (5.1 e 11.1), que apresentam valor de 0.07 e 0.06, respectivamente (Figura 84). O granodiorito gnaissé e o gnaissé tonalítico riáciano apresentam os maiores valores dessa razão. (Figura 84).

Figura 84 - Diagramas com razões Lu/Hf, Hf/Hf e Th/U vs. idade aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ nos pontos de análises (spots).

O granodiorito gnaiss sideriano (EMB59) apresenta apenas valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, com variações de +0.3 a +4.8, o que confirma o caráter juvenil sugerido pela análise dos isótopos de Nd. As idades modelo $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$ entre 2946 e 2680 Ma são levemente superiores ao valor obtido para $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ de 2505 Ma. Para o granodiorito gnaiss riachão (EMB60C), a maioria dos valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ é negativa, entre -2,0 e -7,1, com exceção de um valor levemente positivo, de +0.5. As idades $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$ variam entre 2756 Ma e 3239 Ma, de modo similar à idade $T_{\text{DM}(\text{Nd})}$ de 2910 Ma (TABELA 13).

O gnaiss tonalítico riachão (EMB60B) apresenta variação negativa dos valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, entre -7.8 a -3.7, com exceção de um único valor levemente positivo, de +0.2. As idades $T_{\text{DM}(\text{Hf})}$ indicam retrabalhamento de crosta arqueana para o gnaiss tonalítico, com a maioria dos valores acima de 3050 Ma para a idade modelo. O anfibolito (EMB70B) apresenta cristais com as maiores variações nos valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, com seis valores negativos, entre -3.4 e -0.6, e

cinco valores positivos, entre +0.0 e +4.3. As idades modelo apresentam, em ambos os casos, $T_{DM(Hf)} < 3000$ Ma, entre 2608 e 2980 Ma.

O granito gnaiss orosiriano (EMB70C), mais jovem do conjunto, apresenta valores negativos de $\epsilon_{Hf(t)}$, entre -5.0 e -13.6, e valores de $T_{DM(Hf)}$ acima de 3000 Ma, entre 3243 e 3490 Ma, exceto um valor de 2991 Ma. Os cristais herdados apresentaram predomínio de valores negativos para $\epsilon_{Hf(t)}$, entre -0.7 e -4.9, com apenas um valor positivo, de +1.1, e valores de $T_{DM(Hf)}$ entre 3208 e 3722 Ma.

De forma geral, as análises realizadas nos cristais ígneos mais novos que 2250 Ma, para todo o conjunto, demonstram contínua tendência de retrabalhamento crustal, ou seja, valores progressivamente mais negativos de $\epsilon_{Hf(t)}$, com a amostra mais negativa referente ao granito gnaiss orosiriano. Isso é facilmente visualizado em diagramas $\epsilon_{Hf(t)}$ vs. U-Pb (Figura 85), além da associação direta (inversa) com as idades $T_{DM(Hf)}$ (Figura 85). Quanto maiores as idades $T_{DM(Hf)}$, mais negativos tendem a ser os valores de $\epsilon_{Hf(t)}$; assim, quanto mais positivos os $\epsilon_{Hf(t)}$, há tendências de menores valores de $T_{DM(Hf)}$ e maior proximidade dessa com as idades de cristalização (U-Pb) da amostra. No caso da amostra sideriana, há grande proximidade entre a idade modelo de separação mantélica e a idade de cristalização do protólito ($T_{DM(Hf)}$ e U-Pb), como já sugerido anteriormente pelas análises de isótopos de Nd.

Figura 85 - A - Diagrama de $\epsilon_{Hf(t)}$ vs. idade U-Pb para as amostras analisadas. B - Relação entre $\epsilon_{Hf(t)}$, idade U-Pb e idade modelo $T_{DM(Hf)}$, vide texto.

Tabela 12 - Resultados obtidos para isotopia Lu-Hf em zircão das amostras selecionadas

Amostra	Spot	Idade (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (m)	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_T$	$\epsilon_{\text{Hf}(T)}$	$\pm 2\sigma$	T_{DMHF} (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_T$ $_{\text{CHUR}(t)}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ $_{T_{\text{DM}}(t)}$
Granodiorito Gnaiss Sideriano EMB59	(59) 58-1	2449	0.281387	0.000045	0.000830	0.281348	4.8	1.6	2689	0.281213	0.281453
	(59) 42-1	2412	0.281279	0.000028	0.000706	0.281247	0.3	1.0	2946	0.281237	0.281481
Gnaiss Tonalítico Riaciano EMB60B	(60B) 18-1	2152	0.281435	0.000022	0.000538	0.281413	0.2	0.8	2750	0.281408	0.281676
	(60B) 9-1	2147	0.281213	0.000032	0.000528	0.281191	-7.8	1.1	3254	0.281411	0.281679
Granodiorito Gnaiss Riaciano EMB60C	(60C) T88-1	2182	0.281430	0.000046	0.000695	0.281401	0.5	1.6	2756	0.281388	0.281653
	(60C) T66-1	2187	0.281209	0.000026	0.000573	0.281185	-7.1	0.9	3239	0.281385	0.281650
Anfibolito EMB70B	(70B) T8-1	2157	0.281582	0.000054	0.001378	0.281525	4.3	1.9	2491	0.281404	0.281672
	(70B) T13-1	2157	0.281352	0.000060	0.001030	0.281310	-3.4	2.1	2980	0.281404	0.281672
Granito Gnaiss Orosiriano EMB70C	(70C) T8-1	3086	0.280905	0.000053	0.001374	0.280823	-1.2	1.9	3534	0.280827	0.281012
	(70C) T26-1	1987	0.281144	0.000038	0.000294	0.281133	-13.6	1.3	3490	0.281515	0.281799
Cristais Herdados	(70C) T35-1	3014	0.280777	0.000063	0.001057	0.280716	-4.4	2.3	3007	0.280840	0.281027
	(70C) T1-1	3086	0.280905	0.000053	0.001374	0.280823	1.1	1.9	3083	0.280792	0.280973

$$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{crust}} = 0.015$$

4.4.3 Resultados multi-isotópicos Sr-Nd-Hf

De todos os sistemas isotópicos analisados, o sistema Lu-Hf tende a ser o mais resistente a alterações (GERDES; ZEH, 2009; MATTEINI et al., 2010). As análises multi-isotópicas (Figura 86) indicam fortemente que o granodiorito gnaissé sideriano apresenta fontes de contribuição juvenil, com baixas razões $Sr/Sr_{(i)}$, e valores positivos dos ϵ , tanto de Nd quanto de Hf. As amostras mais novas, riacianas e orosirianas, por sua vez, apresentam valores de rochas oriundas de retrabalhamento de reservatórios crustais de tempo de residência variável (alto $Sr/Sr_{(i)}$ e valores negativos de ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf}).

A síntese dos principais resultados obtidos para as análises geoquímicas isotópicas das amostras selecionadas do Complexo Rio Capivari pode ser visualizada na TABELA 13.

Figura 86 - Diagramas multi-isotópicos para as rochas do Complexo Rio Capivari. A - ϵ_{Hf} vs. ϵ_{Nd} . B - ϵ_{Hf} vs. $Sr/Sr_{(i)}$.

Tabela 13 - Principais resultados isotópicos obtidos para as amostras do Complexo Rio Capivari.
Sublinhados em itálico valores que foram desconsiderados (vide texto)

Amostra	Idade (Ma)	U-Pb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t\text{Ga})}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t2.15\text{Ga})}$	$T_{\text{DM2(Nd)}}(\text{Ma})$	$\epsilon_{\text{Hf(T)}}$	$T_{\text{DM(Hf)}}(\text{Ma})$
Granodiorito Gnaiss Sideriano EMB59	2426		0.703527	3.8	0.2	2505	4.8 0.3	2689 2946
Gnaiss Tonalítico Riaciano EMB60B	2144		0.721553	-12.6	-12.6	3612	0.2 -7.8	2750 3254
Granodiorito Gnaiss Riaciano EMB60C	2162		0.719588	-3.8	-4.0	2910	0.5 -7.1	2756 3239
<i>Anfibolito EMB70B</i>	<i>2143</i>		<i>0.717989</i>	<i>-11.8</i>	<i>-11.8</i>	<i>3541</i>	<i>4.3</i> <i>-3.4</i>	<i>2491</i> <i>2980</i>
Granito Gnaiss Orosiriano EMB70C	2014		0.683114	-10.4	-9.0	3327	-1.2 -13.6	3534 3490
Granodiorito Gnaiss EMB61A	Não tem		Não tem	-6.6	-6.6	3123	Não tem	Não tem
<i>Anfibolito EMB61B</i>	<i>Não tem</i>		<i>0.717917</i>	8.8	8.8	<i>1863</i>	<i>Não tem</i>	<i>Não tem</i>
Granito Gnaiss EMB69C	Não tem		0.703782	-6.3	-6.3	3102	Não tem	Não tem
Granito Gnaiss EMB69D	Não tem		0.715251	Não tem	Não tem	Não tem	Não tem	Não tem

4.5 Química de zircão

Os cristais de zircão foram divididos em ígneos, metamórficos e herdados, de acordo com as idades radiométricas U-Pb, com as feições das imagens de CL e com a química mineral. Os cristais ígneos e metamórficos foram diferenciados, principalmente, via imagens de CL, como já discutido no capítulo sobre geocronologia (seção 4.2), ao passo que os cristais herdados foram identificados segundo as idades U-Pb.

Foram realizadas 56 análises em cristais ígneos de zircão, sendo dez no granodiorito gnaiss sideriano, doze no granodiorito gnaiss riaciano, dezesseis do gnaiss tonalítico, quatro no granito gnaiss orosiriano e quatorze no anfibolito (ANEXO F). Os cristais ígneos, provenientes dos diferentes litotipos, apresentam semelhança química, principalmente relacionada aos elementos terras raras (ETR).

Os litotipos estudados apresentam valores de Ti desde próximos ao limite de detecção (aprox. 3-4 ppm) até 440 ppm, o que permitiu calcular a temperatura de cristalização estimada para os cristais de zircão. O anfibolito exhibe os teores de Ti mais baixos de todas as amostras.

As concentrações de ETR totais (Σ ETR) obtidas nos cristais ígneos variam entre 232 ppm (gnaisse tonalítico riaciano) e 2779 ppm (granito gnaisse orosiriano) e todos os cristais apresentaram enriquecimento de ETR pesados (ETRP), empobrecimento de ETR leves (ETRL) (com exceção do granito gnaisse orosiriano), anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, independentemente do litotipo ou idade U-Pb de cristalização. As exceções são os cristais provenientes do granito gnaisse orosiriano (EMB70C) e do anfibolito (EMB70B), com as maiores diferenças nos perfis das curvas de ETR normalizados pelo condrito C1 (MCDONOUGH; SUN, 1995) relacionadas ao fracionamento de ETRL (Figura 87).

As análises químicas do tipo *raster*, em muitos casos, não foram obtidas restritamente no núcleo ou nas bordas dos cristais, resultando em análises mistas, como indicam as imagens de CL (Figuras 88 a 92). Para uma mesma amostra, aparentemente, ocorre divisão química entre cristais mais precoces e mais tardios durante a cristalização fracionada dos protólitos das amostras de rochas félsicas (exceto o granito gnaisse), com cristais precedentes mais ricos em concentrações de ETRL (Figura 87), indicando que o *melt* inicial possuía altas concentrações desses elementos. Enquanto que nos cristais posteriores, provavelmente devido à cristalização anterior de minerais mais compatíveis com ETRL (p.ex. titanita, ilmenita ou apatita), o zircão ocorre quimicamente mais empobrecido nesses elementos (análises borda-núcleo, Figura 87).

