

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO MAGMATISMO AREADO –  
DOMÍNIO MONGAGUÁ – TERRENO COSTEIRO – EXTREMO SE DO  
ESTADO DE SÃO PAULO

Pedro Moreira Cavalcante da Silva

Orientadora: Profa. Dra. Cláudia Regina Passarelli

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2015 / 46)

SÃO PAULO  
2015

TF  
S586  
PMC.p

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



PETROGRAFIA E GEOCROLOGIA U-Pb DO MAGMATISMO AREADO –  
DOMÍNIO MONGAGUÁ – TERRENO COSTEIRO – EXTREMO SE DO ESTADO DE  
SÃO PAULO

Pedro Moreira Cavalcante da Silva

Orientadora: Profa. Dra. Cláudia Regina Passarelli

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2015 / 46)

IGc-Instituto de Geociências

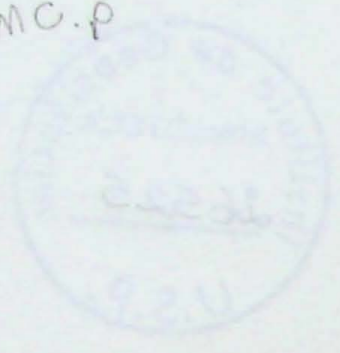


Petrografia e geocronologia U-Pb do magmatismo Areado  
Domínio Mongaguá - Terreno costeiro - extr  
M26525

SÃO PAULO

2015

TF  
S586  
PMC.p



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - INSTITUTO DE GEOLOGIA E GEOTECNICA  
DOMINGOS BONFIM - TERREIRO COSTEIRO - EXTERNO SE DO ESTADO DE  
SÃO PAULO

Prof. Dr. Roberto Cavalcanti da Silva

Oratório Prof. Dr. Cláudio Roberto Passos

LABORATÓRIO DE TRABALHO DE FORMATURA  
(11-2012) (B)

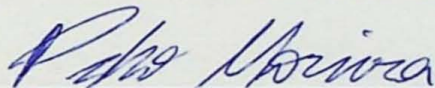
SÃO PAULO  
2012

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2015 / 46)

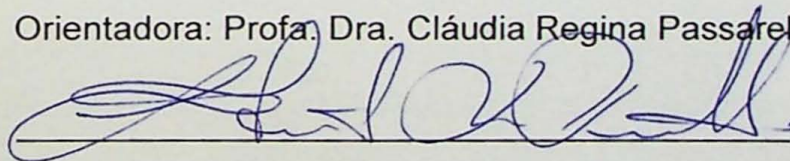
De acordo,

Aluno: Pedro Moreira Cavalcante da Silva



---

Orientadora: Profa. Dra. Cláudia Regina Passarelli



---

São Paulo, 2015

## AGRADECIMENTOS

Este Trabalho de Conclusão de Curso é dedicado às pessoas que me apoiaram e me incentivaram ao longo da minha vida acadêmica e pessoal. Em especial, agradeço aos meus pais, Antônio e Maria, por serem meus primeiros professores e por acreditarem em mim. Também agradeço aos meus irmãos, João e Maria, por serem meus grandes amigos e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida. Agradeço também aos meus amigos, especialmente aos meus colegas de curso, por serem meus grandes amigos e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida.

Agradeço também aos meus professores, especialmente aos meus professores de graduação, por serem meus grandes professores e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida. Agradeço também aos meus orientadores, especialmente aos meus orientadores de graduação, por serem meus grandes orientadores e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida.

São ainda os meus amigos, especialmente os meus amigos de infância, por serem meus grandes amigos e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida. Agradeço também aos meus colegas de curso, por serem meus grandes colegas e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida.

Por fim, agradeço aos meus familiares, especialmente aos meus familiares de infância, por serem meus grandes familiares e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida.

Por fim, agradeço aos meus amigos, especialmente aos meus amigos de infância, por serem meus grandes amigos e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida. Agradeço também aos meus colegas de curso, por serem meus grandes colegas e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida.

Por fim, agradeço aos meus familiares, especialmente aos meus familiares de infância, por serem meus grandes familiares e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida.

Por fim, agradeço aos meus amigos, especialmente aos meus amigos de infância, por serem meus grandes amigos e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida. Agradeço também aos meus colegas de curso, por serem meus grandes colegas e por estarem comigo em todos os momentos importantes da minha vida.

À minha família

## AGRADECIMENTOS

Este Trabalho de Formatura é totalmente dedicado à minha família, a qual sempre me apoiou, em todos os segmentos da minha vida, educando-me e guiando meu caminho até aqui. Portanto, obrigado mãe (Eliana Moreira Cavalcante da Silva), pai (Jorge Cavalcante da Silva) e irmão (João Paulo Moreira Cavalcante da Silva) por estarem sempre presentes em todos os momentos. Nesse contexto, gostaria de agradecer à minha tia (Márcia Regina Cavalcante da Silva) e minha avó (Maria Cavalcante da Silva).

Agradeço à minha orientadora Profa. Dra. Cláudia Regina Passarelli (Kaú) pelos conhecimentos e experiência passados, bem como as sugestões dadas, sempre pertinentes. Sem a devida orientação, este trabalho não poderia ter sido realizado. Aos relatores, também meu muito obrigado, pois suas ideias, sugestões e críticas foram de suma importância no direcionamento deste trabalho.

Sou grato ao pessoal dos laboratórios do IGc-USP, que me ensinaram muito ao longo deste ano e tornaram possível a realização deste trabalho. Portanto, Vasco, Samuca, Jordana, Fernanda e Solange sintam-se abraçados, pois o trabalho de vocês foi essencial. Ao pessoal da laminação, também, muito obrigado pelo trabalho.

Gostaria de agradecer à minha namorada e companheira Gabrieli Nieman (Gábi) por todo o suporte ao longo deste ano pesado e por ter me ensinado a usar o Photoshop. Foi mais importante do que imagina.

Sou grato a todos os geólogos com quem tive contato profissional ao longo destes anos, nos programas de estágio em que participei. Tiago Borges da Silva, Renata Augusta Rocha Naves de Oliveira, Fernão Paes de Barros, Marcos Domingues Muro, Daniel Andreas Klein, Mariana Kozlowski Caldo e Jacqueline Neitzel Medeiros, obrigado pela experiência e por todo o conhecimento passado nos últimos dois anos. Serei eternamente grato.

Aos grandes amigos que fiz nos últimos seis anos de graduação, com destaque total para a Família Geobinho, certamente irmãos que levarei para o resto da vida.

Por fim, gostaria de agradecer ao pessoal da CCInt/IGc, em especial à Nívia Flores, por ter guiado todo o processo que me levou a um intercâmbio para Portugal, na Universidade de Lisboa, a todos os professores e funcionários que passaram por minha trajetória no Instituto e todas as pessoas que contribuíram de uma forma ou de outra nestes seis anos e que não citei nestas breves palavras. Meu muito obrigado a todos.

## RESUMO

O presente trabalho de formatura teve como objetivo a melhor caracterização petrográfica e geocronológica (U-Pb por LA-ICP-MS em zircão) do Granito Areado, localizado no Domínio Mongaguá, Terreno Costeiro, no extremo SE do Estado de São Paulo. O Domínio Mongaguá foi distinguido do Domínio Registro/Curitiba e está situado entre a zona de cisalhamento Cubatão (ZCC), a norte, e a zona de cisalhamento Itariri (ZCI), a sul, entre os municípios de Itariri, Juquitiba e Itanhaém. Este Domínio inclui associações de rochas gnáissico-migmatíticas e graníticas, dentre as quais o Granito Areado está inserido. A partir de descrições petrográficas foi possível caracterizar a rocha como de caráter monzogranítico a tonalítico, com afinidade química peraluminosa a metaluminosa, influência de hidrotermalismo, altas taxas de oxidação e, quando presentes, baixos graus de metamorfismo e deformação. As análises geocronológicas, realizadas em duas amostras, resultaram em idades de  $2148 \pm 21$  Ma e  $703 \pm 7,6$  Ma e foram interpretadas como possíveis idades do protolito granítico e do magmatismo brasileiro, respectivamente. Nas amostras foi aplicada a técnica de *Split* (separação em diversas frações magnéticas) antes da concentração dos cristais de zircão, a fim de verificar algum tipo de divergência em relação aos dados finais. Os resultados evidenciaram menor erro e maior concordância nas frações pouco ou não magnéticas, em comparação com aquelas magnéticas. A análise das razões Lu-Hf, feita em uma amostra, resultou em  $\epsilon_{\text{Hf}}$  negativos, indicando origem crustal para o material fonte dos zircões, e idades  $T_{\text{DM}}$  arqueanas, as quais podem, possivelmente, refletir a época em que o protolito diferenciou-se do manto. Na literatura, idades por volta de 700 Ma foram obtidas somente em zircões detríticos no Complexo Costeiro, deixando a interpretação e contextualização do Granito Areado, em comparação com o magmatismo brasileiro em terrenos vizinhos, ainda em aberto.

## ABSTRACT

The purpose of the present study was the better petrographic and geochronological (U-Pb in zircon) characterization of the Areado Granite, located at the Mongaguá Domain, Costeiro Terrane, in the Southeastern São Paulo State. The Mongaguá Domain was distinguished from the Registro/Curitiba Domain and it's situated between the Cubatão Shear Zone, by north, and the Itariri Shear Zone, by South, region of Itariri, Juquitiba and Itanhaém cities. This Domain includes migmatitic gneissic and granitic rocks associations, among them the Areado Granite is inserted. With petrographic descriptions it was possible to characterize the rock as a peraluminous to metaluminous monzogranite to tonalite, with hydrothermalism influence, high oxidation rates and low degree metamorphism and deformation. The geochronological analysis, executed in two samples, resulted in the  $2148 \pm 21$  Ma and  $703 \pm 7,6$  Ma ages and were interpreted as the granitic protolith and the brasilian magmatism ages, respectively. The Split technique was applied in the samples before the zircon crystals concentration, with the objective of verifying any data divergence. The results demonstrated lesser error and higher concordance in the few or not magnetic fractions. The Lu-Hf ratios analysis, done in one sample, resulted in negative  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , indicating crustal origin for the zircon source, and archean  $T_{\text{DM}}$  ages, which may suggest the time when the protolith differentiated from the mantle. In previous researches, ages around 700 Ma were obtained just in detritical zircons in the Costeiro Complex, leaving the interpretation and contextualization of the Areado Granite open, in comparison to brasilian magmatisms in closer terranes.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO</b> .....	<b>1</b>
<b>3. OBJETIVOS</b> .....	<b>2</b>
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>3</b>
4.1. Levantamento bibliográfico .....	3
4.2. Separação e concentração de zircões .....	3
4.3. Catação de zircões, preparação dos <i>mounts</i> e imagens por catodoluminescência ....	5
4.4. Método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS .....	6
4.5. Sistema isotópico Lu-Hf .....	8
4.6. Descrições petrográficas macroscópicas e microscópicas .....	10
<b>5. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO</b> .....	<b>11</b>
5.1. Contexto geológico regional .....	11
5.1.1. Província Mantiqueira .....	11
5.1.2. Cinturão Ribeira .....	13
5.1.3. Terreno Costeiro .....	14
5.1.4. Domínio Mongaguá e trabalhos prévios na região .....	15
<b>6. RESULTADOS OBTIDOS</b> .....	<b>18</b>
6.1. Análises petrográficas .....	18
6.1.1. Análise macroscópica .....	18
6.1.2. Análise por microscopia óptica .....	19
6.2. Imageamento de zircões por catodoluminescência .....	26
6.3. Análises geocronológicas U-Pb por LA-ICP-MS .....	29
6.3.1. Amostra K-83 .....	29
6.3.2. Amostra K-110 .....	31
6.4. Análise das razões isotópicas Lu-Hf .....	33
<b>7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b> .....	<b>35</b>
7.1. Interpretação dos dados e caracterização do Granito Areado .....	35
7.1.1. Análise petrográfica .....	35
7.1.2. Análise geocronológica e razão Lu-Hf .....	37
7.2. Contextualização geológico-geocronológica do Granito Areado .....	40
<b>8. CONCLUSÕES</b> .....	<b>41</b>
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>42</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> – Localização da área e principais vias de acesso. O Granito Areado é delimitado pelos meridianos 47°11' e 46°57' oeste e os paralelos 24°07' e 24°15' sul (retirado do Google Maps). .....	2
<b>Figura 2</b> – Mapa tectônico simplificado da Província Mantiqueira, S-SE do Brasil (modificado de Passarelli et al., 2011). .....	12
<b>Figura 3</b> – Compartimentação tectônica simplificada da Província Mantiqueira, com detalhe para a área de estudo (retirado de Passarelli, 2001). .....	14
<b>Figura 4</b> – Mapa de pontos da região do Domínio Mongaguá, englobando pontos de todo o projeto da orientadora e os pontos estudados neste projeto, em verde no mapa.....	17
<b>Figura 5</b> – Fotos de cortes das amostras (a) K-81; (b) K-82; (c) K-83; (d) K-110; e (e) K-113. ....	19
<b>Figura 6</b> – Diagrama QAP para rochas plutônicas com representação das análises modais dos minerais de todas as lâminas estudadas (adaptado de Streckeisen, 1974).....	20
<b>Figura 7</b> – fotomicrografia da K-82: Quartzo recristalizado em textura consertal, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita formam a textura principal da rocha. (2,5x, nicóis X).....	24
<b>Figura 8</b> – fotomicrografia da K-82: Textura mirmequítica nas bordas de cristais de feldspato alcalino. (5x, nicóis X) .....	24
<b>Figura 9</b> – fotomicrografia da KP-83: Saussuritização em cristal de plagioclásio. (5x, nicóis X).....	24
<b>Figura 10</b> – fotomicrografia da K-84a: Cristais de biotita esverdeados característicos associados a cristais primários de muscovita incolores com leve pleocroísmo rosado. (5x, nicóis //) .....	24
<b>Figura 11</b> – fotomicrografia da K-81: Núcleo de allanita alaranjado associado a epidoto e biotita esverdeada. (10x, nicóis //).....	24
<b>Figura 12</b> – fotomicrografia da KP-82: Coroa de titanita ao redor de cristal anédrico de ilmenita. (5x, nicóis //) .....	24
<b>Figura 13</b> – fotomicrografia da K-83: Textura pertítica em microclínio. (2,5x, nicóis X).....	25
<b>Figura 14</b> – fotomicrografia da KP-84b1: Estrutura orientada definida por biotita verde a marrom. (2,5x, nicóis //) .....	25
<b>Figura 15</b> – fotomicrografia da K-110: Cristal de allanita metamictizado fraturando microclínio. (5x, nicóis X).....	25
<b>Figura 16</b> – fotomicrografia da K-110: Textura poiquilítica, megacristal de microclínio englobando cristais de biotita e quartzo. (2,5x, nicóis X).....	25
<b>Figura 17</b> – fotomicrografia da K-110: Cristais de biotita verde a marrom esverdeado característicos do Granito Areado. (2,5x, nicóis //).....	25
<b>Figura 18</b> – fotomicrografia da KP-112b: Grandes cristais primários de muscovita incolores e rosados. (2,5x, nicóis X) .....	25
<b>Figura 19</b> – Imagens de catodoluminescência da (a) amostra K-83 na fração M (-1) e da (b) amostra K-110 na fração M (2). .....	28