Figura 87 - Perfis de ETR para os cristais ígneos das rochas representantes do Complexo Rio Capivari.

Figura 88 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do granodiorito gnaiss sideriano (amostra EMB59) com localização dos *spots* destinados a análise de elementos traço (em verde), isótopos de U-Th-Pb (em azul) e isótopos de Lu-Hf (em vermelho).

Figura 89 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do granodiorito gnaiss riachiano (amostra EMB60C) com localização dos *spots* destinados a análise de elementos traço (em verde), isótopos de U-Th-Pb (em azul) e isótopos de Lu-Hf (em vermelho)

Figura 90 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do gnaiss tonalítico riachiano (amostra EMB60B) com localização dos *spots* destinados a análise de elementos traço (em verde), isótopos de U-Th-Pb (em azul) e isótopos de Lu-Hf (em vermelho).

Figura 91 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do anfibolito (amostra EMB 70B) com localização dos *spots* destinados a análise de elementos traço (em verde), isótopos de U-Th-Pb (em azul) e isótopos de Lu-Hf (em vermelho).

Figura 92 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais ígneos de zircão analisados do granito gnaiss orosiriano (amostra EMB 70C) com localização dos *spots* destinados a análise de elementos traço (em verde), isótopos de U-Th-Pb (em azul) e isótopos de Lu-Hf (em vermelho).

Foram realizadas doze análises químicas nos cristais metamórficos, porém três delas foram desconsideradas por apresentarem valores próximos ao limite de detecção e química

totalmente anômala se comparada ao restante das análises. A maioria dos cristais analisados pertence ao gnaiss tonalítico (EMB60B) (seis análises) e os demais ao granodiorito gnaiss riaciano (EMB60C) (Figura 93).

Vale ressaltar que cristais metamórficos se referem aqui, na maioria dos casos, às bordas metamórficas de grãos e núcleos com resposta escuras/negras nas imagens de CL (Figura 94). Os dados geocronológicos dos cristais metamórficos apresentam idades concordantes de 590 Ma e 620 Ma (seção 4.2). As concentrações de Σ ETR para os cristais metamórficos variam entre 425 e 2778 ppm, com enriquecimento de ETRL em relação aos cristais ígneos. Interessante notar que os cristais metamórficos do granodiorito gnaiss riaciano (3 análises) não apresentam anomalia positiva de Ce, mas sim leve anomalia negativa, e as análises do gnaiss tonalítico riaciano apresentaram perfil de ETRL relativamente *flat*, com baixíssima anomalia (ou ausente) positiva de Ce (Figura 93).

Figura 93 - Perfis de ETR para os cristais metamórficos considerados do Complexo Rio Capivari.

Figura 94 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais metamórficos de zircão analisados do gnaiss tonalítico e granodiorito gnaiss riacianos (amostra EMB60B e 60C) com localização dos *spots* destinados a análise de elementos traço (em verde), isótopos de U-Th-Pb (em azul) e isótopos de Lu-Hf (em vermelho).

Nos cristais herdados, apenas três análises foram consideradas das sete realizadas, devido aos baixos teores medidos, próximos ao limite de detecção. Todos os cristais provêm do granito gnaiss orosiriano (EMB70C), com idades arqueanas de 2662, 3014 e 3034 Ma. Nota-se que os núcleos herdados nas imagens de CL se apresentam arredondados (Figura 95), o que sugere maior tempo de residência e retrabalhamento crustal, e as concentrações de ΣETR variam de 627 a 1145 ppm (Figura 96).

Figura 95 - Imagens de lupa e catodoluminescência dos cristais herdados analisados do granito gnaiss orosiriano (amostra EMB 70C), com localização dos *spots* destinados a análise de elementos traço (em verde), isótopos de U-Th-Pb (em azul) e isótopos de Lu-Hf (em vermelho).

Figura 96 - Perfis de ETR para os cristais herdados de zircão do granito gnaiss orosiriano (EMB70C).

Os campos para os perfis de ETR normalizados pelo condrito C1 (MCDONOUGH; SUN, 1995) dos cristais ígneos, metamórficos e herdados apresentam distinção entre o grau de fracionamento dos ETR, principalmente, em relação ao enriquecimento de ETRL (Figura 97). Para os ETRP, o nível de enriquecimento se comporta de forma similar, mas as inclinações dos perfis são diferentes, com variação de $(Yb/Gd)_N$ entre 3 e 68 para os cristais ígneos, 4 e 23 para os metamórficos e 12 a 14 para os cristais herdados (Figuras 97 e 98). Os cristais ígneos do granito gnaiss orosiriano apresentam o menor fracionamento de ETRP em relação aos ETRL, demonstrado pelos menores valores da razão $(Yb/Gd)_N$ (<4) (Figura 98). O comportamento dos ETRL pode ser mensurado pela razão $(La/Sm)_N$, que facilmente aponta os cristais do granito gnaiss orosiriano (0,5-0,8) e os cristais metamórficos (0,1-1,0) como os mais enriquecidos em ETRL, com os maiores valores para esta razão (Figura 98). Os campos para os cristais herdados e cristais do anfibolito mostram similar inclinação da curva de ETR, com os cristais arqueanos herdados mais ricos em teores de $\sum ETR$ (Figura 97).

Figura 97 - Normalização dos ETR pelo condrito C1 de McDonough & Sun (1995). a- Campos comparativos dos perfis de ETR para os cristais ígneos, metamórficos e herdados, além dos cristais do anfibolito; b- Campos comparativos entre os perfis dos ETR para as rochas caracterizadas.

As concentrações de Th e U obtidas para os cristais ígneos variam entre 34 e 626 ppm e 107 e 1956 ppm, respectivamente. Cristais metamórficos exibem teores entre 11 e 172 ppm e 640 e 3764 ppm. Nos cristais herdados, essas concentrações variam de 39 a 181 ppm e 213 a 446 ppm. Assim, a razão Th/U apresenta valores tipicamente ígneos para os cristais ígneos (0,14 - 1,60) e herdados (0,18 - 0,41); já para os cristais neoproterozoicos, tais valores estão

entre 0,007 a 0,068 e, portanto, as razões são tipicamente metamórficas ($<0,07$, RUBATTO, 2002; HOSKIN; SCHALTEGGER, 2003) (Figura 98).

Figura 98 - Diagramas da razão Th/U vs. $(Yb/Gd)_N$ e $(La/Sm)_N$. a- comparação do enriquecimento de ETRP em relação aos ETRM. b- comparação do enriquecimento de ETRL em relação aos ETRM.

Os cristais metamórficos e do granito gnaiss orosiriano se apresentam enriquecidos em ETRL, com maiores valores da razão $(La/Sm)_N$ (Figura 98) e perfis ETR mais horizontalizados (Figura 97). Os coeficientes de partição dos elementos químicos parecem ser um dos fatores mais importantes durante a evolução da química do zircão, pois afetam diretamente a disputa mineral durante a cristalização (cristalização fracionada) com outros minerais, além de outros fatores, como condições de temperatura, pressão, fugacidade de O_2 (fO_2) e desequilíbrio químico, que também afetam a química do zircão (GRIMES et al., 2015). Se o fundido (*melt*) inicial possui alta concentração de ETRL, devido à ausência da cristalização prévia de fase portadora de ETRL e ETR médios (ETRM), por exemplo titanita, ilmenita e anfibólio, durante a cristalização do zircão, que é mais compatível com ETRP (BELOSOUVA et al., 2002, 2006; FINCH; HANCHAR, 2003; HOSKIN; SCHALTEGGER,

2003; HANCHAR; WESTRENEN, 2007), o cristal deve refletir em química enriquecida em ETRL.

Considerando o evento termal neoproterozoico, relacionado ao Ciclo Brasileiro, que apresenta volumosa geração de *melt*, as bordas metamórficas dos cristais podem ter sido cristalizadas em equilíbrio com *melt* enriquecido em ETRL, o que explicaria os altos teores desses elementos nos respectivos cristais. O granito gnaissífero orosiriano (EMB70C) ocorre com diversas bandas ricas em leucossoma, e esse leucossoma provavelmente se apresenta enriquecido em ETRL, porque os cristais de zircão dessa amostra apresentam enriquecimento relativo desses elementos (Figuras 87 e 99).

Em diagrama de elementos traços (ET) normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), os cristais metamórficos e do granito gnaissífero mais jovem (EMB70C) correspondem às partes superiores dos perfis (Figura 99), com as maiores concentrações de ET presentes. Os cristais metamórficos apresentam maior enriquecimento nos elementos altamente incompatíveis de U, Ta, Yb e Lu, e os cristais orosirianos do granito gnaissífero mostram-se mais enriquecidos em ET leves e ETRL, enquanto que as porções inferiores do diagrama multielemento normalizado pelo manto primitivo (Figura 99) são dominadas pelos cristais do anfibolito e de herança arqueana (cristais herdados), com menores concentrações dos ET observadas.

Figura 99 - Perfis dos elementos traços normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995) para as rochas do Complexo Rio Capivari.

As concentrações de Ti em zircão são diretamente controladas pela temperatura, com baixas temperaturas de cristalização refletindo em menores concentrações (WATSON; HARRISON, 2005; WATSON et al., 2006; FERRY; WATSON, 2007; CLAIBORNE et al., 2010a), mas também reflexo da atividade de TiO_2 e SiO_2 no *melt* (CHERNIAK; WATSON, 2007). O granodiorito gnaiss sideriano, com cristais de zircão com mais baixas concentrações de U e Th, além de baixas razões Th/U (Figura 98), pode representar cristais cristalizados em equilíbrio com *melt* de câmaras magmáticas profundas, ou seja, com resfriamento expressivamente lento (WANG et al., 2011; KIRKLAND et al., 2015). A razão Th/U tende a diminuir com aumento da temperatura de cristalização da rocha na qual o cristal foi originado, diferentemente do que ocorre em rocha total (KIRKLAND et al., 2015), mas os cristais analisados não apresentam expressivas mudanças nessa razão com o aumento da temperatura de cristalização do zircão (Figura 100).

Figura 100 - Diagramas comparativos. a-b – temperatura de cristalização do zircão em relação a concentração de U (ppm) e razão Th/U; observar altas concentrações de U para cristais metamórficos, menores temperaturas de cristalização para cristais do anfibolito e gnaiss sideriano, mas dados similares para granodiorito gnaiss e gnaiss tonalítico. c-f – Diagramas da razão Th/U e assinaturas isotópicas de Hf (ϵ_{Hf}), idade U-Pb, Hf (ppm) e fracionamento de ETRP (Yb/Sm_n) (BELOSOUVA et al., 2002) para os cristais de zircão das amostras estudadas do Complexo Rio Capivari.

Os dados obtidos para os cristais do anfibolito, tanto na geocronologia U-Pb quanto na química mineral, foram altamente homogêneos. O empobrecimento de ETRL, somado às baixas temperaturas de cristalização do zircão observadas (Figura 100, ANEXO G), indica uma cristalização tardia, com a composição do *melt* de origem empobrecida nesses elementos

devido à cristalização anterior de fase mineral compatível com ETRL, e, assim, pode sugerir comportamento ígneo para esses cristais. Por outro lado, os baixos teores de Hf (<9500 ppm, Figura 100), baixas razões Th/U ($<0,55$) e altos valores de $(Yb/Gd)_N$ (5-13) sugerem que os cristais não sejam tardios, pois cristais tardios apresentam caracteristicamente altas concentração de Hf, altas razões Th/U e baixos valores de $(Yb/Gd)_N$ (CLAIBORNE et al., 2006; WANG et al., 2010, 2011; BARTH et al., 2013; GRIMES et al., 2015; KIRKLAND et al., 2015).

O diagrama de Ti vs. Gd/Yb (Figura 101) indica concordância das temperaturas observadas (Figura 100), com preferência de ETRP para as menores temperaturas (RUBATTO; HERMANN, 2007; GRIMES et al., 2015), ou seja, menores valores da concentração de Ti ppm indicam menores temperaturas de cristalização (WATSON; HARRISON, 2005), ao passo que menores valores da razão Gb/Yb, que compara ETRM e ETRP, indicam enriquecimento em ETRP, para cristais cristalizados posteriormente.

As razões Gd/Yb e $(La/Yb)_N$ ocorrem com correlação positiva com as concentrações de Ti em ppm para as amostras estudadas, assim como sugerido para Yb (44-680 ppm) e Ti em ppm (Figura 100), enquanto que a razão Sc/Yb (0,40-3,39) não apresenta relação aparente com a variação das concentrações de Ti (Figura 100). A correlação positiva entre Gd/Yb e Ti pode indicar presença de granada na fonte, uma vez que este mineral é altamente compatível com ETRP e Y, retendo esses elementos na fonte e empobrecendo a química da rocha (zircão) gerada (CONDIE, 1998; CONDIE; KRONER 2013; GRIMES et al., 2015).

Figura 101 - Diagramas da concentração de Ti em ppm vs. razões Gd/Yb, Sc/Yb, $(La/Yb)_N$ e Yb em ppm para amostras do Complexo Rio Capivari.

Os cristais provenientes do anfibolito (EMB70B) apresentam-se quimicamente empobrecidos em ETRL (Figura 97), com altos valores da razão $(Yb/Gd)_N$ (Figura 98), baixas concentrações de Ti (ppm) (Figura 101), baixas razões Th/U (Figuras 98 e 101) e baixas concentrações de Hf (Figura 100), que sugerem origens ígneas para esses cristais, além de apresentarem semelhanças com a idade U-Pb (2.14 Ga) e a idade modelo $T_{DM(Nd)}$ (3.5 e 3.6 Ga) do hornblenda gnaiss tonalítico (EMB60B), mas com morfologia externa mais arredondada (seção 4.2).

As características ígneas marcadas pelo zoneamento interno oscilatório de alguns cristais, baixas temperaturas de cristalização calculadas e o alto enriquecimento em ETRP

(RUBATTO; HERMANN, 2007), poderiam colaborar para uma cristalização tardia, em que minerais como apatita e titanita poderiam levar quase todos ETRL e ETRM do magma e o zircão se cristalizaria empobrecido nesses elementos.

Por outro lado, as baixas concentrações de Hf entre 5758-9466 ppm podem indicar cristalização precoce do cristal (WANG et al., 2010). Ou seja, se os cristais do anfibolito são os mais arredondados externamente, porém com imagens de CL com zoneamento oscilatório preservada no grão todo ou em algumas porções e química mineral indicativamente ígnea, fica difícil confirmar se esses cristais são originados no anfibolito, que foi posteriormente deformado, ou se são provenientes das rochas encaixantes à essa rocha metamáfica.

Cristais de granodioritos gnaisses e do gnaiss tonalítico apresentam as maiores anomalias negativas de Eu (Figura 102). Os experimentos de Trail et al. (2012), com cristais de zircão sintetizados a partir de *melts* silicáticos aquosos a 10 Kbar entre 800 e 1300 °C, demonstraram que as anomalias de Ce e Eu presentes na estrutura química do zircão dependem principalmente da fugacidade de O₂ (fO_2). Os autores assumem que as razões de ETR multivalentes no zircão são controladas pelo estado de oxidação do *melt* e independem da concentração desses elementos; desse modo, a cristalização fracionada de plagioclásio, por exemplo, não afetaria tais razões.

Segundo as análises dos parâmetros redox Ce/Ce* e Eu/Eu* (Figura 102), os cristais do anfibolito (EMB70B) e do granito gnaiss orosiriano (EMB70C) indicam cristalização do zircão em ambientes mais rasos da crosta em comparação aos cristais dos granodioritos gnaisses (EMB59 e 60C) e gnaiss tonalítico (EMB60B), devido às menores anomalias negativas de Eu/Eu*. As baixas (ou ausentes) anomalias positivas de Ce para os cristais metamórficos refletem nada mais do que a recristalização desses cristais durante o evento deformacional e termal regional neoproterozoico.

Figura 102 - Razões redox para os ETR das amostras do Complexo Rio Capivari.

5 DISCUSSÃO

Os ortognaisses do Complexo Rio Capivari (CRC) apresentam grupos de idades paleoproterozoicas, principalmente riacianas entre 2.2 e 2.1 Ga (três amostras, média de 2147 ± 12 Ma), para a cristalização magmática dos protólitos. Mas também um grupo de idade, precedente, sideriana em 2.4 Ga (uma amostra 2426 ± 15 Ma), e outro mais jovem, de idades orosirianas, em 2.0 Ga (uma amostra, 2014 ± 11 Ma).

5.1 Idades modelos e das fontes (U-Pb, $T_{DM(Nd)}$ e $T_{DM(Hf)}$) envolvidas para o Complexo Rio Capivari

As fontes envolvidas na geração do gnaiss sideriano (granodiorito gnaiss EMB59) puderam ser caracterizadas apenas em relação às idades modelos de Nd ($T_{DM(Nd)}$) em rocha total e de Hf ($T_{DM(Hf)}$) em cristais de zircão, uma vez que não foram verificadas idades U-Pb de herança em cristais de zircão. A idade modelo Nd ($T_{DM(Nd)}$) calculada resultou em 2.5 Ga (seção 4.4), ao passo que as idades modelo T_{Hf} em zircão se situam entre 2.7 e 2.9 Ga.

Para as demais amostras, apenas duas apresentaram idades de herança em núcleos de zircão. A amostra riaciana (granodiorito gnaiss – EMB60C, quatro cristais) possui herança entre 2.4 e 2.7 Ga, ao passo que a amostra orosiriana (granito gnaiss – EMB70C, cinco cristais), apresenta intervalo de herança identificado entre 2.6 - 3.1 Ga.

As idades modelo das amostras riacianas são relativamente mais antigas se comparadas aos dados de herança obtidos. Os reservatórios são arqueanos com $T_{DM(Nd)}$ entre 2.9 e 3.6 Ga (granodiorito gnaiss riaciano EMB60C e gnaiss tonalítico riaciano EMB60B) e T_{Hf} entre 2.6 Ga e 3.3 Ga. Tais idades implicam residência crustal variável de 500 Ma a 1.5 Ga.

Cenário semelhante é observado para as fontes envolvidas na geração dos gnaisses orosirianos (granito gnaiss EMB70C), com idades $T_{DM(Nd)}$ e $T_{DM(Hf)}$ arqueanas de 3.3 Ga e 3.4-3.5 Ga, respectivamente. Tais idades modelo indicam tempo de residência e retrabalhamento crustal entre 1.3 e 1.5 Ga, os maiores observados para as amostras do CRC.

5.2 A natureza das fontes (isótopos de Nd, Hf e Sr)

Há marcante concordância entre as assinaturas das fontes obtidas via isotopia de rocha total e isotopia em zircão. A amostra sideriana apresenta valores positivos de $\epsilon_{Nd(t)}$ (+3.8) e $\epsilon_{Hf(t)}$ (+0.3 a +4.8), o que sugere caráter juvenil, também indicado pela proximidade da idade modelo $T_{DM(Nd)}$ (2.5 Ga) com a idade de cristalização ígnea (2.4 Ga) e pela ausência de cristais de zircão herdados. O caráter juvenil da amostra sideriana é reforçado pela assinatura pouco radiogênica de $Sr/Sr_{(i)}$ (0.7035), que indica contribuições mantélicas, ou retrabalhamento do manto na crosta inferior.

O grupo de amostras riacianas possui valores predominantemente negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ (-12.6 a -3.8) e $\epsilon_{Hf(t)}$ (-7.8 a +0.5), com assinaturas altamente radiogênicas de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (0,7152 a 0,7215). Sugere-se que o protólito tenha se originado da fusão de crosta média e que a mesma não sofreu retrabalhamento ostensivo posteriormente, pois este processo resultaria em marcado empobrecimento em Rb, com consequente retardamento da evolução da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Os cristais de zircão da amostra de anfibolito, pertencentes ao grupo de idades riacianas, indicam fontes mistas, com valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ tanto positivos (quatro análises) quanto negativos (cinco análises) (-3.4 a +4.3), o que leva à hipótese de um magma mantélico que sofreu contaminação crustal, ou de um magma crustal que passou por um “*input*” de material mantélico ou ainda que representam xenocristais. Os dados de química mineral de zircão para

essa amostra são os mais homogêneos observados, e não há distinção entre cristais com assinaturas positivas ou negativas segundo as imagens de CL.

A amostra orosiriana de composição granítica apresenta os valores mais negativos do conjunto, com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (-10.4) e $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ (-1.2 a -13.6), que indicam origem a partir de fonte de prolongada residência crustal (idades modelos >3.3 Ga), possivelmente sujeita a eventos prévios de retrabalhamento, dado os valores marcadamente negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e pela presença de idades de herança arqueana (>2.6 Ga).

Aparentemente, há uma mudança na natureza da fonte entre os períodos do Sideriano e Riáciano e do Riáciano ao Orosiriano, uma vez que os cristais mais antigos apresentam assinaturas juvenis, pouco radiogênicas (baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ e $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ positivos), enquanto amostras mais jovens tem origem vinculada ao retrabalhamento crustal de reservatórios progressivamente mais antigos, com prolongada residência crustal.

5.3 Influência do Complexo Rio Capivari na granitogênese do Terreno Embu

A comparação entre os dados isotópicos obtidos para o CRC e os disponíveis na bibliografia para os granitos do Terreno Embu (ALVES et al., 2013, 2015) desestimulam sua adoção como principal fonte para a volumosa granitogênese neoproterozoica. Os dados de $\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ e de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ revelam que os biotita granitos possuem valores relativamente pouco negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ (-7.0 a -13) e baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (0.708 a 0.712) (ALVES et al., 2015), que indicam contribuição de fontes comparativamente mais primitivas que as aflorantes no CRC ($\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ entre -27.3 e -19.7, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ entre 0.703 e 0.722).

Os muscovita biotita granitos do Terreno Embu podem ser divididos em dois grupos principais. Os grandes batólitos (Serra do Quebra Cangalha) aflorantes a norte da Falha de Taxaquara (ou zona de cisalhamento Taxaquara – ZCT) apresentam $\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ relativamente

altos (-10 a -9) e assinatura de Sr altamente radiogênica (0.727-0.728), adicionalmente ao batólito do biotita granito Lagoinha, que apresenta $\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ igualmente alto (-12), com assinatura de Sr radiogênica (0,717), se comparados aos pequenos corpos de muscovita biotita granitos a sul dessa falha (Alves et al 2015). Tais assinaturas de Nd nos muscovita biotita granitos e biotita granitos a norte da Falha de Taxaquara apontam para participação de fonte mais primitiva em relação aos ortognaisses do CRC, pois os $\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ são menos negativos (Figura 103).

Em contrapartida, os pequenos plútons de muscovita biotita granitos aflorantes a sul da Falha de Taxaquara (Guacuri e Santa Branca) apresentam assinaturas isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ (0.714-0.716) (ALVES et al., 2015) semelhantes às obtidas para os ortognaisses de idade riaciana do CRC (0.715-0.722), e com $\epsilon_{\text{Nd}(590\text{Ma})}$ (-17.3 a -18.5) mais próximos aos desses ortognaisses (Figura 103). Com isso, o CRC poderia ter contribuído em parte como possível fonte na geração de pequenos pulsos de magmatismo peraluminoso de baixa temperatura.