<b>Figura 20</b> – Acima, cristais de zircão datados nas duas frações magnéticas da amostra K-83. Abaixo, diagrama concórdia das idades obtidas na amostra K-83 pelo método U-Pb por LA-ICP-MS. ....	30
<b>Figura 21</b> – Acima, cristais de zircão datados nas duas frações magnéticas da amostra K-110. Abaixo, diagrama concórdia das idades obtidas na amostra K-110 pelo método U-Pb por LA-ICP-MS. ....	32
<b>Figura 22</b> – Gráfico da análise por Lu-Hf da amostra 3 ilustrando as idades $T_{DM}$ as idades $T_{U-Pb}$ e seus respectivos $\epsilon_{Hf}$ . ....	35
<b>Figura 23</b> – Imagem de catodoluminescência dos zircões e marcação dos <i>spots</i> em que foram realizadas as datações da amostra K-83 por Passarelli et al. (2012) (retirado de Passarelli et al., 2012). ....	39
<b>Figura 24</b> – Diagrama concórdia das idades obtidas por Passarelli et al. (2012) na amostra K-83 pelo método U-Pb por LA-ICP-MS (retirado de Passarelli et al., 2012). ....	39

## ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela 1</b> – Dados utilizados nos cálculos obtidos da análise U-Pb da amostra K-83 pelo método LA-ICP-MS. ....	31
<b>Tabela 2</b> – Dados utilizados nos cálculos obtidos da análise U-Pb da amostra K-110 pelo método LA-ICP-MS. ....	33
<b>Tabela 3</b> – Dados utilizados nos cálculos obtidos da análise Lu-Hf da amostra K-83, com destaque para a coluna do $\epsilon_{Hf}$ (T1) negativo. ....	34

## 1. INTRODUÇÃO

O Domínio Mongaguá foi definido por Passarelli (2001), distinguido do Domínio gnáissico-migmatítico Registro/Curtitiba, e está localizado no extremo SE do estado de São Paulo, entre a zona de cisalhamento Cubatão (ZCC), a norte, e a zona de cisalhamento Itariri (ZCI), a sul. Este Domínio inclui associações de rochas gnáissico-migmatíticas e graníticas, como o Granito Areado.

O presente trabalho de formatura do curso de geologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc – USP) aborda a petrografia e geocronologia (U-Pb) do Granito Areado, localizado no Domínio Mongaguá, Terreno Costeiro, no extremo SE do Estado de São Paulo com o objetivo de melhor caracterizá-lo, comparando os dados obtidos aqui com resultados de trabalhos prévios.

A pesquisa incluiu descrições petrográficas e relações petrogenéticas em meso- e microescala, processamento de amostras para separação de zircões e datação dos cristais por meio do método U/Pb pela sistemática *in situ* LA-ICP-MS (*Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*), e integração dos dados, a fim de melhor integrar a rocha dentro do contexto geológico-geocronológico local.

Interpretado como intrusivo nas rochas gnáissico-migmatíticas do Domínio Mongaguá, o Granito Areado carecia de uma caracterização petrográfica de detalhe e sua idade de cristalização era incerta. Os resultados obtidos neste trabalho permitiram estimar uma idade para a cristalização do corpo granítico, bem como melhor caracterizá-lo petrograficamente.

## 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área de estudo do Granito Areado, de difícil acesso, fica situada na região sul-sudeste do Estado de São Paulo, nas imediações do litoral sul paulista e abrange os municípios de Pedro de Toledo, Itariri e Peruíbe, ao sul; Juquitiba, mais ao norte; Itanhaém e Mongaguá, a leste e Miracatu a sudoeste, sendo margeada pelas rodovias federais BR-116, a oeste-noroeste e BR-101, a sul-sudeste. O Granito Areado é delimitado, geograficamente, pelos meridianos 47°11' e 46°57' oeste e os paralelos 24°07' e 24°15' sul (figura 1). A área está, na escala 1:250.000, inserida na porção centro-sul da Folha Topográfica Iguape – SP (SG-23-V-A) (IBGE, 1979).

Partindo da cidade de São Paulo, a área pode ser acessada por três caminhos, preferencialmente. Um a partir da rodovia federal BR-116 (Régis Bittencourt), passando por Juquitiba e chegando à rodovia federal BR-101, onde o acesso à área pode ser feito por Itariri; e outros dois, um a partir da rodovia estadual SP-150 (Anchieta) até a BR-101 e outro a partir da estadual SP-160 (Imigrantes), também até a BR-101, onde o acesso à área é feito por Itariri. Mesmo fora das épocas chuvosas, as vias vicinais têm difícil acesso, tornando a chegada aos afloramentos complicada. Adicionalmente, a área caracteriza-se por afloramentos escassos e normalmente com forte intemperismo.



Figura 1 – Localização da área e principais vias de acesso. O Granito Areado é delimitado pelos meridianos  $47^{\circ}11'$  e  $46^{\circ}57'$  oeste e os paralelos  $24^{\circ}07'$  e  $24^{\circ}15'$  sul (retirado do *Google Maps*).

### 3. OBJETIVOS

A pesquisa teve como principal objetivo a melhor caracterização do Granito Areado, localizado no Domínio Mongaguá, Terreno Costeiro, extremo SE do Estado de São Paulo, em termos petrográficos e geocronológicos, uma vez que o estudo desta rocha ainda é um tema pouco abordado na literatura.

Aliando-se essas duas frentes de estudo, foi possível uma melhor compreensão do quadro geocronológico e geotectônico regional, a partir de correlações com dados de rochas situadas nas imediações. Análises a partir do sistema isotópico Lu-Hf não estavam nos objetivos iniciais, mas foram incluídas durante o projeto, com o intuito de refinar a caracterização do magmatismo Areado.

Objetivo secundário deste trabalho teve caráter metodológico. Atualmente a metodologia utilizada para as análises U-Pb em zircões por LA-ICP-MS não faz distinção entre as frações magnéticas deste cristal. Neste trabalho, nas duas amostras datadas, foi realizado o *Split* no separador eletromagnético “Frantz”, processo em que os cristais de zircão são separados a partir de suas distintas suscetibilidades magnéticas. Assim, foram

promovidas comparações entre os resultados das datações nas frações pouco ou não magnéticas e os das frações magnéticas, com o intuito de se verificar algum tipo de divergência entre eles.

## **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **4.1. Levantamento bibliográfico**

Trabalhos de revisão bibliográfica foram iniciados no início do ano e se estenderam até o fim de agosto, tendo como temas fundamentais: (1) caracterização geológica regional e trabalhos prévios locais; (2) metodologias aplicadas à datação U-Pb e o sistema de isotópico Lu-Hf; e (3) estudo da tipologia do zircão e seu imageamento.

### **4.2. Separação e concentração de zircões**

Os procedimentos para a preparação das amostras, objetivando a (1) separação e concentração de zircões seguiram segundo Sato et al. (2008) e Passarelli et al. (2009), ou seja, (1.1) britagem de amostra, a partir de um britador de mandíbulas; (1.2) moagem, a partir de moinho de disco; (1.3) passagem do material em uma bateria de peneiras até uma granulometria entre 100 e 250 "mesh"; (1.4) passagem em mesa vibratória para a concentração de pesados; (1.5) passagem de imã de mão para a retirada de minerais magnéticos; (1.6) passagem no separador eletromagnético "Frantz" para a concentração de minerais com diferentes suscetibilidades magnéticas, a partir de mudanças na inclinação e na intensidade do campo eletromagnético; (1.7) passagem da porção menos ou nada magnética em líquidos densos, tais como bromofórmio e iodeto de metileno, a fim de separar zircão e outros pesados; (1.8) passagem em ácidos, como HCl ou HNO<sub>3</sub>, para a eliminação de eventuais apatitas e sulfetos; (1.9) por fim, passagem dos minerais pesados (zircões) novamente no "Frantz", mas agora com mudanças na inclinação lateral do aparelho, com a finalidade de separar frações com diferentes suscetibilidades magnéticas.

As nove amostras, coletadas previamente pela orientadora e denominadas K-81, K-82, K-83, K-84a, K-84b, K-110, K-112a, K-112b e K-113, foram processadas, seguindo ao máximo os procedimentos supracitados, no Laboratório de Separação do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IGc-USP, sob a supervisão do técnico de laboratório Vasco Antônio Pereira dos Loios.

Primeiramente, todas foram submetidas ao britador de mandíbulas, com o objetivo de terem sua granulometria diminuída para cerca de 1-1,5 cm. Em seguida, todas, exceto a

K-82, passaram para a etapa de moagem e peneiramento. O procedimento consistiu em seguidas moagens, realizadas em um moinho de disco, intercaladas com peneiramentos nas granulometrias de 100 e 250 "mesh", as quais eram acondicionadas separadamente. Devido ao seu pequeno volume, a amostra K-82 foi processada em pilão, em vez do moinho de disco, porém tendo sucessivas etapas de peneiramento assim como as demais.

Posteriormente, as amostras com maior volume na granulometria de 100 "mesh" foram levadas à mesa vibratória de Wilfley para a concentração dos minerais pesados, a partir de pressão de água e vibração. Os pesados concentram-se em uma caneca, enquanto que os leves tendem a concentrar-se em outra, localizada ao lado. Em seguida, as amostras foram secas em estufa e acondicionadas separadamente. Apenas as amostras K-81, K-84b, K-110 e K-112a passaram por esta etapa, por apresentarem volume suficiente. As demais, por já apresentarem pequenos volumes, partiram diretamente para a etapa seguinte, a de separação magnética.

Nesta etapa, utilizou-se imã de mão no material (no caso das que haviam passado pela mesa vibratória, utilizou-se as frações pesadas) a fim de retirar os minerais ferromagnéticos, inutilizáveis para nosso objetivo, pois o zircão é um mineral paramagnético de fraca suscetibilidade magnética. Após esta etapa, o material restante foi processado no separador eletromagnético "Frantz" a uma corrente elétrica de 0,5 A, a fim de se segregar ainda mais os minerais pouco, ou nada, magnéticos daqueles levemente magnéticos.

A etapa seguinte foi a de passagem em líquidos densos, com o intuito de isolar os minerais leves dos zircões e outros minerais pesados. Na primeira fase, houve passagem de cada amostra por bromofórmio, líquido de densidade equivalente a  $2,89 \text{ g/cm}^3$ , contrastante com a densidade do zircão, entre  $4,6$  e  $4,7 \text{ g/cm}^3$ . Os leves e os pesados foram secos em estufas e acondicionados separadamente. Depois de secos, os minerais pesados de cada amostra foram passados por iodeto de metileno, líquido de densidade equivalente a  $3,32$ - $3,33 \text{ g/cm}^3$ , a fim de uma separação por densidade ainda mais refinada. Apenas a amostra K-83 passou pela etapa 1.8, de passagem por ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ). O  $\text{HNO}_3$  tem a função de eliminar apatitas e sulfetos, concentrando melhor os zircões. Nas demais amostras não foi possível a realização desta etapa.

Por fim, foi feita a escolha de duas amostras para o prosseguimento da preparação, com a realização do *Split*, separação de frações com diferentes suscetibilidades magnéticas, no "Frantz", a partir de mudanças na inclinação lateral da canaleta e do eletroímã do aparelho. Foram escolhidas as amostras K-83 e K-110, relativamente afastadas das bordas inferidas do corpo granítico e apresentando menos intemperismo, garantindo que a

amostragem é de fato do corpo em estudo. As duas amostras, como todas as outras, apresentam seções delgadas.

O *Split* foi realizado sob a corrente elétrica de 1 A, sendo que na K-83 ele foi feito nas inclinações laterais de  $-3^\circ$ ,  $-1^\circ$ ,  $0^\circ$ ,  $2^\circ$ ,  $4^\circ$  e  $6^\circ$  e na K-110, nas de  $2^\circ$ ,  $4^\circ$ ,  $7^\circ$  e  $10^\circ$ . O zero significa total horizontalidade da canaleta vibratória, enquanto que as angulações positivas são aquelas com direção de modo a favorecer a concentração de minerais mais magnéticos e as negativas têm direção oposta, de maneira a favorecer aqueles menos magnéticos. Na K-83 foram separados os pesados magnéticos em todas as angulações supracitadas (denominados M (2), por exemplo, no caso dos magnéticos a  $2^\circ$ ), mais os não magnéticos a  $-3^\circ$  (NM (-3)), já na K-110, todos os magnéticos foram separados, mais os não magnéticos a  $2^\circ$  (NM (2)).

#### **4.3. Catação de zircões, preparação dos *mounts* e imagens por catodoluminescência**

Como um dos objetivos do trabalho era a verificação de possíveis disparidades cronológicas em frações magnéticas distintas de zircões de uma mesma amostra, foram selecionados cristais com os maiores intervalos de inclinação lateral possíveis, descartando aqueles de elevadas suscetibilidades magnéticas. Segundo Mezger e Krogstad (1997), há uma relação inversa entre suscetibilidade magnética e concentração de Pb em zircões. Por isso, sabendo-se que cristais com baixo teor de U perdem menos Pb do que os ricos em U, devido aos danos pela radiação (metamictização), e que zircões metamícticos tendem a incorporar impurezas em seu retículo cristalino, influenciando nos resultados das datações, faz-se necessária a eliminação de cristais com altas suscetibilidades magnéticas. Dessa maneira, na K-83 foram catados zircões das frações M (2), M (-1) e NM (-3) e na K-110, como duas das frações eram bastante magnéticas, foram catados cristais de zircão apenas das frações M (2) e NM (2).

Todas as amostras escolhidas eram dominadas por zircões e a escolha foi feita baseada na boa integridade dos cristais, ausência ou baixa proporção de inclusões e baixo grau de alteração, principalmente. Foram catados entre 80 e 90 cristais de cada uma das frações magnéticas das duas amostras escolhidas, utilizando-se de lupa binocular e pinça de tungstênio, disponíveis no CPGeo do IGc-USP.

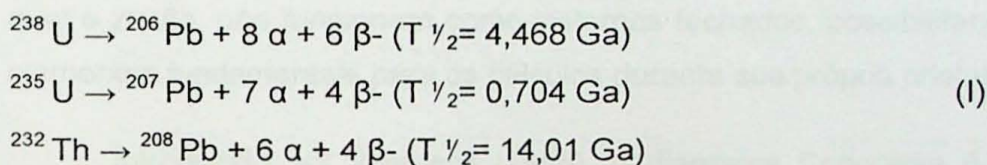
Por último, foram preparados os *mounts* com o auxílio da estagiária responsável, Fernanda Nethelly de Oliveira Setúbal, no próprio CPGeo do IGc-USP. Eles foram montados em discos de resina *epoxy*, com posterior polimento a partir de abrasivos de diamante, antes de serem encaminhados até o corte parcial dos cristais.

As imagens por catodoluminescência (CL) dos cinco *mounts*, representativos das cinco frações das duas amostras, foram criadas no LMP (Laboratório de Microscopia Petrográfica) do IGc-USP, que conta com sistema de catodoluminescência com fonte geradora, câmara de vácuo, espectrômetro e microscópios monocular e binocular Olympus BXP-40.