A única similaridade marcante observada entre as rochas do CRC e os granitos do Terreno Embu é a contemporaneidade entre a volumosa granitogênese e o metamorfismo registrado nas bordas de zircão do CRC. Aparentemente, o metamorfismo regional que deu origem à volumosa granitogênese neoproterozoica no Terreno Embu (VIEIRA; TASSINARI, 1988; TASSINARI et al., 1990; VLACH, 2001; CORDANI et al., 2002; ALVES et al., 2013, 2015), a qual persistiu por cerca de 200 Ma (ALVES et al., 2013), também afetou as rochas do CRC ao menos em 590 e 620 Ma.

Figura 103 - Diagrama de $\epsilon_{Nd(t)}$ vs. Idade (T Ga) para comparação dos muscovita e biotita granitos neoproterozoicos ediacaranos do Terreno Embu extraídos de Alves et al. (2013, 2015). Observar que, para a idade de cristalização em 590 Ma dos granitos gerados neste terreno, a fonte principal não corresponde ao CRC; a maior semelhança de dados ocorre entre os corpos graníticos Guacuri e Santa Branca (mais negativos) com o granodiorito gnaiss sideriano.

5.4 Contexto geotectônico

5.4.1 Análise de rocha total

O uso dos elementos traços permite algumas considerações acerca das fontes e ambientes de origem para os protólitos ígneos do CRC. Nos diagramas tectônicos discriminantes de elementos traços para rochas ácidas de Pearce et al. (1984), a maioria das amostras se situa no campo de arco vulcânico. Apenas três amostras de granito gnaisses e uma de gnaiss tonalítico apresentaram-se relacionadas a ambiente intraplaca (Figura 104a-b), mas que não refletem a verdadeira natureza de origem do protólito.

Uma vez que alguns dos ortognaisses se associam a porções do afloramento em que há feições de fusão proeminente (principalmente os granitos gnaisses), o enriquecimento

revelado em elementos incompatíveis representa, em realidade, uma característica secundária e sua classificação em ambientes intraplaca é um artefato da fusão parcial (Figura 104a-b).

Assim, granitos gerados a partir da fusão de outros granitos, independentemente do ambiente de cristalização, apresentarão um enriquecimento em elementos incompatíveis que podem invalidar o uso dos diagramas baseados nesses elementos. Uma forma de anular os efeitos da fusão parcial é a utilização de razões de elementos incompatíveis que, no caso, indicam que todas as rochas estudadas do CRC se originaram em arco continental (Figura 104c-d).

Nos diagramas com divisão dos campos das rochas ígneas félsicas originadas em arco continental ou arco oceânico de Condie e Kröner (2013), as amostras apontam forte afinidade com gênese em ambiente de arco magmático continental (altas razões $(La/Yb)_N$ e Nb/Yb) (Figura 104c-d).

Figura 104 - Diagramas tectônicos discriminantes. (a) Diagrama tectônico discriminante Nb vs. Y, de Pearce et al. (1984). (b) Diagrama tectônico discriminante Rb vs. Nb + Y, de Pearce et al. (1984). (c) Diagrama $(La/Yb)_N$ vs. Sr/Y com os campos de rochas ígneas félsicas provenientes de arco continental e arco oceânico, modificado de Condie e Kröner (2013). (d) Diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb, proposto por Pearce e Peate (1995), com campos entre rochas ígneas félsicas provenientes de arco continental e arco oceânico, modificado de Condie e Kröner (2013).

O mesmo comportamento de rochas provenientes de ambiente tipo arco continental é observado nos diagramas de Verma et al. (2013), baseados em elementos traços (ET) imóveis de rochas ácidas (Figura 105). As amostras apresentam afinidade com o campo de arco continental. Em alguns diagramas, principalmente aqueles que levam em consideração os elementos mais incompatíveis, algumas das amostras revelam afinidade com campo colisional, o que é, mais uma vez, interpretado como um artefato químico da origem a partir da fusão parcial de rochas pré-existentes para esses granitos.

Figura 105 - Diagramas de discriminação geotectônica para rochas ácidas baseados em transformações ln de razões de elementos traços imóveis de Verma et al. (2013). (a) $DF1 = -5.21 \times \text{Log}(\text{La/Yb}) + 6.62 \times \text{Log}(\text{Ce/Yb}) - 3.63 \times \text{Log}(\text{Sm/Yb}) + 1.69 \times \text{Log}(\text{Nb/Yb}) + 0.33 \times \text{Log}(\text{Th/Yb}) + 1.56 \times \text{Log}(\text{Y/Yb}) - 0.49 \times \text{Log}(\text{Zr/Yb}) - 9.61$, $DF2 = -3.72 \times \text{Log}(\text{La/Yb}) + 4.79 \times \text{Log}(\text{Ce/Yb}) - 2.68 \times \text{Log}(\text{Sm/Yb}) + 0.16 \times \text{Log}(\text{Nb/Yb}) - 0.50 \times \text{Log}(\text{Th/Yb}) + 1.04 \times \text{Log}(\text{Y/Yb}) - 0.34 \times \text{Log}(\text{Zr/Yb}) - 4.93$. (b) $DF1 = -0.047 \times \text{Log}(\text{La/Yb}) + 1.08 \times \text{Log}(\text{Ce/Yb}) - 0.96 \times \text{Log}(\text{Sm/Yb}) - 0.84 \times \text{Log}(\text{Nb/Yb}) - 0.59 \times \text{Log}(\text{Th/Yb}) - 0.88 \times \text{Log}(\text{Zr/Yb}) - 0.73$, $DF2 = -4.07 \times \text{Log}(\text{La/Yb}) + 4.74 \times \text{Log}(\text{Ce/Yb}) - 0.077 \times \text{Log}(\text{Sm/Yb}) - 0.23 \times \text{Log}(\text{Nb/Yb}) + 0.77 \times \text{Log}(\text{Th/Yb}) - 2.49 \times \text{Log}(\text{Zr/Yb}) + 5.10$. (c) $DF1 = -4.99 \times \text{Log}(\text{La/Yb}) + 7.81 \times \text{Log}(\text{Ce/Yb}) - 4.33 \times \text{Log}(\text{Sm/Yb}) + 0.82 \times \text{Log}(\text{Nb/Yb}) + 0.063 \times \text{Log}(\text{Th/Yb}) + 0.64 \times \text{Log}(\text{Y/Yb}) - 0.57 \times \text{Log}(\text{Zr/Yb}) - 9.50$, $DF2 = 2.32 \times \text{Log}(\text{La/Yb}) - 3.62 \times \text{Log}(\text{Ce/Yb}) + 2.62 \times \text{Log}(\text{Sm/Yb}) + 0.25 \times \text{Log}(\text{Nb/Yb}) + 0.84 \times \text{Log}(\text{Th/Yb}) - 1.14 \times \text{Log}(\text{Y/Yb}) - 1.27 \times \text{Log}(\text{Zr/Yb}) + 10.25$. (d) $DF1 = -5.41 \times \text{Log}(\text{La/Yb}) + 8.44 \times \text{Log}(\text{Ce/Yb}) - 4.78 \times \text{Log}(\text{Sm/Yb}) + 0.78 \times \text{Log}(\text{Nb/Yb}) - 0.079 \times \text{Log}(\text{Th/Yb}) + 0.64 \times \text{Log}(\text{Y/Yb}) - 0.26 \times \text{Log}(\text{Zr/Yb}) - 11.34$, $DF2 = 1.68 \times \text{Log}(\text{La/Yb}) - 1.73 \times \text{Log}(\text{Ce/Yb}) + 0.52 \times \text{Log}(\text{Sm/Yb}) + 0.84 \times \text{Log}(\text{Nb/Yb}) + 1.04 \times \text{Log}(\text{Th/Yb}) - 0.98 \times \text{Log}(\text{Y/Yb}) - 1.41 \times \text{Log}(\text{Zr/Yb}) + 6.09$.

No diagrama multielemento normalizado pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), todas as amostras ácidas são enriquecidas em elementos LIL (Rb, Ba, Sr), Th, U, K e em ETRL e apresentam anomalias negativas de Nb, P e Ti (Figura 106). As anomalias negativas desses elementos e as concentrações de Pb, Sr e ETRP são similares às observadas em arcos continentais, uma vez que a mediana para exemplares da margem continental ativa

Andina, ou seja, um arco magmático continental com zona de subducção, está relativamente no centro do espalhamento para os perfis multielementos para as rochas do CRC (Figura 106). Apenas os anfibolitos, granodioritos gnaisses e um gnaiss tonalítico localizam-se abaixo dessa mediana (Figura 106).

Figura 106 - Diagrama multielemento de RT normalizado pelo manto primitivo para amostras do CRC. Valores de McDonough e Sun (1995). O campo em cinza claro representa a ocorrência de arcos de ilhas modernos (representatividade de 25-75% de amostras das Ilhas Marianas) e a linha tracejada em amarelo representa a mediana para a margem de arco continental Andina (retirado de KORSCH et al., 2011).

As altas concentrações de Rb, Ba, Th, U, $(La/Yb)_N$ e baixa razão de Nb/La e baixas concentrações de Ti indicam forte afinidade com zonas de subducção e arcos magmáticos continentais segundo os diagramas discriminantes utilizados (Figuras 104 a 106). As assinaturas químicas de rocha total dos elementos maiores e traços (ANEXO D) indicam fonte de rochas máficas, principalmente para o granodiorito gnaiss sideriano juvenil e afinidade com fonte máfica também para os hornblenda gnaisses tonalíticos, devido ao relativo empobrecimento em ETRP e baixa (ou ausente) anomalia negativa de Eu^* (seção 4.3), que

implicam ausência (ou não retenção) de plagioclásio na fonte. Em contrapartida, as rochas graníticas riacianas e orosirianas possuem evidências de fontes crustais mais rasas (crosta média a superior) típicas de retrabalhamento durante evolução de arco magmático continental.

A partir da análise de elementos maiores e elementos traços em rocha total, observam-se características cálcio-alcalinas (seção 4.3), relacionadas a ambientes acrecionários com zonas de subducção e, principalmente, arco continental para gênese dos protólitos ígneos do CRC (Figuras 104 a 106). Aparentemente, do Sideriano para o Orosiriano ocorre um aumento no grau de retrabalhamento crustal das fontes das rochas graníticas mais novas do CRC em relação às fontes dos gnaisses tonalíticos e granodioritos gnaiss.

5.4.2 Análise de elementos traços em zircão

A grande maioria dos cristais analisados concentra-se nos campos de zircão gerado em ambientes orogênicos proveniente de rochas com afinidade cálcio-alcalina a alcalina, (PUPIN, 2000) (Figura 107), com concentrações de Y_2O_3 entre 285 e 3055 ppm e HfO_2 entre 8500 e 18800 ppm. Essas informações suportam os resultados obtidos na geoquímica de rocha total, com valores de elementos traços equivalentes às rochas formadas em ambiente de arco magmático continental. Apenas quatro análises do granodiorito gnaiss sideriano e uma do hornblenda gnaiss tonalítico riaciano estão sobre o campo de cristais anorogênicos (Figura 107).

Os cristais de zircão do granodiorito gnaiss sideriano juvenil, que apresenta características de fontes máficas provenientes de manto superior e/ou crosta inferior, não refletem fonte efetivamente em ambiente anorogênico, apenas baixas concentrações de Hf, possivelmente, devido à cristalização precoce desses cristais durante a cristalização fracionada do protólito (WANG et al., 2009). A amostra com maior grau de fusão parcial associada, ou

seja, o granito gnaiss orosiriano (EMB70C), que plota no campo de intraplaca nos diagramas de Pearce et al. (1984), reflete o mesmo enriquecimento em Y (elemento incompatível) no diagrama de Pupin (2000) (Figura 107).

Figura 107 - Diagrama HfO_2 vs. Y_2O_3 extraído de Pupin (2000) com diferentes campos composicionais dos cristais magmáticos de zircão de diferentes tipos de rochas ígneas: (1-2) origem anorogênica, (3-4) origem anorogênica e orogênica, (5-6) origem orogênica.

Os cristais provenientes do granodiorito gnaiss sideriano apresentam os valores mais baixos da razão U/Yb (0,50 - 3,54), acompanhado de alguns cristais do gnaiss tonalítico, enquanto que o granito gnaiss orosiriano apresenta os maiores valores (2,08 a 6,22) entre os litotipos estudados. Os cristais metamórficos mostram variação de 8,96 a 13,85 e, os cristais herdados, de 0,85 a 1,06 (Figuras 108 e 109). Em relação ao valor da razão Sc/Yb, o granito gnaiss orosiriano e o gnaiss tonalítico riachão apresentam os maiores valores (0,59 - 3,39), enquanto que os outros litotipos apresentam menores valores (0,45 - 2,17) (Figura 109b-c).

A cristalização de titanita ou ilmenita diminui as razões Nb/Yb, Sc/Yb e aumenta a razão U/Yb no *melt* (GRIMES et al., 2015). Uma possível explicação para os altíssimos valores da razão Sc/Yb observados para as amostras do CRC seria a cristalização de zircão anterior à cristalização de titanita e/ou ilmenita. A cristalização precoce de zircão é também sugerida por sua baixa concentração de Hf (WANG et al., 2009), principalmente do gnaiss

sideriano (7203 a 12145 ppm). A cristalização fracionada de zircão e apatita aumenta a razão Nb/Yb no magma (GRIMES et al., 2015), originando uma trajetória paralela ao campo do zircão mantélico de Grimes et al. (2015) (Figura 108).

Figura 108 - Diagrama U/Yb vs. Nb/Yb para os cristais de zircão analisado do CRC proposto por Grimes et al. (2015). O campo cinza delimita a maioria dos dados de zircão mantélico e acima há predomínio de cristais de arco magmático, modificado de Grimes et al. (2015). As setas escura e clara indicam esquematicamente o que ocorre em um sistema aberto com a cristalização fracionada de apatita e zircão ou titanita e ilmenita, respectivamente, na química do zircão.

As concentrações de U, Yb, Nd e Sc dos cristais de zircão das amostras representativas do CRC, quando plotadas em diagramas geotectônicos discriminantes (Figura 109), apesar da elevada razão Sc/Yb (reflexo da competição mineral durante a cristalização fracionada, ou seja, cristalização de zircão e apatita anterior a cristalização de titanita ou ilmenita), apontam, principalmente, para origens em ambientes tipo arco continental, com algumas análises do granodiorito gnaiss sideriano (4 cristais) e do gnaiss tonalítico riachiano (6 cristais) sobre o campo de cristais provenientes de ilhas oceânicas segundo os diagramas de Grimes et al. (2015) (Figura 109a), sendo as mesmas análises que plotam no campo dos cristais mantélicos da Figura 108.

Adicionalmente, o diagrama da concentração de Ti vs. Yb (seção 4.5) para o granodiorito gnaissado sideriano juvenil indica presença de anfibólio ou granada durante a cristalização fracionada do zircão, devido a diminuição na concentração de Yb com a diminuição de Ti (ppm) e mesma relação para Gd/Yb vs. Ti (ppm) (seção 4.5) (GRIMES et al., 2015). Assim, o enriquecimento da razão Gd/Yb, altos valores de $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$, tanto na química de zircão quanto em rocha total observados no gnaissado sideriano, são indicativos da presença de granada na fonte, uma vez que a mesma reteria Y e ETRP (MARTIN, 1993; CONDIE, 1998; RUBATTO 2002; CONDIE; KRONER, 2013).

Figura 109 - Diagramas geotectônicos. (a) – (c): Diagramas geotectônicos de log na base 10 de U/Yb, Sc/Yb e Nb/Yb, extraídos de Grimes et al. (2015). Representatividade de 95% das amostras de diferentes ambientes de geração, com campo de zircão tipo arco continental (verde), ilhas oceânicas (roxo) e tipo MOR (cinza). Campo cinza escuro no diagrama (a) refere-se aos “cristais mantélicos” (*mantle zircon array*) de Grimes et al. (2015). As rochas do CRC apresentam-se enriquecidas em Sc em relação aos estudos de Grimes et al. (2015), ver texto. (d) - (e): Diagramas geotectônicos com representação dos campos de zircão típico de crosta continental (cinza claro) e crosta oceânica (cinza escuro), modificado de Grimes et al. (2007). Observar grande semelhança com zircão de crosta continental e arco magmáticos para os cristais dos litotipos do CRC estudados.

Segundo diagramas discriminantes para zircão, as rochas do CRC foram geradas em ambiente de arco magmático continental, com zona de subducção, e fontes progressivamente

mais rasa e gradativamente com maior grau de retrabalhamento crustal, como apontam os dados isotópicos, em conformidade com os dados sugeridos pela geoquímica de rocha total.

5.5 Implicações tectônicas

O dado mais interessante se refere às idades magmáticas em 2.4 Ga (granodiorito gnaiss sideriano) com assinatura juvenil, pois indica acreção mantélica à crosta continental na região, um dado inédito para o Terreno Embu ou domínios limítrofes para rochas com essa idade de cristalização. Entretanto, cristais detríticos de zircão com essas características foram descritos recentemente para o Domínio São Roque (JANASI et al., no prelo).

Cristais de zircão detrítico cristalizados em 2.1 Ga e $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ geralmente negativo < -6 (+2 a -13.1) também são observados no Domínio São Roque, com dados isotópicos, principalmente de Hf, que indicam fonte juvenil em núcleos de cristalização em 2.4-2.5 Ga e fontes parcialmente retrabalhadas em 2.1-2.2 Ga para magmas graníticos neoproterozoicos (JANASI et al., no prelo). Porém, essa é uma relação frágil, uma vez que não existem rochas com idade sideriana para esse domínio.

Os processos de geração e preservação crustal estão diretamente relacionados à acreção juvenil na crosta (CONDIE, 2000; CONDIE; ASHER, 2010; HAKESWORTH et al., 2009, 2013; CONDIE; KRONER, 2013; MARTIN et al. 2014; CONDIE et al., 2015). Modelos de crescimento crustal contínuo, com diferentes taxas de crescimento, calculam que 60-75% do volume da crosta continental tenha sido gerado anteriormente a 2.5 Ga, sendo a reciclagem crustal predominante no pós-Arqueano (BELOSOUVA et al., 2010; DHUIME et al., 2012; HAWKESWORTH et al., 2013).

Apesar de crescimento contínuo da crosta, picos de idades magmáticas de zircão de rochas com assinatura juvenil parecem ser episódicos, principalmente, em 2.7, 1.9 e 1.2 Ga

(CONDIE, 1998, 2000; CONDIE; ASHER, 2010), e coincidem com períodos de alto potencial de preservação da crosta (MARTIN et al., 2014) relacionados à formação de supercontinentes (HAWKESWORTH et al., 2009, 2013; CONDIE; ASHER, 2010). O granodiorito gnaiss sideriano juvenil (2.4 Ga) apresenta idade de cristalização no intervalo entre dois desses picos de preservação da crosta, e, portanto, corresponde a um registro de acreção juvenil em um período em que a tectônica de placas seria aquiescente (*“plate tectonics shutdown”*) (CONDIE et al., 2009).

Os resultados aqui obtidos, somados àqueles disponíveis em literatura recente, colocam em xeque o modelo episódico de geração e preservação crustal e sugerem dinâmica contínua no intervalo de 2.45 a 2.22 Ga (*e.g.* PARTIN et al., 2014), principalmente relacionados a orógenos com subducção de placa oceânica.

Segundo os dados aqui apresentados, os protólitos para as rochas do CRC estão associados à geração em orógenos acrecionários, principalmente em arco magmático continental com zonas de subdução (Figuras 104 a 106). Um fator altamente complicado é que arcos oceânicos podem ser acrescidos ao continente com evolução para desenvolvimento de arco continental (CONDIE; KRONER, 2013). Devido ao espessamento causado pela acreção, as condições necessárias para ocorrência de fusão parcial da raiz do arco são alcançadas e batólitos de composição cálcio-alcálicas são gerados, atribuindo características químicas de arcos continentais superimpostas às características de arco oceânico precedente.

Isso poderia ocorrer com as rochas do CRC, uma vez que alguns cristais de zircão do gnaiss sideriano plotaram sobre o campo de zircão proveniente de ilhas oceânicas (Figura 109a), pois apresentam fontes profundas e mais máficas para esses granodioritos gnaisses siderianos, fontes progressivamente mais rasas e crustais para as rochas riácianas e ainda mais retrabalhadas para as rochas orosiriana.

Ao pensar em um arco continental, os dados de ϵ_{Nd} , ϵ_{Hf} , e $T_{DM(Nd)}$ e $T_{DM(Hf)}$ arqueanas e paleoproterozoicas e a presença de algumas idades de herança, além dos dados de rocha total e química de zircão, sugerem que a fusão de uma crosta mais antiga e retrabalhada (em relação ao gnaiss sideriano) tenha dado origem às rochas riacianas e orosiriana, ambas em ambiente de arco continental. Mas uma conexão ou transição entre o ambiente tectônico responsável pela geração dos ortognaisses siderianos e o magmatismo riaciano dificilmente explicaria uma evolução entre essas rochas, isso é, são cerca de 200-300 Ma sem nenhuma informação geológica na região. Esses ortognaisses com diferentes idades podem ter sido amalgamados no Paleoproterozoico, no Mesoproterozoico, ou mesmo no Neoproterozoico, nos múltiplos episódios de metamorfismo e deformação associados.

Cioffi et al. (2016) discutem a aparente importante geração de crosta continental no Paleoproterozoico para a região da América do Sul e África oeste (ABOUCHAMI et al., 1990; TEIXEIRA et al., 2015), relacionada ao sul do Cráton do São Francisco. Neste caso, os autores sugerem que o embasamento paleoproterozoico do Orógeno Brasília Meridional, designado como Complexo Pouso Alegre (CPA), corresponde a suítes de rochas juvenis cristalizadas em 2.08 Ga e 2.15 Ga a partir do desenvolvimento de arco continental instalado na borda sul do paleocontinente do São Francisco, ou de um arco oceânico que foi acrescido ao paleocontinente do São Francisco com posterior evolução para arco continental, que explicaria o vasto volume de rochas félsicas (em relação às máficas) com assinaturas de arco continental.

Assim como Teixeira et al. (2015) propuseram a geração de crosta continental com o “Orógeno Minas”, relacionado a suítes juvenis de rochas em 2.35-2.32 Ga para o cinturão mineiro no sul da área cratônica do São Francisco, o CPA estaria associado às fases tardias de instalação do orógeno acrecionário na borda sul do paleocontinente do São Francisco, com geração de crosta continental e, junto com as suítes juvenis do cinturão mineiro,

representariam um importante evento de geração crustal com idades de cristalização entre 2.35 e 2.08 Ga e idades TDM de 2.5 a 2.2 Ga (TEIXEIRA et al., 2015; CIOFFI et al., 2016).