#### 4.4. Método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS

O urânio (U) é um elemento que ocorre na natureza sob a forma de três isótopos radioativos:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{234}\text{U}$ , sendo o primeiro representante de mais de 99% das ocorrências naturais. O tório (Th) aparece naturalmente como seis isótopos radioativos distintos, porém apenas o  $^{232}\text{Th}$  é relativamente estável. Os outros cinco são observados como intermediários em cadeias de decaimento de isótopos como o  $^{238}\text{U}$ , o  $^{235}\text{U}$  e o próprio  $^{232}\text{Th}$ .

Estes três últimos isótopos estáveis dão origem a cadeias que resultam em isótopos de chumbo (Pb). Desse modo, o método U-Th-Pb baseia-se nas seguintes três equações de decaimento, as quais originam isótopos de Pb:



Naturalmente, o Pb é encontrado na forma de quatro isótopos estáveis:  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$ . Teoricamente, todos eles seriam capazes de sofrer decaimento e liberar energia, porém não é o que é observado.

Os três últimos citados são os produtos finais dos decaimentos de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ , respectivamente, enquanto que o  $^{204}\text{Pb}$  não é radiogênico, sendo apenas considerado um isótopo estável de referência. O conteúdo de Pb verificado em composições que contêm U e Th pode ser expresso pelas três seguintes equações:

$$\begin{aligned} ^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} &= (^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_0 + (^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda_1 t} - 1) \\ ^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} &= (^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_0 + (^{235}\text{U} / ^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda_2 t} - 1) \\ ^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} &= (^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_0 + (^{232}\text{Th} / ^{204}\text{Pb}) \cdot (e^{\lambda_3 t} - 1) \end{aligned} \quad (\text{II})$$

Pode-se observar que  $^{204}\text{Pb}$  é posto como referência em todas as razões isotópicas.  $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$  e  $(^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb})_0$  representam as razões final e inicial, respectivamente, do conteúdo isotópico de  $^{206}\text{Pb}$ , no caso. A fórmula é a mesma para os relações com os

conteúdos de  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$ ; por sua vez,  $^{238}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U} / ^{204}\text{Pb}$  e  $^{232}\text{Th} / ^{204}\text{Pb}$  representam as razões isotópicas atuais, enquanto que  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  e  $\lambda_3$  são as respectivas constantes de decaimento de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  e 't' o tempo de decaimento.

Não é possível a distinção entre os isótopos de Pb, algo que inviabilizaria um cálculo confiável das idades, uma vez que as razões entre isótopos deste mineral ficariam deturpadas. Minerais como zircão e monazita apresentam razões iniciais de Pb radiogênico extremamente altas, o que diminui o erro derivado desta difícil distinção. Em contra partida, apatita e titanita possuem razões iniciais baixas e por isso são preteridas em datações. Desse modo, o uso de minerais de alta razão inicial de Pb radiogênico e elevados teores de U e/ou Th é mais indicado para este tipo de datação por diminuir o erro derivado do conteúdo de Pb.

As idades independentes oriundas das três equações citadas em (II) serão equivalentes se não houve perdas ou ganhos de U, Th ou Pb ao longo da história do sistema, resultando em idades concordantes, como são denominadas. Comumente, em minerais como o zircão, as três idades são distintas, resultando em idades denominadas discordantes. Esta discordância nos valores, geralmente, ocorre porque muitos minerais, tal qual o zircão, não funcionam como sistemas fechados, possibilitando perdas e ganhos dos elementos fundamentais para os cálculos durante sua própria cristalização.

Introduzido por Wetherill (1956), o diagrama Concordia é um gráfico que dispõe, normalmente, a razão  $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$  na ordenada e a  $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$  na abscissa, desenvolvendo uma linha curva, que intercepta os pontos onde os valores das idades calculadas são equivalentes, chamada de linha concórdia. Amostras em que não houve mobilizações de U e Pb terão valores em cima da linha, enquanto aquelas que ficarem fora da linha representarão as de idades discordantes.

Os cristais de zircão das amostras selecionadas foram analisados pela sistemática *in situ* LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) no espectrômetro do tipo ICP multi-coletor modelo Neptune (Thermo) e Laser 193 nm Excimer (Photon Machines), no laboratório de *Laser Ablation* do CPGeo, no IGc-USP, sob a supervisão da especialista em laboratório, Solange Lucena de Souza.

A técnica de LA-ICP-MS inicia-se com a incidência de raio laser sobre a superfície de uma amostra sólida, gerando partículas finas – processo conhecido como ablação à laser, o qual dá nome à técnica. O tamanho do *spot* na amostra (local circular onde há a incidência do laser) pode variar entre 4 a 100  $\mu\text{m}$  de diâmetro, com uma profundidade de cerca de 1  $\mu\text{m}$  após a ação do laser.

As partículas criadas pela ablação são transportadas para um segundo compartimento, onde há ação do ICP (plasma acoplado induzido), que gera temperaturas de até 8.000 °C. O plasma, no ICP-MS, é usado para ionizar o material particulado e introduzi-lo no analisador de massa. Na seguinte etapa, os íons são separados de acordo com suas relações massa/carga e analisados segundo seus elementos e isótopos.

As vantagens do LA-ICP-MS, frente a outras técnicas analíticas, como a termoionização (TIMS), são o fato de poder ser feito em qualquer tipo de amostra sólida, não haver nenhuma restrição quanto à geometria da amostra e seu tamanho e também não haver a necessidade de preparar a amostra, apenas isolar o que é de interesse para a análise, neste caso, cristais de zircão de amostras de granito. A quantidade mínima de amostra necessária para a aquisição de dados é muito pequena, girando em torno de pictogramas ( $10^{-12}$ g) a femtogramas ( $10^{-15}$ g).

Quanto à análise, ela não necessita de complexos sistemas de vácuo, podendo ser realizada em condições de ar normais e os resultados são disponibilizados dentro de segundos. Assim, a análise por LA-ICP-MS gera os resultados mais rápidos do que qualquer outra técnica, com um limite de detecção que se aproxima de ppb.

#### 4.5. Sistema isotópico Lu-Hf

O lutécio (Lu) é o elemento mais pesado dentre os Elementos Terras Raras (ETR) e pertence ao Grupo dos Lantanídeos. Ele ocorre, naturalmente, sob a forma de dois isótopos: o isótopo estável  $^{175}$  Lu, que representa cerca de 97,5% das ocorrências naturais, e o isótopo radioativo  $^{176}$  Lu, representante dos restantes 2,5% da abundância do elemento na natureza. O háfnio (Hf) é um elemento de alto potencial iônico (HFSE – *High Field Strength Element*) e faz parte do Grupo IVa dos Litófilos. O Hf possui seis isótopos:  $^{174}$  Hf,  $^{176}$  Hf,  $^{177}$  Hf,  $^{178}$  Hf,  $^{179}$  Hf e  $^{180}$  Hf, sendo todos não-radiogênicos, exceto o  $^{176}$  Hf. No sistema isotópico Lu-Hf, o radionuclídeo instável  $^{176}$  Lu decai espontaneamente para o estável  $^{176}$  Hf, liberando uma partícula  $\beta$ , com um tempo de meia-vida de 37,2 Ga.

A abundância de  $^{176}$  Hf na Terra é relativa, condicionada ao decaimento do isótopo radioativo  $^{176}$  Lu, sendo, normalmente, comparada às quantidades do isótopo  $^{177}$  Hf. A equação que expressa estas relações corresponde àquela de determinação da idade pelo método Lu-Hf, em que 't' é o tempo de decaimento e ' $\lambda$ ' a constante de decaimento do  $^{176}$  Lu. Scherer et al. (2001) propuseram o valor de  $1,865 \pm 0,015 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$  para a constante, obtido a partir de calibração comparativa com o sistema de decaimento U-Pb. A equação em questão é dada por:

$$^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf} = (^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf})_0 + (^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}) \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (I)$$

Por possuir um comportamento geoquímico semelhante ao do zircônio (Zr), o Hf torna-se mais compatível com o zircão em comparação com os ETR, especialmente o Lu, o elemento mais pesado entre eles. Com isso, o Hf ocorre em maiores concentrações e é mais facilmente retido no retículo do zircão do que o Lu. Por essa razão, cristais de zircão são caracterizados por possuírem baixas razões  $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$ , fazendo com que variações no conteúdo de Hf, devido ao decaimento de  $^{176}\text{Lu}$  para  $^{176}\text{Hf}$ , sejam irrelevantes. No caso dos zircões, o mais importante é o fato destes minerais conseguirem preservar as razões  $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$  iniciais, herdadas do magma onde foram cristalizados.

Por se tratarem de elementos com características geoquímicas distintas, Lu e Hf, o primeiro um ETR pesado e o outro um HFSE, possuem comportamentos extremamente diferentes durante a evolução do sistema crosta/manto. Hf é mais incompatível do que Lu durante os processos de formação do manto, resultando em um maior enriquecimento deste elemento na crosta durante os primeiros momentos de formação de crosta juvenil, em detrimento de concentração de Lu e deixando o manto enriquecido em Lu e empobrecido em Hf. Baseando-se nestas relações, considerando um manto primordial formado por isótopos de Lu e Hf de origem condrítica, designado por CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*), duas composições, com diferentes razões Lu / Hf, foram geradas: uma crustal, com  $\text{Lu}/\text{Hf}_{\text{crosta}} < \text{Lu}/\text{Hf}_{\text{CHUR}}$ , e outra referente ao manto empobrecido, com  $\text{Lu}/\text{Hf}_{\text{manto}} > \text{Lu}/\text{Hf}_{\text{CHUR}}$ . O valor de  $(^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}$  variam em torno de 0,2827.

A partir destas relações é possível sugerir a origem, ou maior contribuição, magmática do corpo estudado, indicada pelo parâmetro  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , da seguinte equação:

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[ \frac{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{sample}}}{(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (\text{II})$$

Equação retirada de Matteini et al. (2010).

Supondo que uma rocha tivesse em seus zircões razões  $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$  mais elevadas do que a do CHUR, então, segundo a fórmula acima, seu  $\epsilon_{\text{Hf}}$  seria positivo. Isso significaria que a fonte deste magma possuía uma razão  $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$  mais elevada do que a do CHUR, ou seja, teria característica mantélica. Do mesmo modo, se as razões  $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$  fossem menores do que a do CHUR,  $\epsilon_{\text{Hf}}$  seria negativo e a fonte do magma seria crustal.

Pela metodologia, outra importante informação que pode ser obtida é a idade modelo do "manto empobrecido" (DM – *Depleted Mantle*). O modelo admite que o manto teria sofrido eventos de fracionamento envolvendo a extração de magma para a geração de crosta continental, causando empobrecimento em elementos leves, incluindo ETR leves. As

idades modelo indicam a época em que as rochas que hospedam os zircões se diferenciaram do manto e podem ser calculadas segundo a seguinte equação:

$$\text{Hf } T_{DM} = 1/\lambda \times \ln \left\{ \frac{({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{sample}} - ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{DM}}{({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{sample}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{DM}} + 1 \right\} \quad (\text{III})$$

Equação retirada de Matteini et al. (2010).

Os valores assumidos para as razões  ${}^{176}\text{Hf} / {}^{177}\text{Hf}$  e  ${}^{176}\text{Lu} / {}^{177}\text{Hf}$  do DM variam em poucos milésimos ou milionésimos, em torno de 0,2832 e 0,0385, respectivamente.

#### 4.6. Descrições petrográficas macroscópicas e microscópicas

As amostras foram descritas macroscopicamente com o auxílio de lupa de bolso e canivete. Nas descrições, levou-se em consideração, principalmente, o grau de alteração da amostra, sua mineralogia principal, estruturas e texturas perceptíveis.

Foram descritas um total de 18 seções delgadas para maior detalhamento da rocha em estudo. Todas as seções, preparadas no Setor de Laminação do IGc-USP, possuem dimensões aproximadas de 30 mm x 20 mm x 0,03 mm, são coladas sobre uma lâmina de vidro e recobertas por uma lamínula, colada com bálsamo do Canadá, material com índice de refração em torno de 1,54, próximo ao do vidro de montagem.

As descrições foram realizadas nos microscópios binoculares petrográficos modelo Olympus BXP-50 da Sala 108 do IGc-USP. Nas descrições procurou-se atentar à quantidade modal dos minerais principais, a fim de caracterizar a rocha a partir da colocação dos valores percentuais em diagrama QAP de rochas plutônicas (Streckeisen, 1974), com foco também nos minerais acessórios e nos máficos, além de texturas e estruturas presentes. No Laboratório de Petrografia Sedimentar (LPS), sob acompanhamento da responsável Jordana Acuña Zampelli, foram tiradas fotomicrografias utilizando microscópio binocular petrográfico modelo Zeiss AXIOPLAN 2 e o *software* Leica QWIN 500 para tratamento e edição das imagens.

## 5. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

### 5.1. Contexto geológico regional

#### 5.1.1. *Província Mantiqueira*

A Província Mantiqueira, ou Sistema Orogênico Mantiqueira, é uma província estrutural desenvolvida durante o Ciclo Brasileiro (Almeida et al., 1981) e localizada ao longo de mais de 3.000 km paralelamente à costa atlântica do sul e sudeste do Brasil, a partir da latitude 15°S, e se estendendo até o Uruguai, tendo suas delimitações vizinhas propostas diversas vezes, como em Almeida et al. (1977) e Almeida et al. (1981). De maneira sintética, a Província Mantiqueira limita-se a norte/noroeste com o cráton do São Francisco, a oeste com a Província Tocantins e a sul/sudoeste com a Bacia do Paraná, sendo bordejada, a leste, pela margem continental passiva atlântica (figura 2).

Desenvolvida quando da amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental, a Província Mantiqueira compreende os cinturões (faixas ou orógenos) Araçuaí (setentrional), Ribeira, Brasília Meridional (centrais) e Dom Feliciano (meridional). A área de estudo localiza-se na porção extremo sudeste do Cinturão Ribeira, na costa atlântica.

Conforme Brito Neves e Cordani (1991) e Brito Neves et al. (1999), entre outros, a Orogênese Brasileiro-Pan-Africana é definida como o período orogênico Neoproterozoico-Cambriano, diacrônico, que abrange um conjunto de colagens responsável pela origem do embasamento da Plataforma Sul-Americana. A sequência de eventos está relacionada ao fechamento do Oceano Adamastor e à formação de Gondwana. Particularmente, na Província Mantiqueira, a Orogênese Brasileiro-Pan-Africana concentrou processos estritamente acrescionários (adição de magmas e sedimentos a uma margem de placa), como a amalgamação do Terreno São Gabriel (Cinturão Dom Feliciano) no Rio Grande do Sul, colisões continente-continente, como a estruturação do Cinturão Ribeira e sua zona de interferência com o Cinturão Brasília Meridional, e, por fim, colapsos extensionais de partes dos orógenos (Heilbron et al., 2004). Os processos de colagem na Província Mantiqueira ocorreram desde 880 Ma até 480 Ma.