A falta de dados geoquímicos e isotópicos para todas as unidades do Terreno Embu e dos domínios limítrofes dificulta a reconstituição paleogeográfica anterior ao Neoproterozoico para as rochas do CRC, o que poderia ajudar no entendimento da evolução geológica deste terreno. Mas, aparentemente, podem ser identificados processos de “cratonização” da crosta (FARINA et al., 2015) com, possivelmente, sucessivos arcos continentais gerando e retrabalhando rochas. O presente trabalho contribui com a caracterização das rochas mais antigas que afloram no Terreno Embu (CRC) e colabora para diminuir essas lacunas de informações básicas.

CONCLUSÕES

O presente estudo permitiu a caracterização da geoquímica de rocha total, geocronológica e isotópica das rochas do Complexo Rio Capivari (CRC) na região de Jambeiro (SP). Os resultados apresentados nesta dissertação permitem concluir que:

- A maioria das rochas, apesar de sofrerem processos de fusão parcial, preservam assinaturas químicas do protólito ígneo e revelam afinidades com magmas tonalíticos a graníticos, com ocorrência subordinada de magmas básicos toleíticos (anfibolitos).
- As idades mais expressivas do magmatismo de origem do CRC são riacianas entre 2.2 e 2.1 Ga. Mas uma amostra apresenta idade sideriana em 2.4 Ga para cristalização de um granodiorito e outra orosiriana em 2.0 Ga para a cristalização de um granito.
- O evento riaciano implicou retrabalhamento de reservatórios crustais acrescidos no Arqueano (T_{DM} - 2.6-3.2 Ga), com contribuições de diferentes níveis da crosta, assim como atestado pelo espalhamento dos ϵ_{Nd} e ϵ_{Hf} . Os granitos gnaisses tiveram origem em níveis mais rasos da crosta em relação aos granodioritos gnaisses e o gnaiss tonalítico.
- A proximidade da idade de cristalização do granodiorito gnaiss sideriano (2426 Ma) com a idade $T_{DM(Nd)}$ (2505 Ma) e $T_{DM(Hf)}$ (2689-2946 Ma), além da ausência de cristais herdados de zircão, somada aos valores positivos de $\epsilon_{Nd(t)}$ (+3.8) e $\epsilon_{Hf(t)}$ (+0.3 a +4.8) e $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ pouco radiogênico (0.7035), suportam uma fonte juvenil para essa rocha e indicam geração de crosta continental sideriana no Terreno Embu. A química e isotopia de rocha total, bem como a química de zircão, apontam para fontes máficas com granada ou fase portadora de ETRP no resíduo.

- O fato de ambas as rochas riacianas apresentarem assinaturas altamente radiogênicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (0.7153-0.7215) sugere que os reservatórios crustais que lhes deram origem não sofreram retrabalhamento ostensivo posteriormente.
- As assinaturas isotópicas (Nd e Sr) das rochas do CRC em comparação aos dados dos granitos ediacaranos sugerem que esse complexo não foi a principal fonte para a volumosa granitogênese brasileira associada ao Terreno Embu.
- As amostras analisadas possuem assinaturas químicas de rocha total e químicas de zircão relacionadas com orógenos acrecionários e, na maioria delas, apresentam afinidades com arco magmático continental. O granodiorito gnaiss sideriano sugere fontes máficas profundas em zona de subducção. Estas características associadas com a predominância de rochas félsicas sugerem uma margem continental ativa na geração das rochas do Complexo Rio Capivari. Entretanto, a reconstrução da paleogeografia é difícil, pela escassez de dados observada tanto para o Terreno Embu quanto para os domínios geológicos do entorno.
- A variação total das idades dos reservatórios $T_{\text{DM(Nd)}}$, de 2505 a 3612 Ma para o granodiorito gnaiss sideriano e o gnaiss tonalítico riaciano, respectivamente, é reportada pela primeira vez no Terreno Embu e domínios limítrofes, e a acresção juvenil sideriana em 2426 Ma é um fato inédito na bibliografia para a região, mas ainda de natureza desconhecida.
- Frente ao cenário atual da bibliografia em relação à evolução da crosta continental, principalmente sobre o debate de crescimento e preservação episódicos da crosta versus evolução contínua, o gnaiss sideriano juvenil indica acresção de crosta em 2.4 Ga em ambiente de arco magmático continental e contribui para uma evolução contínua da crosta continental entre 2.4-2.2 Ga, com atuação de processos tectônicos

segundo a dinâmica “moderna” da tectônica de placas já no Paleoproterozoico inferior (Sideriano).

REFERÊNCIAS

- ABOUCAMI, W., et al. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth Planets**, v. 95, p. 17.605-17.629, 1990.
- ALKMIM, F. F. et al. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, v. 149, n. 1-2, p. 43-63, 2006.
- ALKMIM, F. F. et al. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 25-43, 2007.
- ALMEIDA, F. F. M. et. al. Brazilian Structural Provinces: an Introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 78, n. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande, 1977. Atas. Recife, SBG, p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B. The Upper Precambrian of South America. **Boletim IG**. São Paulo, IGUS, v. 7, p. 45-80, 1976.
- ALMEIDA, J. C. H. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. 2000. 190 p. Tese (Doutoramento) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, 2000.
- ALVES, A. et al. Sources of granite magmatism in the Embu Terrane (Ribeira Belt, Brazil): Neoproterozoic crust recycling constrained by elemental and isotope (Sr-Nd-Pb) geochemistry. **Journal of South American Earth Sciences**, p-1-19, no prelo.
- ALVES, A. et al. U-Pb Geochronology of the granite magmatism in the embu terrane: Implications for the evolution of the central ribeira belt, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 230, p. 1-12, 2013.
- AMANTE, A. M. S. et al. Razões isotópicas PB/PB obtidas por LA-ICP-MC-MS: avaliação e tratamento de resultados, determinação de idades e comparação com outras técnicas analíticas. **Geochimica Brasilienses**, v. 18, n. 1, p. 1-11, 2004.
- AMELIN, Y.; LEE, D. C.; HALLIDAY, A. N. Early-middle Archaean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, n. 24, p. 4.205-4.225, 2000.

ANDRADE, S. et al. Methodology for the Determination of Trace and Minor Elements in Minerals and Fused Rock Glasses with Laser Ablation Associated with Quadrupole Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-Q-ICPMS). **American Journal of Analytical Chemistry**, v. 5, p. 701-721, 2014.

ANDRÉN, H. et al. Sources of mass bias and isotope ratio variation in multi-collector ICP-MS: optimization of instrumental parameters based on experimental observations. **Journal of Analytical Atomic Spectrometry**, v. 19, p. 12-17, 2004.

BABINSKI, M. et al. U- Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from the basement of the Embu Complex, Ribeira Fold Belt, Brazil: indications for ~1.4-1.3 Ga Pb-Pb and Rb-Sr “isochron” ages of no geological meaning. In: III SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. **Extended Abstracts**. Pucón, Chile, p. 91-93, 2001.

BABINSKI, M. **Metodologia Isotópica Pb/Pb: aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos**. 1988. 101 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

BARKER, S. J. et al. Post-supereruption Magmatic Reconstruction of Taupo Volcano (New Zealand), as Reflected in Zircon Ages and Trace Elements. **Journal of Petrology**, v. 55, n. 8, p. 1.511-1.533, 2014.

BARTH, A. P. et al. Detrital zircon as a proxy for tracking the magmatic arc system: The California arc example. **Geology**, v. 41, n. 2, p. 223-226, 2013.

BASEI, M. A. S. et al. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belt: evidence from a reconnaissance provenance study. **Precambrian Research**, v. 139, n. 3, p. 195-221, 2005.

BEESON, R. The geochemistry of meta-igneous rocks from the amphibolite facies terrain of south Norway. **Norsk Geologisk Tidsskrift**, v. 58, p. 1-16, 1978.

BELLUCCI, J. J.; MCDONOUGH, W. F.; RUDNICK, R. L. Thermal history and origin of the Tanzanian Craton from Pb isotope thermochronology of feldspars from lower crustal xenoliths. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 301, p. 431-501, 2011.

BELOUSOVA, E. A. et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 143, p. 602-622, 2002.

BELOUSOVA, E. A. et al. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. **Lithos**, v. 119, p. 457-466, 2010.

BELOUSOVA, E. A.; GRIFFIN, W. L.; O'REILLY, S. Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for orogenic modelling: Examples from Eastern Australian granitoids. **Journal of Petrology**, v. 47, n. 2, p. 329-353, 2006.

BENISEK, A.; FINGER, F. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 114, p. 441-451, 1993.

BLICHERT-TOFT, J.; ALBAREDE, F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. **Earth Planetary Science Letters**, v. 148, p. 243-258, 1997.

BOUVIER, A.; VERVOORT, J. D.; PATCHETT, P. J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 273, p. 48-57, 2008.

BRADY, J. B.; CHERNIAK, D. J. Diffusion in Minerals: An Overview of Published Experimental Diffusion Data. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 72, n. 1, p. 899-920, 2010.

BÜHN, B. et al. 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). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 81, n. 1, p. 99-114, 2009.

CAMPANHA, G. A. C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Aparí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, n. 1-2, p. 31-51, 1999.

CAMPOS NETO, M. C. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U. G. et al. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. 31. International Geological Congress. Rio de Janeiro, 2000, p. 335-365.

CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. **Tectonics**, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000a.

CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high- pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints. **Tectonics**, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000b.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. **Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES)**, 1990.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 8, n. 2, p. 143-162, 1995.

CHERNIAK, D. J. Diffusion in accessory minerals: zircon, titanite, apatite, monazite and xenotime. In: ZHANG, Y.; CHERNIAK, D. J. (Eds.). Diffusion in Minerals and Melts. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, n. 72, p. 827-869, 2010.

CHERNIAK, D. J.; WATSON, E. B. Ti diffusion in zircon. **Chemical Geology**, v. 242, p. 470-483, 2007.

CIOFFI, C. R. et al. Geochemical signatures of metasedimentary rocks of high-pressure granulite facies and their relation with partial melting: Carvalhos Klippe, Southern Brasília Belt, Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, v. 40, p. 63-76, 2012.

CIOFFI, C. R. et al. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 275, p. 176-196, 2016.

COMPSTON, W.; WILLIAMS, I. S.; CLEMENT, S. W. U-Pb ages within single zircons using a sensitive high-resolution ion microprobe. **American Society for Mass Spectrometry: 30th Conference**, Honolulu, p. 593-595, 1982.

COMPSTON, W.; WILLIAMS, I. S.; MEYER, C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. **Journal of Geophysical Research**, v. 89-Supp., p. B525-B534, 1984.

CONDIE, K. C et al. U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: The search for juvenile Precambrian continental crust. **Precambrian Research**, v. 139, n. 1-2, p. 42-100, 2005.

CONDIE, K. C. Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. **Precambrian Research**, v. 266, p. 587-591, 2015.

CONDIE, K. C. Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. **Precambrian Research**, v. 266, p. 587-591, 2015.

CONDIE, K. C. Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? **Earth and Planetary Science Letters**, v. 163, n. 1-4, p. 97-108, 1998.

CONDIE, K. C. Episodic continental growth models: Afterthoughts and extensions. **Tectonophysics**, v. 322, n. 1-2, p. 153-162, 2000.

CONDIE, K. C. et al. Episodic zircon ages, Hf isotopic composition, and the preservation rate of continental crust. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 123, n. 5, p. 951-957, 2011.

CONDIE, K. C. et al. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra. **Gondwana Research**, n. 15, p. 228-242, 2009.

CONDIE, K. C.; ASTER, R. C. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth. **Precambrian Research**, v. 180, n. 3-4, p. 227-236, 2010.

CONDIE, K. C.; KRONER, A. The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. **Gondwana Research**, v. 23, n. 2, p. 394-402, 2013.