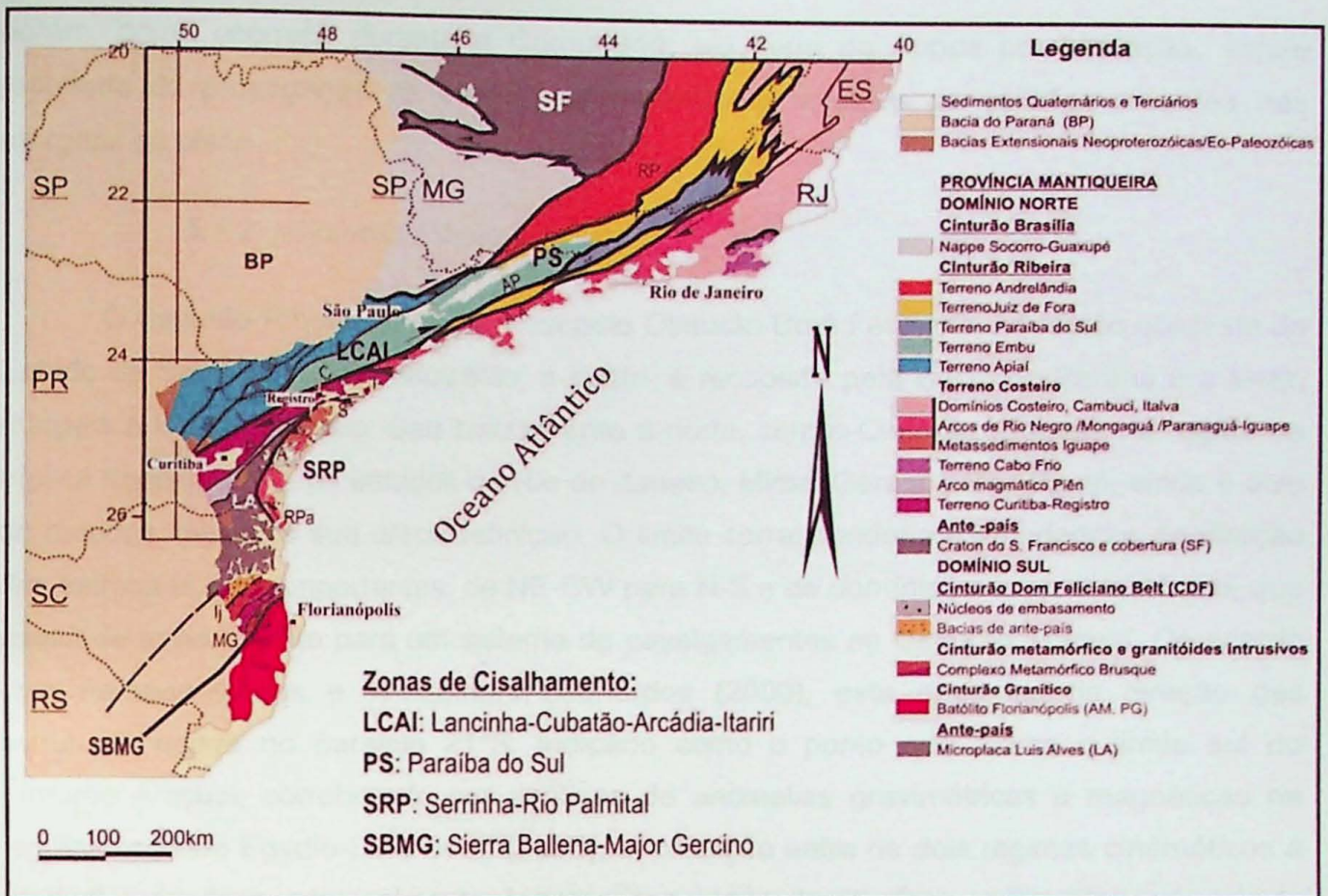


Figura 2 – Mapa tectônico simplificado da Província Mantiqueira, S-SE do Brasil (modificado de Passarelli et al., 2011).

Por outro lado, Almeida et al. (2010), baseados em dados estratigráficos e geocronológicos, similaridades litológicas, análises de tectônica de bacias e aspectos estruturais, discutem as bacias (delimitadas por falhas) do Ediacarano-Cambriano como formadoras de um sistema de riftes de mais de 1500 km de comprimento ao longo da Província, o qual estaria ativo entre 600 Ma e 530 Ma. De acordo com estes autores, esta interpretação de uma origem comum para todas estas bacias implicaria que todos os terrenos envolvidos nos estágios colisionais da Orogenia Brasileira (Orogênese Brasileiro-Pan-Africana) já estariam amalgamados há 600 Ma. A origem extensional para o sistema de bacias, observada por Almeida et al. (2010), baseou-se no reconhecimento de falhas normais nas bordas das bacias (reativadas como transcorrentes ou inversas), as quais fomentaram a formação de leques aluviais, e de expressivas sequências vulcânicas, básicas a ácidas, na maioria das bacias. A presença de corpos plutônicos e vulcânicos indica simultaneidade das fusões mantélicas e crustais com os eventos extensionais, a qual causou enfraquecimento termal da litosfera e facilitou recorrência das extensões e deformações transcorrentes, que originaram as zonas de cisalhamento em grande escala da região. Ainda segundo Almeida et al. (2010), esta deformação transcorrente originada fora interpretada erroneamente por autores anteriores, que a viam como formadora das bacias,

porém, como ocorrera durante o Cambriano, ela seria da época pós-formação, sendo resultado da propagação de efeitos compressoriais oriundos de colisões recentes nas margens da placa.

### 5.1.2. Cinturão Ribeira

O Cinturão Ribeira limita-se a sul pelo Cinturão Dom Feliciano, na região nordeste do Estado de Santa Catarina, enquanto, a oeste, é recoberto pela Bacia do Paraná e a leste, margeia a Costa Atlântica. Seu balizamento a norte, com o Cinturão Araçuaí, na região da tríplice fronteira entre os estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais e São Paulo, ainda é alvo de estudos, devido a sua difícil definição. O limite corresponderia às mudanças de direção das estruturas mais importantes, de NE-SW para N-S e de domínio no regime tectônico, que passa de transcorrente para um sistema de cavalgamentos no Cinturão Araçuaí. De acordo com Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000), esta mudança na direção das estruturas ocorre no paralelo 21°S, indicado como o ponto que marca o limite sul do Cinturão Araçuaí, corroborado por análises de anomalias gravimétricas e magnéticas na região. Segundo Egydio-Silva et al. (2005), a transição entre os dois regimes cinemáticos é gradual e se deve principalmente à heterogeneidade da litosfera continental e à grande divisão de esforços associada com os limites do cráton do São Francisco, que deve ter controlado, em grande parte, o campo de deformação do cinturão.

Estruturalmente, o Cinturão Ribeira é caracterizado pela presença de uma série de cavalgamentos (*thrust faults*), desenvolvidos ao longo da Orogênese Brasileiro-Pan-Africana sob a fácies anfíbolito de metamorfismo, que imprimiu no Sistema Orogênico uma vergência SE-NW, em direção ao extremo sul do cráton São Francisco (Heilbron et al., 1995). Ao longo do tempo, o Cinturão Ribeira evoluiu para um regime tectônico transpressivo bastante significativo, ocorrido de maneira tardia ou após os cavalgamentos no final do Ciclo Brasileiro. As diversas zonas de cisalhamento (ZC) resultantes deste regime compõem o Sistema Transpressivo Paraíba do Sul, de direção SW-NE e caráter dextral (Ebert et al., 1996).

Dessa maneira, as zonas de cisalhamento limitam diversos terrenos dentro do Cinturão Ribeira. A região de estudo do presente trabalho, parte da porção centro-sul do Cinturão Ribeira, comporta as seguintes relações: a ZC Lancinha-Cubatão-Arcádia-Areal, que se estende do leste do Paraná ao litoral norte do Estado de São Paulo e separa os terrenos Embu e Apiaí, ao norte, dos terrenos Curitiba/Registro e Costeiro (ou Microplaca Serra do Mar), ao sul (Passarelli et al., 2011); e a ZC Itariri, que separa o terreno Costeiro, a nordeste, do terreno Curitiba/Registro, a sudoeste. Além destas, destaca-se a ZC Serrinha-

Rio Palmital, a qual limita o terreno Curitiba/Registro do terreno Costeiro (Domínio Paranaguá), na porção sul do Cinturão Ribeira (figura 3).

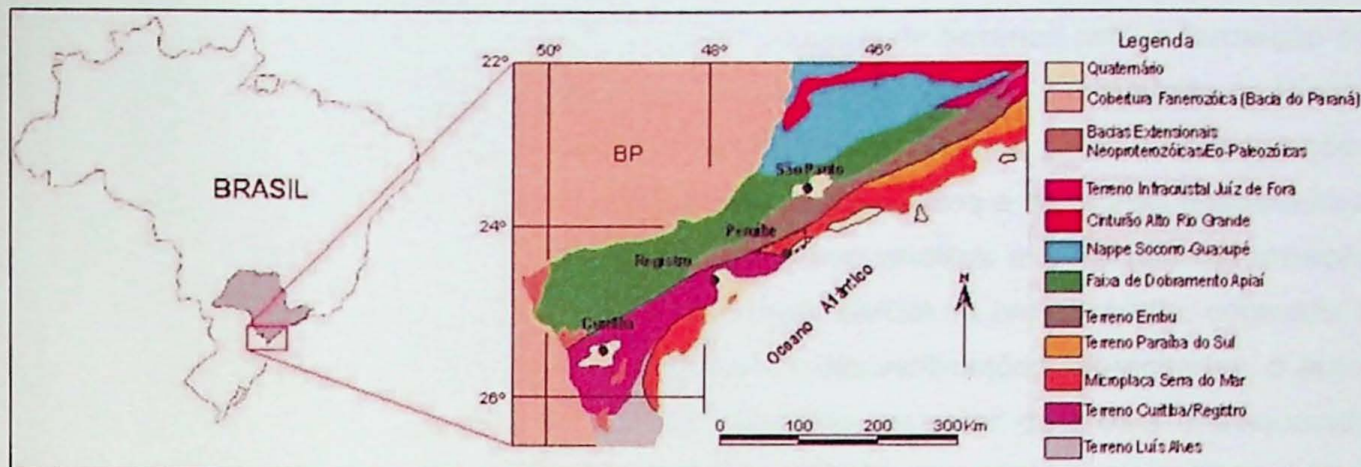


Figura 3 – Compartimentação tectônica simplificada da Província Mantiqueira, com detalhe para a área de estudo (retirado de Passarelli, 2001).

### 5.1.3. Terreno Costeiro

O Terreno Costeiro, neste trabalho, será tratado como a área constituída pelos domínios que ocorrem entre as ZC Cubatão e Itariri no Estado de São Paulo (Passarelli et al., 2004), ao sul e o Limite Tectônico Central – LTC no Estado do Rio de Janeiro (Heilbron et al., 2004; Tupinambá et al., 2007), ao norte, sendo equivalente ao Terreno Oriental neste estado. Nestes dois últimos trabalhos, o Terreno Costeiro seria o equivalente à porção do Terreno Oriental existente na costa do Estado de São Paulo.

Hasui e Sadowski (1976) discutiram a compartimentação do SE de São Paulo e atribuíram o nome de Conjunto Costeiro à região ao sul da ZCC, caracterizando apenas o caráter tectônico. Pouco depois, Hasui et al. (1981) *apud* Passarelli (2001) denominaram Complexo Costeiro a associação de rochas arqueanas que, no Estado de São Paulo, aflora entre a ZCC e a linha de costa, ao longo de todo o litoral paulista. Enquanto a primeira definição tem valor apenas como compartimentação tectônica e abrange uma área maior, a de Hasui et al. (1981) possui equivalência geográfica ao Terreno Costeiro, abordado neste trabalho, bem como em relação à porção do Terreno Oriental citada no parágrafo acima, em trabalhos posteriores.

Ainda em Heilbron et al. (2004) e Tupinambá et al. (2007), dentre outros, trata-se o Domínio Costeiro (outra abordagem) como um compartimento tectônico, ou um domínio estrutural, integrante do Terreno Oriental, o qual também abrange os Domínios Cambuci e

Italva. O Domínio Costeiro, nestes trabalhos, aflora na costa do Estado do Rio de Janeiro apenas, enquanto que os outros dois estendem-se até o Espírito Santo.

Em contrapartida ao modelo de repetidas colagens de terrenos para a formação do Cinturão Ribeira com granitogênese de caráter pré-colisional, como o interpretado no Rio de Janeiro por trabalhos como Heilbron et al. (2004), Meira (2014), a partir de observações como a similaridade entre a fábrica mineral de tonalitos intrusivos e as rochas hospedeiras, a ausência de estruturas que indiquem deformação nos tonalitos e a intensa deformação regional, a colocação de magmas tonalíticos e a fusão parcial da crosta média, contradiz a interpretação previamente citada. No trabalho, a partir das verificações supracitadas, o autor sustenta a evolução do Cinturão Ribeira Central como um setor de crosta enfraquecida espessado em um ambiente intracontinental seguido por recorrentes tectonismos extensionais e transcorrentes, e aponta o magmatismo como pós-colisional, ou extensional, admitindo que os terrenos já estivessem todos amalgamados há 650 Ma, talvez até 790 Ma, quando magmatismo granítico intracontinental intrudiu os domínios Costeiro e Embu.

#### *5.1.4. Domínio Mongaguá e trabalhos prévios na região*

Dentro do Terreno Costeiro, porção central do Cinturão Ribeira, o Domínio Mongaguá foi discriminado por Passarelli (2001), juntamente com os Domínios Embu, Iguape e Registro, a partir de suas diferentes características litológicas, geoquímicas e isotópicas, sendo denominados Blocos a princípio. Delimitado pela ZCC ao norte-noroeste e pela ZCI ao sul-sudoeste e formado por associações de rochas gnáissico-migmatíticas e granitoides (figura 4), o Domínio tectônico Mongaguá foi tratado em pontuais publicações, após sua distinção.

Passarelli (2001) subdividiu o Domínio em dois grupos principais: (1) Rochas gnáissico-migmatíticas e (2) Rochas graníticas, que incluem os Granitos Tipo Itariri (monzogranitos, granodioritos e tonalitos, localmente com feições gnáissico-migmatíticas, não individualizados), Granito Areado, objeto de estudo (monzogranitos a granodioritos), e Granito Ribeirão do Óleo (monzogranitos), baseando-se principalmente na diferença composicional das rochas, sendo que seus limites foram inferidos e fotointerpretados.

Passarelli et al. (2004) correlacionam, geograficamente, o Granito Tipo Areado, o qual caracterizam como monzogranitos a granodioritos com feições gnáissicas locais, ao Granito Caepupu (Silva et al., 1978), ou "Granitos geralmente embrechíticos" (Silva, 1981; Batolla Jr. et al., 1981) e ao Granito Ribeirão Braço Grande (Janasi e Ulbrich, 1992). Não existiam datações U-Pb no Granito Areado à época. Neste trabalho, considera-se uma idade

por volta de 580 Ma como característica de importante fase magmática deste domínio, com granitogênese (Granitos Areado e Ribeirão do Óleo).

A gênese e colocação dos corpos dentro do domínio são interpretadas no trabalho como associadas a ambientes compressivos, evidenciados pela presença de elementos estruturais indicativos, tais como *megaboudins* na região de Itanhaém, que revelam compressão E-W e distensão N-S, e foliações de fluxo magmático condicionadas a ambientes de achatamento (estruturas oblatas em rochas não deformadas aparentemente). A deformação interpretada, como colocado em Passarelli et al. (2004), possivelmente está relacionada ao momento de colocação das rochas deste domínio, estando associada à justaposição do Domínio Mongaguá junto aos demais domínios tectônicos.

Passarelli et al. (2012, 2014) trataram as rochas do Domínio Mongaguá com mais profundidade, obtendo resultados de geoquímica e geocronologia. Análises geoquímicas caracterizaram tanto o Granito Areado como o Granito Ribeirão do Óleo como rochas cálcio-alcalinas, com uma afinidade transicional entre peraluminosa e metaluminosa. Com relação às datações, foram feitas análises U-Pb em zircão por ID-TIMS, (*isotope-dilution thermal ionization mass spectrometry*) em que foram obtidas idades imprecisas em torno de 575 Ma para o Granito Ribeirão do Óleo.

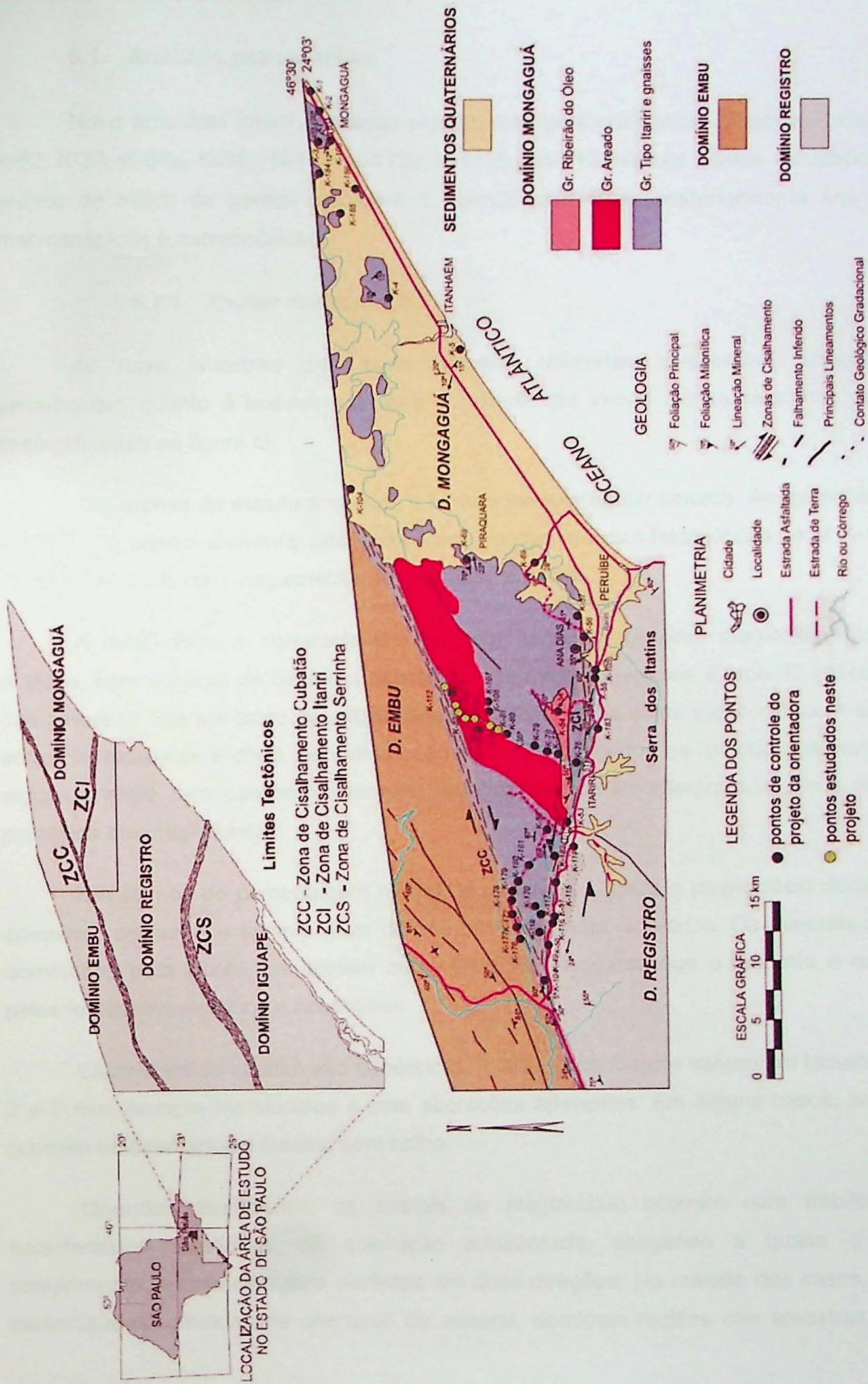


Figura 4 – Mapa de pontos da região do Domínio Mongaguá, englobando pontos de todo o projeto da orientadora e os pontos estudados neste projeto, em verde no mapa.

## 6. RESULTADOS OBTIDOS

### 6.1. Análises petrográficas

Nove amostras foram coletadas previamente pela orientadora e denominadas K-81, K-82, K-83, K-84a, K-84b, K-110, K-112a, K-112b e K-113 (vide os pontos estudados neste projeto do mapa de pontos da figura 4), sendo analisadas posteriormente em escalas macroscópicas e microscópicas.

#### 6.1.1. Análise macroscópica

As nove amostras do Granito Areado coletadas apresentam características semelhantes quanto à textura, estrutura e mineralogia visível à lupa (algumas amostras exemplificadas na figura 5).

São rochas de estrutura maciça e textura inequigranular seriada. As exceções são a K-84b, que possui estrutura orientada, com bandas quartzo-feldspáticas, e a K-110, de textura porfírica, com megacristais de feldspato alcalino.

A mineralogia é dominada por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, minerais máficos, com domínio de biotita, e acessórios, os minerais visíveis à lupa. O índice de cor das amostras fica em torno dos 40%, classificando a rocha como mesocrática. A distinção entre os feldspatos é difícil, pois eles ocorrem esbranquiçados na maioria das vezes, com alguns cristais com porções levemente rosadas, o que foi interpretado como alteração potássica em plagioclásio.

Em termos de porcentagem modal de minerais, quartzo e plagioclásio dominam as amostras, perfazendo sempre mais do que 60% da rocha, somados. Os minerais máficos, dominados pela biotita, completam cerca de 15%, enquanto que o restante é composto pelos feldspatos alcalinos e acessórios.

Os cristais de quartzo são subédricos, sub-arredondados e variam em tamanho entre 2 e 5 mm, sempre translúcidos e sem alterações aparentes. Em alguns casos, os cristais ocorrem acinzentados e foscos, sem brilho.

Quando identificados, os cristais de plagioclásio ocorrem com hábito tabular característico, euédricos, de coloração acinzentada, chegando a quase 1 cm de comprimento, e com clivagens perfeitas em duas direções. Na maioria dos casos, porções caulinitizadas, oriundas da alteração do mineral, dominam regiões das amostras. Cristais

com essas características, porém, com zonas róseas foram interpretados como cristais de plagioclásio com alterações potássicas, como já dito neste mesmo item.

Biotita é o mineral máfico dominante nas amostras. Milimétricos, de cor preta, brilho micáceo e hábito placoide, são de fácil identificação. Existem amostras em que cristais de características semelhantes às citadas ocorrem, porém de coloração dourada, definindo o mineral vermiculita, bem posterior, advindo da alteração da própria biotita.

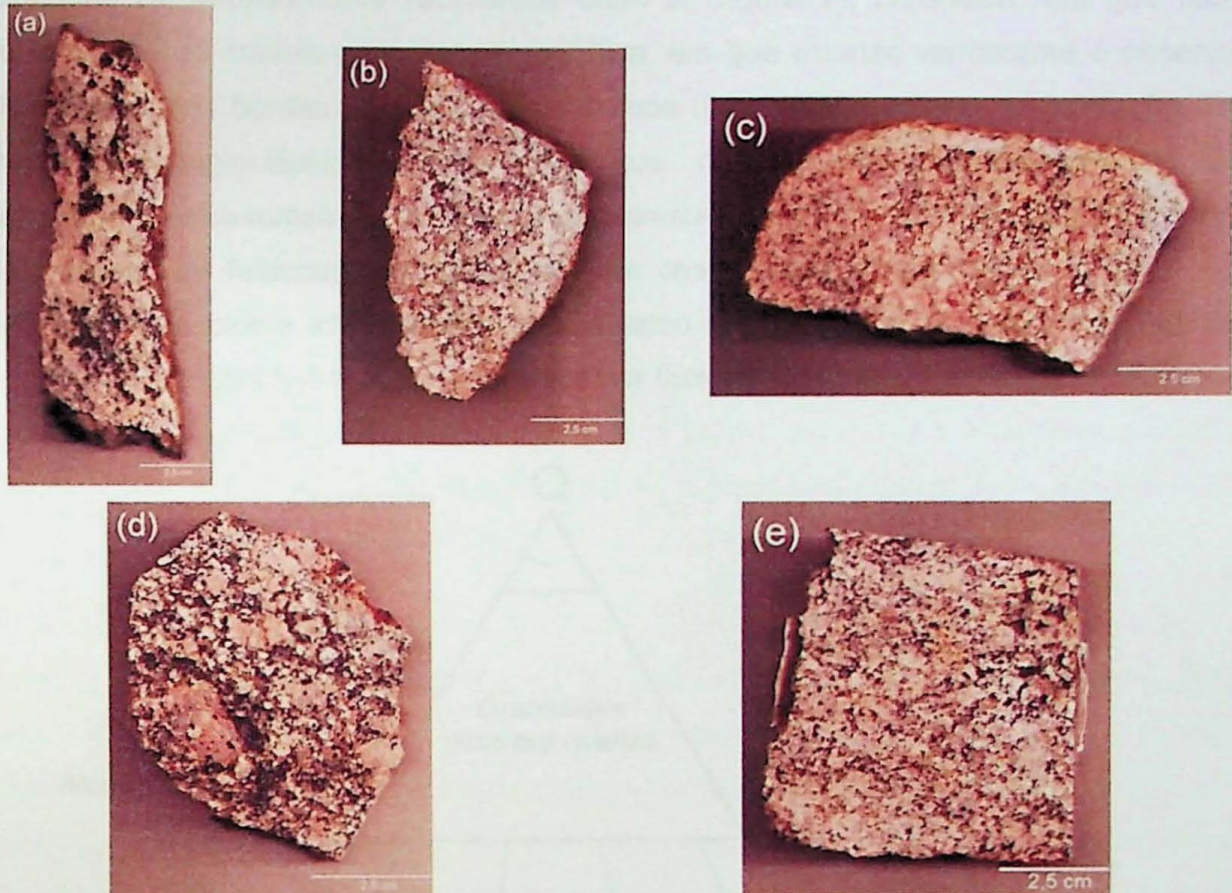


Figura 5 - Fotos de cortes das amostras (a) K-81; (b) K-82; (c) K-83; (d) K-110; e (e) K-113.

#### 6.1.2. Análise por microscopia óptica

Foram analisadas dezoito seções delgadas, as quais auxiliaram na definição da composição modal do Granito Areado, objeto de estudo do trabalho. A análise modal, a partir da microscopia, indicou composição monzogranítica a tonalítica em diagrama QAP para rochas plutônicas de Streckeisen (1974) (figura 6).

A mineralogia fundamental é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita, com titanita, hornblenda, apatita, muscovita, zircão, epídoto, opacos e allanita como acessórios e clorita e sericita como minerais de alteração.

Em seção delgada, a rocha em questão apresenta estrutura maciça, com exceção apenas da K-84b, que possui estrutura levemente orientada (figura 14), e textura

inequigranular seriada, hipidiomórfica média, no geral. Porções finas e grossas são observáveis, porém não são dominantes em nenhuma das seções. Na amostra K-110 ocorre textura porfírica, com megacristais de feldspato alcalino dominados por lamelas albíticas na maioria das vezes.

Outras texturas magmáticas importantes são observadas, tais como: consertal, observada em cristais milimétricos de quartzo, os quais ocorrem aglomerados em contatos interdigitados ou intensamente recortados entre si (figura 7); coronítica, em que titanita ocorre circundando cristais opacos; mirmequítica, em que quartzo vermiforme é observado com frequência nas bordas de feldspatos alcalinos (figura 8), resultado da interação deste mineral com plagioclásio; pertítica, em que megacristais de feldspato alcalino, frequentemente, apresentam lamelas albíticas intracrescidas (figura 13) poiquilítica, em que cristais maiores de feldspato alcalino englobam cristais menores de biotita (figura 16); e simplectítica, com biotita intrecrescida com quartzo vermiforme. Biotita aparece orientada nas seções da amostra K-84b, provavelmente por fluxo magmático ou leve metamorfismo.

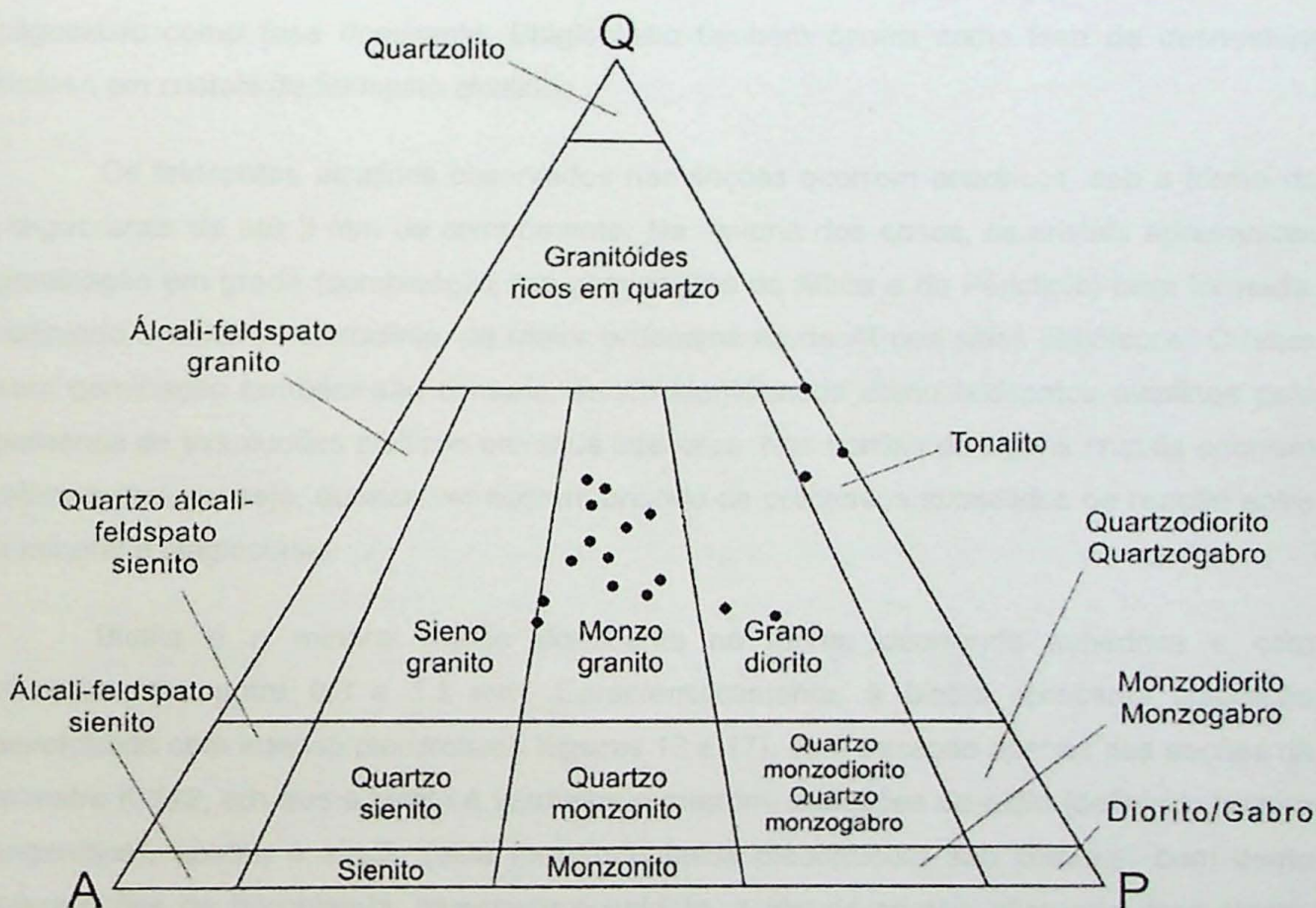


Figura 6 – Diagrama QAP para rochas plutônicas com representação das análises modais dos minerais de todas as lâminas estudadas (adaptado de Streckeisen, 1974).