CONDIE, K. et al. Is the rate of supercontinent assembly changing with time? **Precambrian Research**, v. 259, p. 278-289, 2015.

CORDANI, U. G.; COUTINHO, J. M. V.; NUTMAN, A. P. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 903-910, 2002.

CORFU, F. et al. Atlas of Zircon Textures. In: HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O. (Eds.). **Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry**. [s. l.], [s. n.], 2003, p. 500.

DAVIS, D. W.; WILLIAMS, I. S.; KROGH, T. E. Historical development of zircon geochronology. In: HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O. (Eds.). **Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, p. 145-181, 2003.

DE PAOLO, D. J. **Neodymium Isotope Geochemistry**. Berlin: Springer-Verlag, 1988.

DELGADO, I. M. et al. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, Luiz Augusto et al. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2003.

DHUIE, B. et al. A change in the geo-dynamic of Continental Growth 3 Billion Years Ago. **Science**, v. 335, p. 1.334-1.336, 2012.

DICKIN, A. P. **Radiogenic Isotope Geology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

DIDIER, J.; DUTHOU, J. L.; LAMEYRE J. Mantle and Crustal Granites: Genetic Classification of Orogenic Granites and the Nature of Their Enclaves. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, p. 125-132, 1982.

DUFFLES, P. **Mapeamento e geocronologia do Complexo Embu no leste do estado de São Paulo**. 2013. 258 p. Tese de doutoramento – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

FAIRCHILD T. R. et al. Em busca do passado do planeta: tempo geológico. In: TEIXEIRA, Wilson et al. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. 2. ed. 2009.

FARINA, F. et al. The Archeane-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): Current models and open questions. **Journal of South American Earth Sciences**, p. 1-18, no prelo.

FAURE, G. **Principles and applications of inorganic geochemistry**. New York: Macmillan, 1991.

FAURE, G.; MENSING, T. M. **Isotopes: Principles and Application**. 3. ed. Wiley, p. 897, 2005.

FENG, R.; MACHADO, N.; LUDDEN, J. Lead geochronology of zircon by Laser Probe-Inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 57, p. 3.479-3.486, 1993.

FERNANDES, A. J. **O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica**. 1991. 120 p. Dissertação de mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1991.

FERRY, J. M.; WATSON, E. B. New thermo-dynamic analysis and calibration of the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. **Geological Society of America**, v. 38, n. 6, p. 243, 2006.

FILIPOV, M.; JANASI, V. A. The Mauá Granitic Massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U-Pb dating. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 341-348, 2001.

FINCH, R. J.; HANCHAR, J. M. Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, n. 1, p. 1-25, 2003.

FONTAINE, G. H. et al. Effects of operating conditions and matrix on mass bias in MC-ICPMS. **Journal of Analytical Atomic Spectrometry**, v. 24, p. 6-37, 2009.

FOWLER, A. et al. Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 66, n. 2, p. 311–328, 2002.

FRYER, B. J.; JACKSON, S. E.; LONGERICH, H. P. The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-ICPMS) to in situ (U)-Pb geochronology. **Chemical Geology**, v. 109, p. 1-8, 1993.

FUJIMAKI, H. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 94, n. 1, p. 42-45, 1986.

GERDES A.; ZEH, A. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. **Earth Planet Science Letters**, v. 249, p. 47-61, 2006.

GERDES, A.; ZEH, A. Zircon formation versus zircon alteration: New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. **Chemical Geology**, v. 261, n. 3-4, p. 230-243, 2009.

GOSWAMI, T. K. Geochemistry of the basement gneissic rocks around sumer-umsning area, meghalaya india. **International Journal of Scientific Research Paper**, v. 3, n. 2, p. 146-148, 2014.

GRADIM, C. et al. A zona quente do retroarco do Orógeno Araçuaí, Brasil Oriental: da sedimentação a geração de granitos. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 1, p. 155-180, 2014.

GRAUERT, B.; HANNY, R.; SOPTRAJANOVA, G. Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 40, p. 105-130, 1973.

GRIFFIN, W. L. et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. **Lithos**, v. 61, n. 3-4, p. 237-269, 2002.

GRIFFIN, W. L. et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, n. 1, p. 133-147, 2000.

GRIMES, C. B. et al. "Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 170, n. 5-6, p. 46, 2015.

GRIMES, C. B. et al. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. **Geology**, v. 35, n. 7, p. 643-646, 2007.

HANCHAR, J. M.; WESTRENEN, W. V. Rare Earth Element Behavior in Zircon Melt Systems. **Elements**, p. 37-42, 2007.

HARLEY, S. L.; KELLY, N. M. The impact of zircon-garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U-Pb ages in complex high-grade terrains: An example from the Rauer Islands, East Antarctica. **Chemical Geology**, v. 241, n. 1-2, p. 62-87, 2007.

HARRISON, T. M.; WATSON, E. B.; AIKMAN, A. B. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. **Geology**, v. 35, n. 7, p. 635-638, 2007.

HASUI G. R. et al. Considerações sobre a estratigrafia do Pré-Cambriano na Região de São Paulo. **Boletim IG**. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, n. 9, p. 107-113, 1976.

HASUI, Y. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição organizada do leste paulista. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo**. Anais. São Paulo, 1983.

HASUI, Y. et al. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. In: 31. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais**, v. 5, p. 2.659-2.676, 1980.

HASUI, Y. et al. O Embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: PRÓ-MINÉRIO/PROMOCET, 1981, p. 12-45.

HASUI, Y. Evolução Polifásica do Precambriano a Oeste de São Paulo. **Boletim IG**. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, n. 6, p. 95-108, 1975.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A. F. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, H. (Eds.). **O Precambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1984.

HAWKESWORTH, C. J. The generation and evolution of the continental crust. **Journal of the Geological Society**, v. 167, p. 229-248, 2010.

HAWKESWORTH, C. J.; KEMP, A. I. S. Evolution of the continental crust. **Nature**, v. 443, p. 811-817, 2006.

HAWKESWORTH, C.; CAWOOD, P.; DHUIME, B. Continental growth and the crustal record. **Tectonophysics**, v. 609, p. 651-660, 2013.

HAYDEN, L. A.; WATSON, E. B. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 258, p. 561-568, 2007.

HEILBRON, M. et al. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 211-237, 2008.

HEILBRON, M. et al. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. **Precambrian Research**, v. 178, n. 1-4, p. 136-148, 2010.

HEILBRON, M. et al. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil. In: 14. INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS. **Abstracts**. Ouro Preto, MG, p. 15-17, 1998.

HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V. et al. (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca, 2004, p.203-234.

HEILBRON, M. et al. The Serra da Bolívia complex: the record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. **Precambrian Research**, n. 238, p. 158-175, 2013.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 125, n. 1-2, p. 87-112, 2003.

HENRIQUE-PINTO, R. et al. Paleoproterozoic source contributions to the São Roque Group sedimentation: LA-MC-ICPMS U-Pb dating and Sm-Nd systematics of clasts from metaconglomerates of the Boturuna Formation. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 12, n. 3, p. 21-32, 2012.

HENRIQUE-PINTO, R. et al. Provenance and sedimentary environments of the Proterozoic São Roque Group, SE-Brazil: Contributions from petrography, geochemistry and Sm e Nd isotopic systematics of metasedimentary rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 63, p. 191-207, 2015.

HENRIQUE-PINTO, R. et al. Provenance and tectonic setting of Proterozoic metasedimentary sequences of the São Roque Domain, Ribeira Fold Belt, Brazil: a combination of whole-rock geochemistry, Sm-Nd isotopic systematics and detrital zircon U-Pb geochronology. **Geophysical Research Abstracts**. v. 16, 2014.

HENRIQUE-PINTO, R. et al. Zircon provenance in meta-sandstones of the São Roque Domain: Implications for the Proterozoic evolution of the Ribeira Belt, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 256, p. 271-288, 2015.

HIDAKA, H. U-Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Palaeoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: Evidence for an Archean provenance. **Chemical Geology**, v. 187, p. 279-293, 2002.

HOSKIN, P. W. O et al. Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. **Journal of Petrology**, v. 41, p. 1.365- 1.396, 2000.

HOSKIN, P. W. O.; BLACK, L. P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 18, p. 423-439, 2000.

HOSKIN, P. W. O.; SCHALTEGGER, U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: HANCHAR, J. M.; HOSKIN, P. W. O. (Eds.). **Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, p. 27-62, 2003.

JACKSON, S. E. et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. **Chemical Geology**., v. 211, p. 47-69, 2004.

JACKSON, S. E. The application of Nd: YAG lasers in LA-ICP- MS. In: SYLVESTER, P. J. (Ed.). **Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications**. Mineralogical Association of Canada, v. 29, p. 29-45. Short Course Series, 2001

JAFFEY, A. H. et al. Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. **Physical Review C**, n. 4, p. 1.889-1.906, 1971.

JANASI, V. A. et al. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu granite province, southeastern Brazil: petrological and tectonic significance. **The Canadian Mineralogist**, v. 47, n. 6, p. 1505-1526, 2009.

JANASI, V. A. et al. Timing and sources of granite magmatism in the Ribeira Belt, SE Brazil: insights from zircon in situ U-Pb dating and Hf isotope geochemistry in granites from the São Roque Domain. **Journal of South America Earth Sciences**, no prelo.

JANASI, V.; LEITE, R.; VAN SCHMUS, W. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil): implications for the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363-376, 2001.

JANASI, V.A.; ALVES, A.; VLACH, S. R. F. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no neoproterozóico. **Geologia USP: Série Científica**, v. 3, p. 13-24, 2003.

JULIANI, C. et al. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 78-81, 2000.

KEMP, A. I. S. et al. Concurrent Pb-Hf isotope analysis of zircon by laser ablation multi-collector ICP-MS, with implications for the crustal evolution of Greenland and the Himalayas. **Chemical Geology**, n. 261, p. 244-260, 2009a.

KEMP, A. I. S. et al. Nd, Hf and O isotope evidence for rapid continental growth during accretionary orogenesis in the Tasmanides, eastern Australia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 284, p. 455-466, 2009b.

KINNY, P. D.; COMPSTON, W.; WILLIAMS, I. S. A reconnaissance ion-probe study of hafnium isotopes in zircons. **Geochimical Cosmochimica Acta**, v. 55, p. 849-859, 1991.

KINNY, P. D.; MAAS, R. Lu - Hf and Sm - Nd isotope systems in zircon THE Lu - Hf Isotope System in Nature. **Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, v. 53, n. 1, p. 327-341, 2003.

KINOSHITA, H. **Aplicabilidade do Método $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ em Rochas policíclicas**. 1976. 63 p. Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.

KOBER, B. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. **Contributions of Mineralogy Petrology**, v. 93, p. 482-490, 1986.

KORSCH, R. J.; KOSITCIN, N.; CHAMPION, D. C. Australian island arcs through time: Geodynamic implications for the Archean and Proterozoic. **Gondwana Research**, v. 19, p. 716-734, 2011.

KOSLER, J.; SYLVESTER, P. J. Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 53, p. 243-275, 2003.

LARSEN, E. S.; KEEVIL, N. B.; HARRISON, H. C. Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1.045-1.052, 1952.

LIEW, T. C.; HOFMANN, A. W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 98, n. 2, p. 129-138, 1988.

LUDWIG, K. R. **ISOPLOT 3.0**: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003. Special Publication, v. 4.

MARTIN, H. et al. Why Archean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. **Lithos**, v. 198-199, p. 1-13, 2014.

MARTIN, H. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust: comparison with modern processes. **Lithos**, v. 30, p. 373-388, 1993.

MATTEINI, M. et al. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: Methodology and applications. **Anais Da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 82, n. 2, p. 479-491, 2010.

MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. The composition of the Earth: Chemical of Geology. **Chemical Geology**, v. 120, p. 223-253, 1995.

MEIJA, J. et al. Mass bias fractionation laws for multi-collector ICPMS: Assumptions and their experimental verification. **Analytical Chemistry**, v. 81, n. 16, p. 6.774-6.778, 2009.

MEIRA, V. T. et al. The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). **Terra Nova**, v. 27, n. 3, p. 206-217, 2015.

MEIRA, V. T. **Evolução Tectono-Metamórfica Neoproterozoica dos complexos Embu e Costeiro no contexto de formação do Gondwana Ocidental (leste do Estado de São Paulo)**. 2014. 266 p. Tese de doutoramento - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

MUTCHLER, S. R.; FEDELE, L.; BODNAR, R. J. Analysis management system (AMS) for reduction of laser ablation ICP-MS data. In: SYLVESTER, P. (Ed.). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: current practices and outstanding issues*. **Mineralogical Association of Canada**, v. 40, p. 318-327, 2008

NIER, A. O. The isotopic composition of uranium and the half-lives of the uranium isotopes. **Physical Reviews**, v. 60, p. 150-153, 1939a.

NIER, A. O. The isotopic constitution of radiogenic leads and the measurement of geologic time. **Physical Reviews**, v. 55, p. 153-163, 1939b.

NIER, A. O. Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead from various sources. **Journal of the America Chemical Society**, v. 60, p. 1.571-1.576, 1938.

NIER, A. O., THOMPSON, R. W.; MURPHY, B. F. The isotopic constitution of lead and the measurement of geologic time. **Physical Reviews**, v. 55, p. 112-116, 1941.

NOCE, C. M. et al. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuai. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 17-23, 2007.

ONYEAGOGCHA, A. C. Geochemistry of basement granitic rocks from northcentral Nigeria. **Journal of African Earth Sciences**, v. 5, n. 6, p. 651-657, 1986.

PARTIN, C. A. et al. Filling in the juvenile magmatic gap: Evidence for uninterrupted Paleoproterozoic plate tectonics. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 388, p. 123-133, 2014.

PASSARELLI, C. R. et al. Geocronologia e geologia isotópica dos terrenos pré-Cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. **Geologia USP-Série Científica**, v. 4, n. 1, p. 55-74, 2004.

PATCHETT, J. P. et al. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 78, p. 279-297, 1982.

PATCHETT, P. J.; TATSUMOTO, M. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 75, p. 263-267, 1980.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.

PEARCE, J. A.; PEAT, D. W. Tectonic Implications of Volcanic Arc Magmas. **Annual Reviews of Earth and Planetary**, v. 23, p. 251-283, 1995.

PEDROSA-SOARES A.C. et al. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil). **Geonomos**, v. 19, n. 2, p. 180-197, 2011.

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento: 30 Anos após Almeida, 1977. **Geonomos**, v. 15, n. 1, p. 1-16, 2007.

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Aracuaí-West Congo Orogen. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 153-172, 2008.

PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F. The Brazilian counterpart of the Araçuaí-West Congo Orogen. In: GONDWANA 14 INTERNATIONAL SYMPOSIUM. **Field Trip Guide**. Búzios, RJ, 2011.

PEDROSA-SOARES, A. et al. The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwana land assembly. **Precambrian Research**, v. 110, p. 307-323, 2001.

PIETRANIK, A. B. et al. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. **Geology**, v. 36, n. 11, p. 875-878, 2008.

PUPIN, J. P. Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences**, v. 91, p. 245-256, 2000.

PUPIN, J. P. Zircon and granite petrology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 73, n. 3, p. 207-220, 1980.

ROLLINSON, H. R. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Essex: Longman Scientific Technical, 1993.

RUBATTO, D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. **Chemical Geology**, v. 184, n. 1-2, p. 123-138, 2002.

RUBATTO, D.; HERMANN, J. Zircon Behaviour in Deeply Subducted Rocks. **Elements**, v. 3, n. 1, p. 31-35, 2007.

SANO, Y.; TERADA, K.; FUKUOKA, T. High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: Lack of matrix dependency. **Chemical Geology**, v. 184, n. 3-4, p. 217-230, 2002.

SATO, K.; BASEI, M. A. S.; SIGA Jr., O.; ONOI, A. T., 2010. In situ U–Th–Pb isotopic analyses by excimer laser ablation/ICP-MS on Brazilian megacrystal xenotime: first results on U–Pb isotopes at CPGeo-IGc-USP. In: **VII SSAGI – South American Symposium on Isotope Geology**, Brasília, Abstracts, pp. 349–352.

SATO, K.; SIGA Jr., O.; SILVA, J.A.; MCREATH, I.; LIU, D.; IIZUKA, T.; RINO, S.; HIRATA, T.; SPROESSER, W. M.; BASEI, M. A. S. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the ItaQuarry in the Atuba Complex, SE Brazil. **Geologia USP, Série Científica**, v. 9, n. 3, 61-69, 2009.

SAWYER, E. W. **Atlas of Migmatites**. Ottawa, Ontario, Canada: NRC Research Press, 2008. The Canadian Mineralogist, Special Publication, n. 9.

SCHMITT R. S. et al. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 133, p. 29-61, 2004.

SCHREIBER, H. D.; LAUER, H. V.; THANYASIR, T. The redox state of cerium in basaltic magmas: an experimental study of iron-cerium interactions in silicate melts. **Geochimica Cosmochimica Acta**, v. 44, p. 1.599-1.612, 1980.

SILVA L. C. et al. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, p. 203-240, 2005.

SILVA, L. C. **Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2006.

SÖDERLUND, U. et al. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 219, n. 3-4, p. 311-324, 2004.

TASSINARI, C. C. G. et al. Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira – São Paulo e Paraná. In: 36 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais**. Natal: SBG, v. 3, p. 1.254-1.266, 1990.

TASSINARI, C. C. G.; CAMPOS NETO, M. C. Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State, Brazil: based on isotopic evidences. **Geochimica Brasiliensis**, n. 2: p. 175-183, 1988.

TASSINARI, C. C.G. **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal**. 1988. 236 p. Tese de doutoramento – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988.

TEIXEIRA, W. et al. A juvenile accretion episode (2.35-2.32 Ga) in the Mineiro Belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. **Precambrian Research**, v. 256, p. 148-169, 2015.

THOMAS, J. B. et al. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. **Geochimica Cosmochimica Acta**, v. 66, p. 2887-2901, 2002.

THOMPSON, R. et al. An Assessment of the Relative Roles of Crust and Mantle in Magma Genesis: An Elemental Approach [and Discussion]. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 310, n. 1.514, p. 549-590, 1984.

TILTON, G. R. et al. Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites. **Transactions American Geophysical Union Journal**, n. 38, p. 360-371, 1957.

TILTON, G. R. et al. Isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in a Precambrian granite. **Geological Society of America Bulletin**, v. 66, p. 1.131-1.148, 1955.

TILTON, G. R. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. **Journal of Geophysical Research**, n. 65, p. 2.933-2.945, 1960.

TRAIL, D.; BRUCE WATSON, E.; TAILBY, N. D. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 97, p. 70-87, 2012.

TROUW, R. A. J. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 43-57, 2013.

TROUW, R. A. J. et al. The central segment of Ribeira Belt. In: CORDANI, U. G. et al. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**. 31. International Geological Congress. Rio de Janeiro, 2000, p. 287-310.

TUPINAMBÁ, M. et al. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): implications for Western Gondwana amalgamation. **Gondwana Research**, n. 21, p. 422-438, 2012.

VANDOROS, P.; FRANCO R., R. Determinação de idade de granitos da região de Mogi das Cruzes, São Paulo, pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. Na. **Academia Brasileira de Ciências**, v. 38, n. 2, p. 289-292, 1966.

VERMA, S. P. et al. Fifteen new discriminant-function-based multi-dimension robust diagrams for acid rocks and their applications to Precambrian rocks. **Lithos**, v. 168-169, p. 113-123, 2013.

VIEIRA, S. R. S. S.; TASSINARI, C. C. G. **Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo**. In: XXXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais: Boletim**, n. 3, p. 1.391-1.399, 1988.

VLACH, S.R.F., 2002. Quimismo e Datação Th–U–PbT em xenotima e monazita: exemplo do granito Mogi das Cruzes, leste da Faixa Ribeira SP e implicações. In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia. **Boletim de Resumos**, Sociedade Brasileira de Geologia, João Pessoa, PB, p. 479.

VLACH, S. R. F. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano Orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: III SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. **Extended Abstracts**. Pucón, Chile, 2001, p. 266-268.

WANG, X. et al. U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: improved zircon-melt distribution coefficients. **Acta Geologica Sinica**, v. 85, p. 164-174, 2011.

WANG, X.; GRIFFIN, W. L.; CHEN J. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. **Geochemical Journal**, v. 44, p. 65-72, 2010.

WATSON, E. B.; HARRISON, T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 64, n. 2, p. 295-304, 1983.

WATSON, E. B.; HARRISON, T. M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. **Science**, v. 308, n. 5.723, p. 841-844, 2005.

WATSON, E. B.; WARK, D. A.; THOMAS, J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 151, n. 4, p. 413-433, 2006.

WEBER, B.; HECHT, L. Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. **Precambrian Research**, v. 124, p. 41–67, 2003.

WEINBERG, R. F.; HASALOVÁ P. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. **Lithos**, v. 212-215, p. 158-188, 2015.

WETHERHILL G. W. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. **Geochimica Cosmochimica Acta**, v. 9, p. 290-292, 1956b.

WETHERHILL G. W. Discordant uranium-lead ages. **Transactions: American Geophysical Union**, v. 37, p. 320-326, 1956a.

WIEDENBECK, M. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element, and REE analyses. **Geostandards Newsletter**, v. 19, p. 1-23, 1995.

WINTER, J. D. **Principles of Igneous and Metamorphic Petrology**. 2. ed. Pearson Education, 2010.

WOODHEAD, J. et al. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation. **Chemical Geology**, v. 209, n. 1-2, p. 121-135, 2004.

YUAN, H. L. et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. **Geostandards and Geoanalytical Research**, v. 28, n. 3, p. 353-370, 2004.

YUAN, H. L. et al. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. **Chemical Geology**, v. 247, n. 1-2, p. 100-118, 2008.

ZANON, M. L. et al. A origem das bordas de mirmequita nos xenocristais de feldspato potássico em rochas máficas e híbridadas do Maciço Santa Angélica – ES. **Geonomos**, v. 20, n. 2, p. 23-33, 2013.

ZEH, A. et al. Archean to Proterozoic crustal evolution in the central zone of the Limpopo belt (South Africa-Botswana): Constraints from combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses of zircon. **Journal of Petrology**, v. 48, p. 1605-1639, 2007.

ZHANG, S. B. et al. Origin of TTG-like rocks from anatexis of ancient lower crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic granitoids in South China. **Lithos**, v. 113, n. 3-4, p. 347-368, 2009.

ANEXOS

ANEXO A - Datos de campo

ANEXO B - Amostras coletadas e selecionadas

**ANEXO C - Dados isotópicos radiométricos U-Pb em zircão para as amostras do
Complexo Rio Capivari**

**ANEXO D - Geoquímica de rocha total. Elementos maiores, menores e traços do
Complexo Rio Capivari**

**ANEXO E - Geoquímica isotópica pontual. Dados isotópicos Lu-Hf em zircão do
Complexo Rio Capivari**

ANEXO F - Química de zircão das amostras do Complexo Rio Capivari

**ANEXO G - Temperaturas de cristalização de zircão para as amostras do Complexo Rio
Capivari**