Quartzo ocorre em cristais anédricos, sub-milimétricos (geralmente entre 0,25 e 1 mm) formando sempre trama em textura consertal, isto é, com contatos bastante recortados entre si. Os cristais maiores apresentam retículos cristalinos deformados, mostrando extinção ondulante e caráter biaxial anômalo ao microscópio. Como são pouco estáveis, estes cristais tendem a se recrystalizar sob a forma de vários grãos menores, com extinção homogênea. Nas seções estudadas, os cristais de quartzo ocorrem dessa forma, definido a textura consertal.

Os cristais de plagioclásio ocorrem subédricos, em frações milimétricas (partindo de 0,5, chegando até 2,5 m), por vezes zonados, com inclusões de biotita e apatita comuns. Apresentam alteração potássica frequente, verificada pela cor rosada, saussuritização (epídoto + sericita nas bordas e interior dos cristais) (figura 9) e sericitização, com sericita circundando-os e em suas superfícies. As geminações observadas são polissintéticas segundo a Lei da Albita, geralmente bem desenvolvidas, mas também difusas em algumas ocasiões. Quando possível, foi determinado o teor de anortita do mineral segundo o método de Michel-Levy. As medições resultaram em teor médio de  $An_{25}$ , o que corresponde ao oligoclásio como fase dominante. Plagioclásio também ocorre como fase de desmistura incluso em cristais de feldspato alcalino.

Os feldspatos alcalinos observados nas seções ocorrem anédricos, sob a forma de megacristais de até 3 mm de comprimento. Na maioria dos casos, os cristais apresentam geminação em grade (combinação das geminações da Albita e do Periclínio) bem formada, definindo o mineral microclínio, de maior ordenamento de Al nos sítios catiônicos. Cristais sem geminação também são comuns, sendo identificados como feldspatos alcalinos pela presença de exsoluções albíticas em seus interiores. Nas bordas de alguns cristais ocorrem mirmequitas, ou seja, quartzo vermiforme oriundo de processos subsólidos de reação entre o mineral e plagioclásio.

Biotita é o mineral máfico dominante na rocha, ocorrendo subédrica e com comprimentos entre 0,3 e 1,2 mm. Caracteristicamente, a biotita apresenta coloração esverdeada com intenso pleocroísmo (figuras 10 e 17), com exceção apenas das seções da amostra K-112, em que a biotita é vermelha a marrom. Inclusões de rutilo (definindo textura sagenítica), apatita e zircão (este formando halos pleocróicos) são comuns, bem como associações de hornblenda, muscovita e epídoto, e alguns cristais alterando para clorita. Quase sempre associada à biotita e na maioria das vezes de caráter primário de cristalização (figuras 10 e 18), muscovita é um dos minerais acessórios mais comuns que ocorrem, em cristais placoides, euédricos e milimétricos (chegam a 1 mm de comprimento), chegando a 2% de representatividade, no máximo.

Lalonde e Bernard (1993), que compilaram trabalhos sobre a coloração da biotita, generalizam a biotita vermelha a marrom como rica em Fe, apresentando baixos valores da razão  $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$  e baixos teores de Ti, sendo caracterizadas como de rochas graníticas reduzidas, geralmente peraluminosas. Por outro lado, as de coloração esverdeada seriam ricas em Mg e teriam valores da razão  $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$  mais altos, sendo relacionadas a rochas graníticas oxidadas, geralmente metaluminosas. Apesar da presença de biotita e muscovita, ocorre titanita como mineral acessório, o que pode sugerir uma rocha com caráter peraluminoso a metaluminoso, corroborando o trabalho de Lalonde e Bernard (1993). Responsável pela coloração esverdeada em muitos minerais, a presença de Mg nos cristais verdes de biotita é pertinente.

Assim como outros minerais acessórios, foram observados, como inclusões: apatita, em cortes basais (hábito hexagonal) e longitudinais (prismática), sub-milimétrica, euédrica e presente em plagioclásio, feldspato alcalino e biotita, majoritariamente; e zircão, em cristais sub-milimétricos inclusos em biotita, formando halos pleocróicos típicos no interior do hospedeiro. Os dois minerais nunca chegam a representar 1% das seções. A presença de hornblenda acontece em associação à biotita, com coloração esverdeada e leve pleocroísmo, sendo distinguida da mica pela ausência de *bird's eyes* quando extinta e seu hábito.

Epídoto ocorre na maioria das seções, em baixas proporções (até 2%), sub-milimétrico, de coloração verde pálida, sem pleocroísmo perceptível e associado à biotita. Muitas vezes, epídoto aparece circundando núcleos sub-milimétricos de allanita. A allanita é um mineral do grupo do epídoto e contém isótopos radioativos. Devido à radiação emitida pelo decaimento, seu retículo cristalino é facilmente destruído e o mineral perde muitas de suas propriedades óticas em um fenômeno denominado metamictização. Nas seções, apenas núcleos de allanita ocorrem de alguns pseudomorfos do mineral, alaranjados, com ausência ou leve pleocroísmo, mais ou menos zonados (figura 11), por vezes formando halos pleocróicos em biotita quando inclusos neste mineral e fraturando cristais de feldspato alcalino quando inclusos nestes (figura 15).

Cristais de opacos (ilmenita) estão presentes em quase todas as seções, subédricos e milimétricos (até maiores do que 1 mm), em muitas ocasiões apresentando delgadas bordas de titanita. A titanita ocorre também como cristais sub-milimétricos isolados ou associados a agregados de máficos, mas é nas bordas dos opacos em que aparece com mais frequência (figura 12). Segundo Barrière e Cotten (1979), este tipo de associação relaciona-se a processos de oxidação da ilmenita durante eventos tardi a pós-magmáticos,

mas também pode estar relacionado a reações peritéticas entre o mineral opaco e o líquido magmático.

Clorita e sericita aparecem como minerais de alteração. A clorita não é comum nas seções, ocorrendo na cor verde claro, com birrefringência anômala, como alteração de biotita. Sericita é observada como produto da sericitização de plagioclásio. Ainda como alteração do plagioclásio, muscovita milimétrica e prismática chega a ser formada em alguns casos.

Amostra localizada mais ao norte da área de estudo, próxima à zona de cisalhamento Cubatão, a amostra K-112 apresenta seções (K-112a, K-112b, KP-112a, KP-112b) que colocam sua pertinência ao Granito Areado em questão. As biotitas nestas seções são avermelhadas e não esverdeadas, característica marcante da rocha em estudo. Além disso, a presença de allanitas é limitada, o que também não condiz com o que fora observado até agora na amostragem. A seção tem maior semelhança com aquelas de amostras do Granito Itariri, também presente na região do Domínio Mongaguá.

Comparativamente, as amostras K-83 e K-110, escolhidas para a datação por U-Pb, possuem algumas diferenças entre si, sendo a principal delas a textura inequigranular porfirítica da K-110 e a textura inequigranular seriada da K-83. Em outros termos, a amostra K-83 apresenta-se levemente mais deformada, com plagioclásio mais saussuritizado no geral e com epidoto substituindo allanita mais frequentemente em comparação com a amostra K-110.

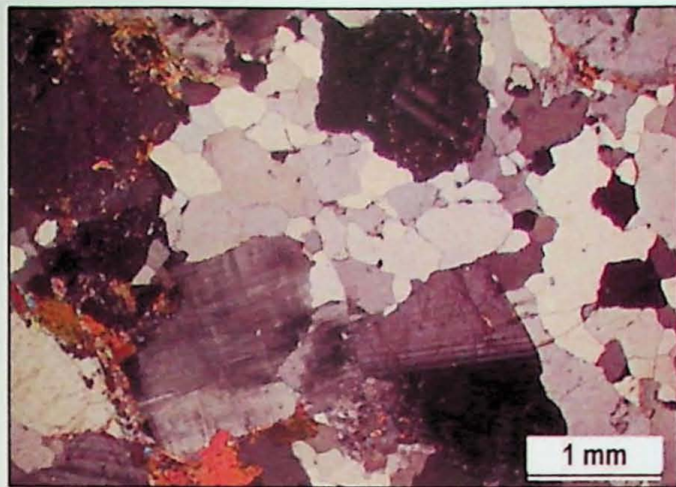


Figura 7 – fotomicrografia da K-82: Quartzo recristalizado em textura consertal, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita formam a textura principal da rocha. (2,5x, nicóis X)

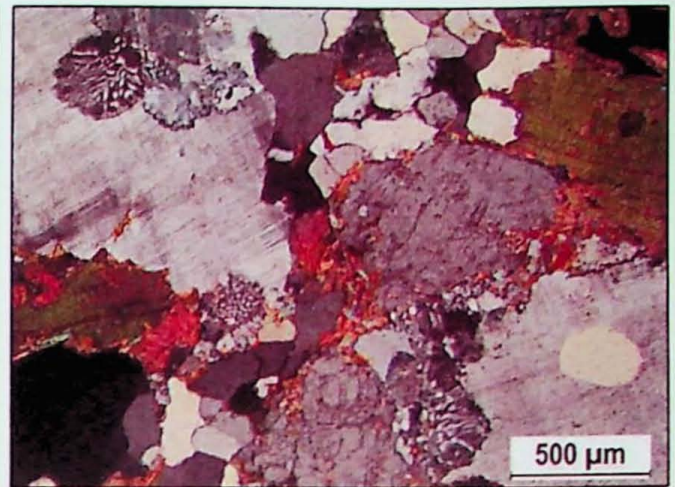


Figura 8 – fotomicrografia da K-82: Textura mirmequítica nas bordas de cristais de feldspato alcalino. (5x, nicóis X)

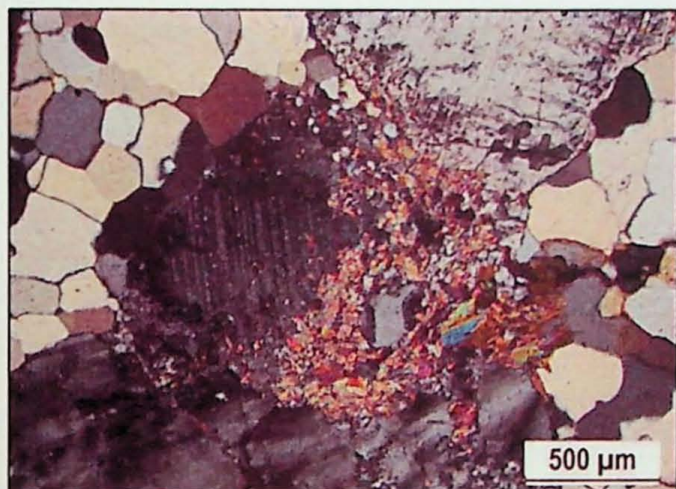


Figura 9 – fotomicrografia da KP-83: Saussurização em cristal de plagioclásio. (5x, nicóis X)



Figura 10 – fotomicrografia da K-84a: Cristais de biotita esverdeados característicos associados a cristais primários de muscovita incolores com leve pleocroísmo rosado. (5x, nicóis //)

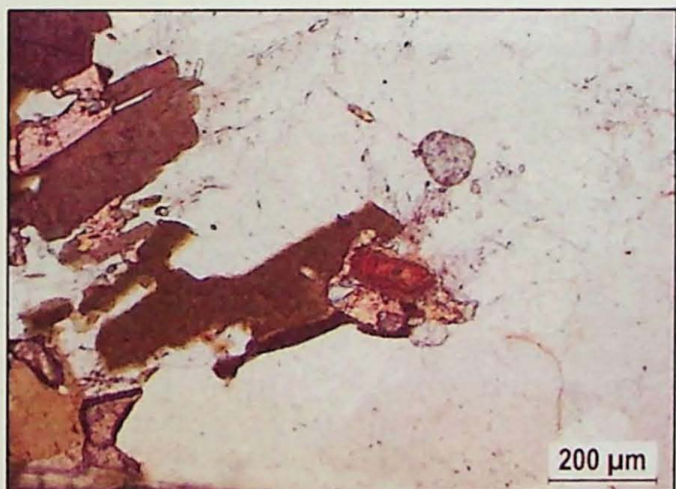


Figura 11 – fotomicrografia da K-81: Núcleo de allanita alaranjado associado a epidoto e biotita esverdeada. (10x, nicóis //)

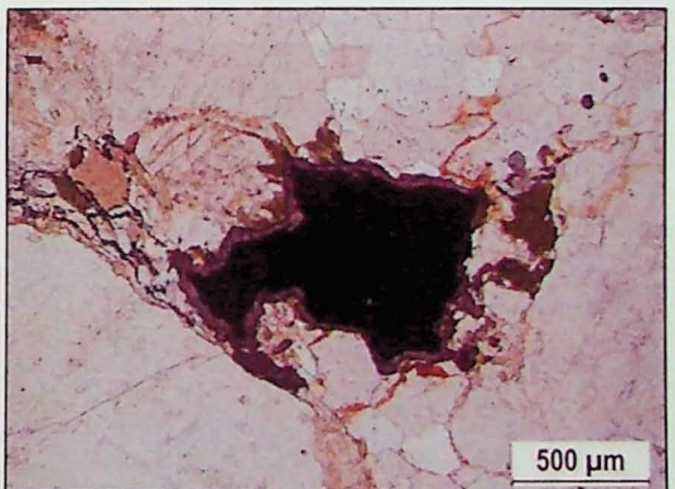


Figura 12 – fotomicrografia da KP-82: Coroa de titanita ao redor de cristal anédrico de ilmenita. (5x, nicóis //)

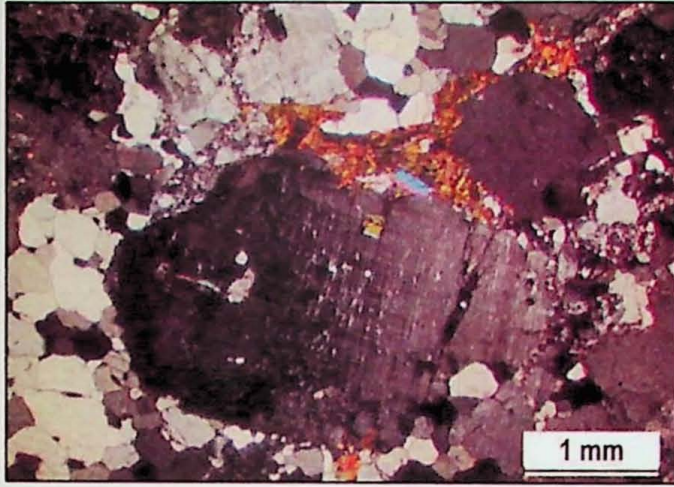


Figura 13 – fotomicrografia da K-83: Textura perítica em microclínio. (2,5x, nicóis X)

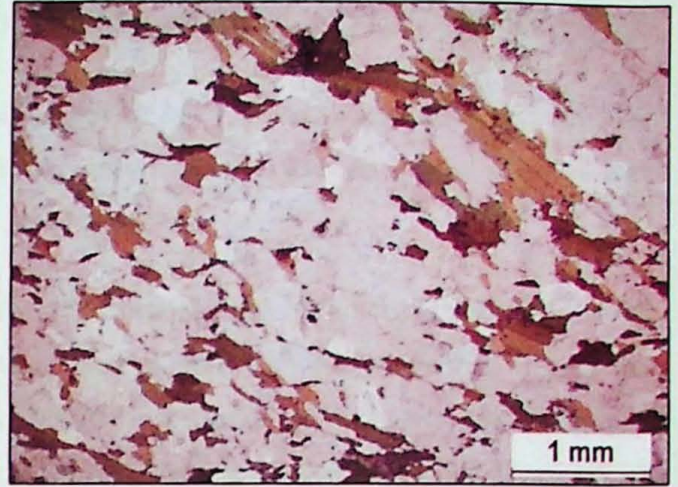


Figura 14 – fotomicrografia da KP-84b1: Estrutura orientada definida por biotita verde a marrom. (2,5x, nicóis //)

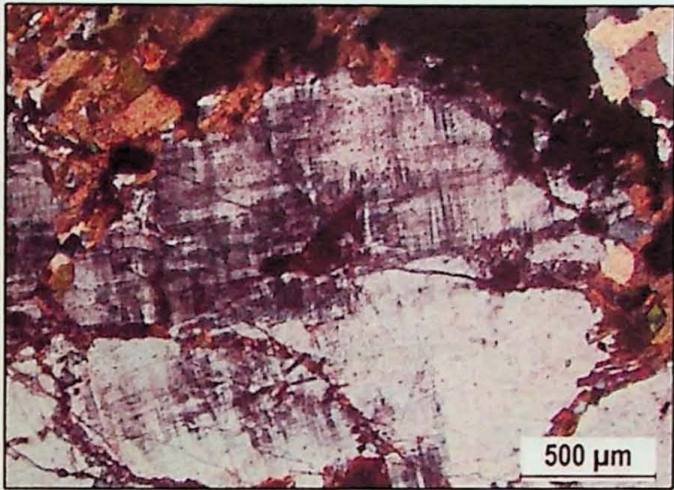


Figura 15 – fotomicrografia da K-110: Cristal de allanita metamictizado fraturando microclínio. (5x, nicóis X)

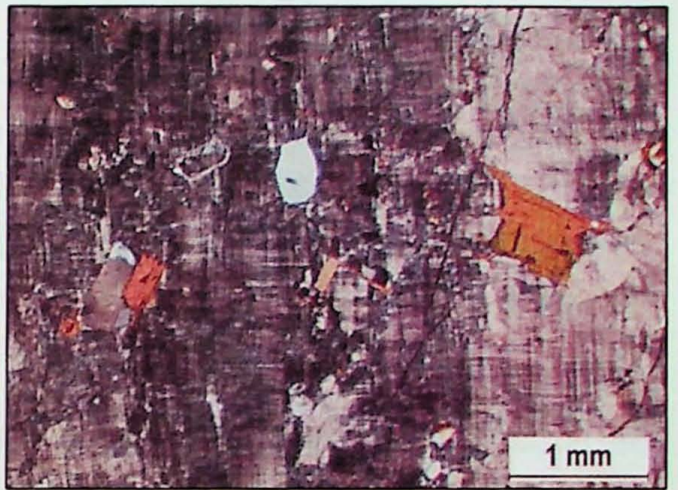


Figura 16 – fotomicrografia da K-110: Textura poiquilítica, megacristal de microclínio englobando cristais de biotita e quartzo. (2,5x, nicóis X)

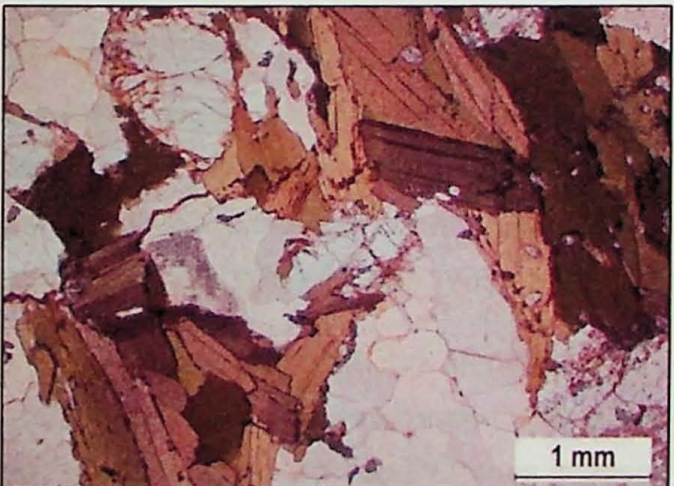


Figura 17 – fotomicrografia da K-110: Cristais de biotita verde a marrom esverdeado característicos do Granito Areado. (2,5x, nicóis //)

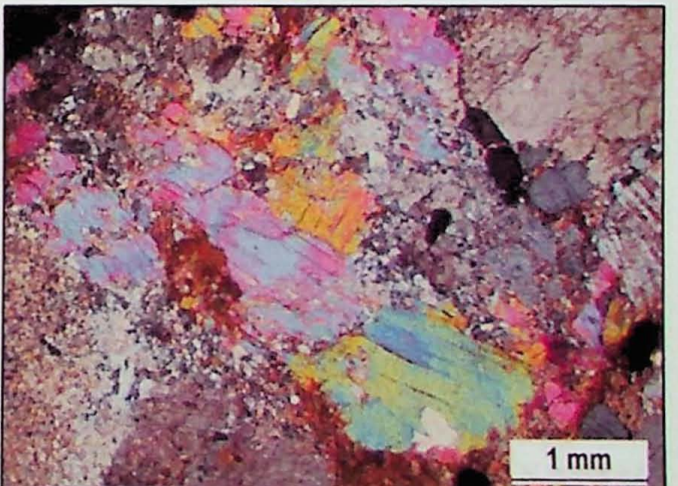


Figura 18 – fotomicrografia da KP-112b: Grandes cristais primários de muscovita incolores e rosados. (2,5x, nicóis X)

## 6.2. Imageamento de zircões por catodoluminescência

Cristais de zircão comumente não ultrapassam a faixa entre 0,02 mm e 0,2 mm de comprimento e possuem diversas propriedades, internas e externas, que devem ser observadas para uma melhor compreensão de sua natureza.

Cor, grau de transparência ou opacidade, morfologia externa e desenvolvimento da forma dos grãos são propriedades macroscópicas que podem ser vistas com o auxílio de lupa binocular e ajudam no entendimento da evolução do mineral, porém para a observação das estruturas internas em boa resolução, outros métodos são necessários.

O microscópio petrográfico, utilizando tanto luz transmitida como luz refletida, revela algumas informações sobre as estruturas internas dos cristais, porém não é capaz de fornecer dados como zoneamentos e estruturas internas expressivas.

A melhor resolução em se tratando de texturas internas é proporcionada pelo imageamento por catodoluminescência. Já observada por Crookes (1879), fosforescência é gerada a partir da incidência, em alta velocidade, de moléculas sobre a superfície fosforescente. Partindo deste princípio, alguns minerais, como o zircão, exibem luminescência quando bombardeados por elétrons acelerados no vácuo, fenômeno denominado catodoluminescência (CL).

No zircão, a CL ocorre a partir das bandas de transmissão azuis ou amarelas, ou em ambas, do espectro eletromagnético, onde há transições eletrônicas de elementos terras raras trivalentes, resultando em luminescência. A presença de isótopos de U e o consequente dano pela radiação que emitem, a partir de seu decaimento, acabam suprimindo a emissão de CL (Nasdala et al., 2003).

O imageamento por CL dos zircões é a mais eficiente também na identificação de diferentes regiões de crescimento no cristal, a partir do grande alcance em intensidade que as emissões podem atingir e da variação em cores (normalmente elas são em tons de cinza, mas ao utilizar um negativo fotográfico, diferentes cores podem ser observadas), permitindo uma melhor visualização das zonas.

As imagens de CL das amostras K-83 e K-110 revelam características peculiares aos zircões em termos de fraturamento, zoneamento de crescimento e presença de inclusões. Na figura 19 estão representadas as imagens de CL das amostras K-83 M (-1) e K-110 M (2), as quais apresentam melhor definição das estruturas internas dos cristais.

Segundo Corfu et al. (2003), conforme compilação de vários trabalhos sobre o tema, zoneamento em zircões ígneos são comuns, sendo reflexo de variações composicionais de Zr e Si e, mais importante, de elementos-traço, como Hf, P, Y, U, Th e ETR (elementos terras raras). A composição das zonas distintas, bem evidenciadas nas imagens de CL, costumam variar entre dois extremos, um com grande concentração de elementos-traço e outro com baixa concentração. Nas imagens (figura 19), é possível observar certo zoneamento oscilatório na maioria dos cristais, mas atestando pouca diferença composicional entre as zonas, já que elas não são claramente distinguíveis. Observa-se também cristais sem nenhum tipo de zoneamento perceptível, indicando estruturas aparentemente homogêneas.

Comuns em zircões ígneos, núcleos de possíveis xenocristais ocorrem manteados por um novo cristal de zircão magmático formado. Normalmente, os núcleos são arredondados, enquanto a borda tende a se comportar de duas formas distintas. Partindo do pressuposto que núcleo e borda possuam conteúdos de U diferentes, se o núcleo for mais rico em U do que a borda, sua expansão, devido à metamictização, causará fraturas na borda. Por outro lado, se a borda for mais rica em U do que o núcleo, não haverá fraturamento, mas ela ficará com uma coloração mais escura em comparação com a porção interna (Corfu et al., 2003). A princípio, nenhum núcleo de xenocristal fora observado com clareza.

Inclusões em zircões não são raras e dizem muito sobre as condições de cristalização daquele cristal. As inclusões mais comuns são as de minerais formadores de rochas, tais como biotita, quartzo e feldspatos, mas fundido também pode ocorrer incluso nos cristais. A análise das características do fundido pode fornecer informações acerca da composição do magma e dos gases em determinados estágios na evolução do sistema magmático (Corfu et al. 2003). Nas imagens, são observadas inclusões disformes, arredondadas, de cerca de 0,04 mm de comprimento e coloração escura, podendo indicar presença de CO<sub>2</sub>, porções de fundido e pequenos cristais de zircão ou biotita.

O fraturamento observado em alguns grãos das imagens em sua maioria são de natureza física, já que domínios de maiores ou menores concentrações de U nos cristais foram verificados em pouco cristais, evidenciados pelas manchas escuras. Sendo assim, o fraturamento originado por metamictização é menos ocorrente em comparação ao de origem mecânica.

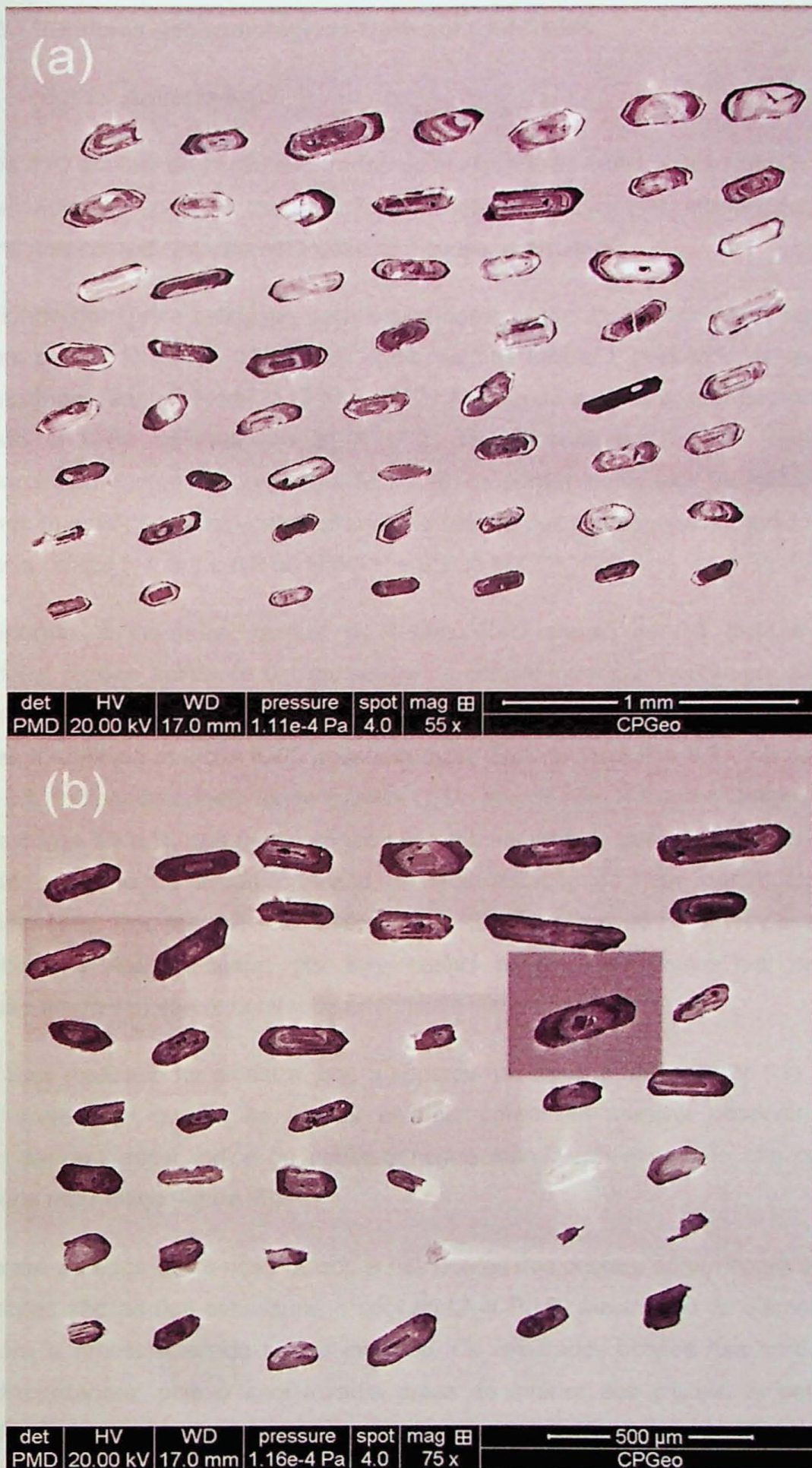


Figura 19 – Imagens de catodoluminescência da (a) amostra K-83 na fração M (-1) e da (b) amostra K-110 na fração M (2).

### 6.3. Análises geocronológicas U-Pb por LA-ICP-MS

#### 6.3.1. Amostra K-83

Dos 170 cristais de zircão separados da amostra K-83, nas frações NM (-3) e M (-1), foram analisados 13 *spots* de cada fração, tanto de bordas como de núcleos, por LA-ICP-MS. Alguns dos cristais datados estão exemplificados na figura 20.

A idade concórdia calculada para esta amostra levou em consideração somente as idades com concordância de  $100 \pm 2\%$ , como visto na tabela 1, rejeitando as demais. As idades calculadas variam entre 2117 Ma e 2221 Ma, sendo a idade concórdia normalizada obtida para a K-83 refinada em  $2148 \pm 21$  Ma, inserida no Período Riáciano, do Paleoproterozoico. Como observado na figura 20, os pontos localizados na concórdia com idades mais jovens não foram considerados no cálculo por apresentarem elevado grau de discordância (*spots* 5.1, 6.1 e 6.2 na NM (-3) e 9.2 na M (-1)).

Segundo a literatura, razões de teores Th/U abaixo de 0,1 indicam cristais metamórficos, razões acima de 0,1 consistem de cristais ígneos, enquanto aquelas acima de 1 representam cristais originados de magmas máficos. Os zircões utilizados para o cálculo das idades na amostra K-83 possuem razão Th/U entre 0,37 e 0,87, ou seja, todas acima de 0,1, indicando origem ígnea (tabela 1). De acordo com Rubatto e Gebauer (2000), elementos como Th e U, que possuem raios iônicos maiores do que o do Zr, são expulsos do retículo cristalino do zircão no caso de recristalização ou nem entram, caso haja sobrecrescimento. Por ter seu raio levemente maior do que o do U, o Th possui maior incompatibilidade nesses casos, por isso razões baixas Th/U (maior teor de U em comparação ao de Th) são encontradas em cristais metamórficos.

O *Split* realizado na amostra, que a separou nas frações NM (-3) e M (-1), mostrou diferença irrelevante quanto às idades obtidas, porém foi possível observar que os resultados tiveram maior índice de concordância e menor erro associado nos pontos da fração pouco magnética (figura 20).

Foram datados *spots* nos núcleos e nas bordas dos cristais, porém como as bordas destes zircões são de fina espessura, o *spot* do LA-ICP-MS mostrou-se de diâmetro muito grande para a amostra, sendo pouco indicado. Os resultados obtidos nas bordas foram sempre discordantes, pois o *spot* invadia áreas do interior dos cristais. A partir desta observação, sugere-se adicionalmente a sistemática SHRIMP para possibilitar a datação das bordas dos cristais de zircão do Granito Areado.

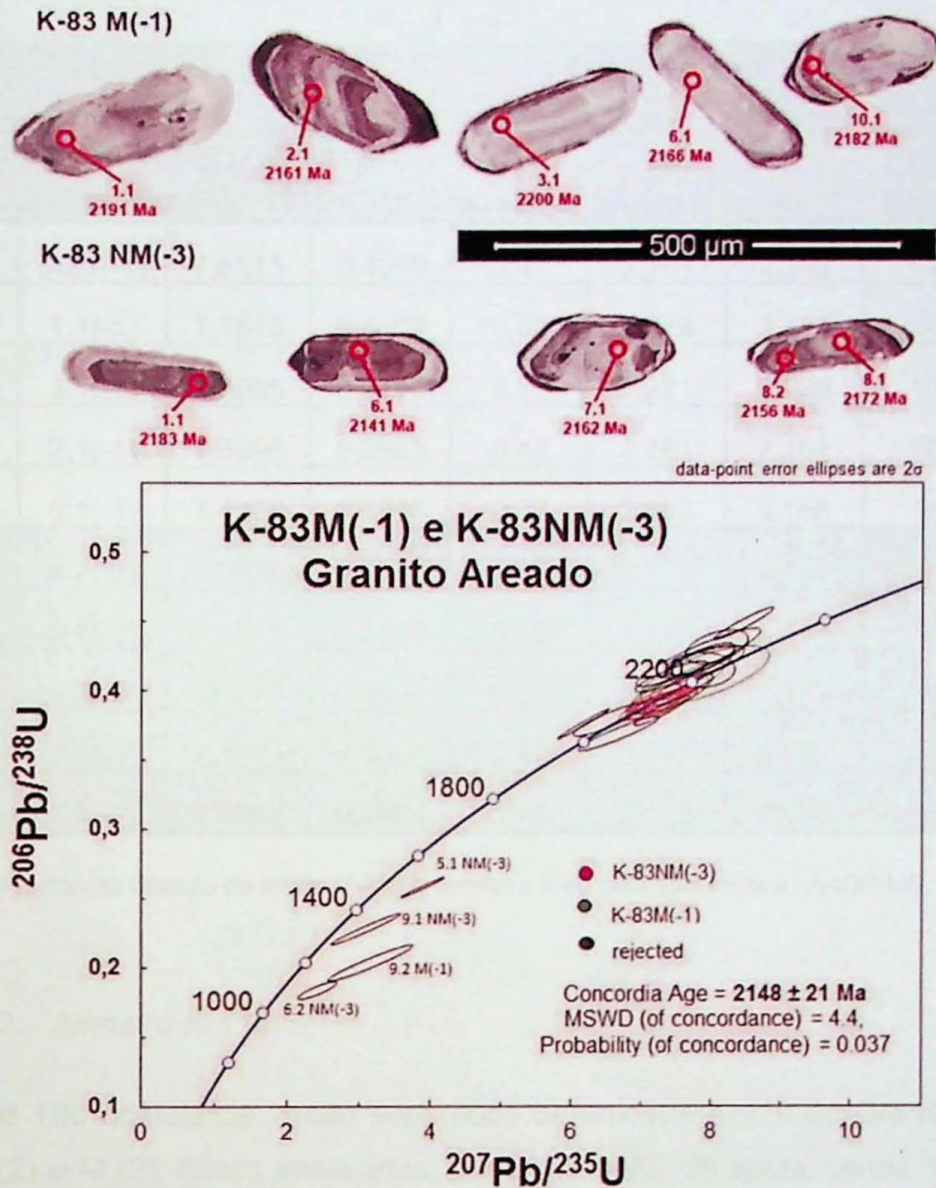


Figura 20 – Acima, cristais de zircão datados nas duas frações magnéticas da amostra K-83. Abaixo, diagrama concórdia das idades obtidas na amostra K-83 pelo método U-Pb por LA-ICP-MS.

SPOT	RATIOS			AGES			
	207/235	206/238	Th/U	T <sub>206/238</sub>	T <sub>207/206</sub>	Conc.	
K-83M(-1) + NM(-3) GRANITO AREADO						206/238	
SPL 1731 e 1732, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 6mJ, 32µm, ablation time - 40s.						207/206	
K-83M(-1)	10.1(-1)	7,6515	0,4069	0,47	2,201	2,182	100
K-83M(-1)	1.1(-1)	7,7675	0,4109	0,60	2,219	2,191	101
K-83M(-1)	3.1(-1)	7,9065	0,4113	0,87	2,221	2,220	100
K-83M(-1)	2.1(-1)	7,3996	0,3983	0,48	2,161	2,161	100
K-83M(-1)	6.1(-1)	7,4268	0,3985	0,87	2,162	2,166	99
K-83NM(-3)	8.2(-3)	7,2036	0,3888	0,60	2,117	2,156	98
K-83NM(-3)	6.1(-3)	7,1616	0,3898	0,49	2,122	2,141	99
K-83NM(-3)	8.1(-3)	7,3473	0,3929	0,54	2,136	2,172	98
K-83NM(-3)	1.1(-3)	7,4214	0,3944	0,37	2,143	2,183	98
K-83NM(-3)	7.1(-3)	7,4065	0,3984	0,71	2,162	2,162	99

Tabela 1 – Dados utilizados no cálculo da idade U-Pb da amostra K-83 pela sistemática LA-ICP-MS.

### 6.3.2. Amostra K-110

A partir de 180 cristais de zircão separados da amostra K-110 do Granito Areado, nas frações NM (2) e M (2), foram analisados, por LA-ICP-MS, 26 *spots*, sendo 13 de cada fração, tanto de bordas como de núcleos. Alguns dos cristais datados estão exemplificados na figura 21.

A idade concórdia calculada para esta amostra considerou idades com concordância de até  $100 \pm 19\%$ , como visto na tabela 2. As idades calculadas variam entre 594 Ma e 730 Ma, sendo a idade concórdia normalizada obtida para a K-110 refinada em  $703 \pm 7,6$  Ma, inserida no Período Criogeniano, do Neoproterozoico. Como observado na figura 21, os pontos localizados na concórdia com idades mais jovens não foram considerados no cálculo por apresentarem elevado grau de discordância.

De acordo com as razões de teores Th/U, foi possível designar a natureza dos cristais de zircão. Os zircões utilizados para o cálculo das idades na amostra K-110 possuem razão Th/U entre 0,27 e 0,68, indicando origem ígnea (tabela 2).

O *Split* realizado na amostra, que a separou nas frações NM (2) e M (2), mostrou diferença irrelevante quanto às idades obtidas, porém, da mesma forma como vista nos

dados da amostra K-83, foi possível observar que os resultados tiveram maior índice de concordância e menor erro associado nos pontos da fração menos magnética (figura 21).

Do mesmo modo como foi conduzido na amostra K-83, foram datados *spots* nos núcleos e nas bordas dos cristais, porém como as bordas destes zircões são de fina espessura, o *spot* do LA-ICP-MS mostrou-se de diâmetro muito grande para a amostra, sendo inadequado. As idades obtidas nas bordas foram discordantes, pois o *spot* invadia áreas do interior dos cristais, sendo sugerida a datação das amostras do Granito Areado pela sistemática SHRIMP, devido ao seu menor *spot* (em profundidade e diâmetro), o qual conseguiria atingir as bordas do cristal em sua totalidade sem penetrar outros locais dos cristais.

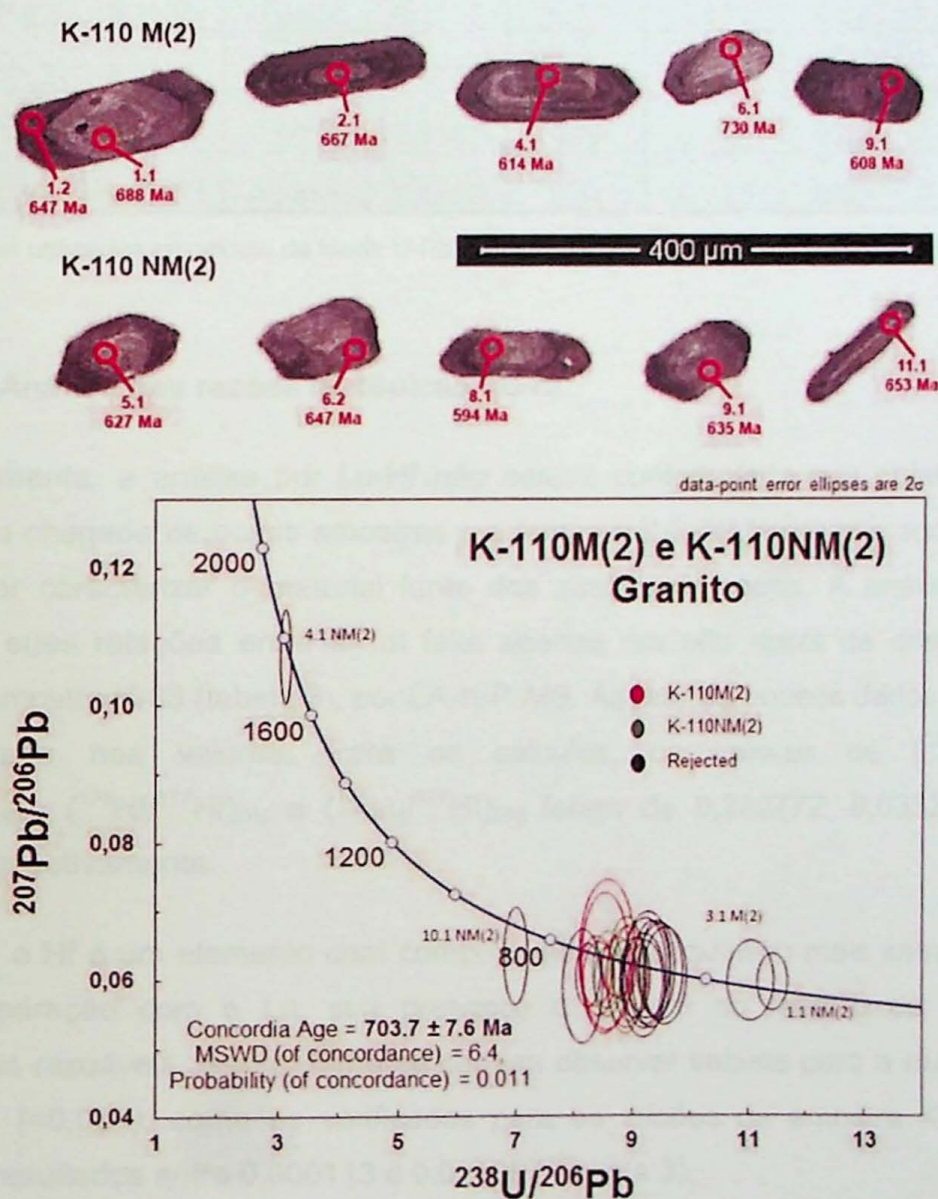


Figura 21 - Acima, cristais de zircão datados nas duas frações magnéticas da amostra K-110. Abaixo, diagrama concórdia das idades obtidas na amostra K-110 pelo método U-Pb por LA-ICP-MS.

SPOT	RATIOS			AGES			
	207/235	206/238	Th/U	T <sub>206/238</sub>	T <sub>207/206</sub>	Conc.	
K-110M(2) + NM(2) GRANITO AREADO						206/238	
SPL 1733 e 1734, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 6mJ, 32µm, ablation time - 40s.						207/206	
K-110M(2)	4.1	0,9351	0,1125	0,68	0,687	0,614	111
K-110M(2)	2.1	0,9757	0,1145	0,30	0,699	0,667	104
K-110M(2)	6.1	1,0260	0,1169	0,27	0,713	0,730	97
K-110M(2)	1.1	1,0104	0,1174	0,66	0,716	0,688	104
K-110M(2)	9.1	0,9856	0,1189	0,35	0,724	0,608	119
K-110M(2)	1.2	1,0087	0,1195	0,39	0,728	0,647	112
K-110NM(2)	9.1NM	0,9391	0,1119	0,33	0,684	0,635	107
K-110NM(2)	5.1NM	0,9422	0,1127	0,33	0,688	0,627	109
K-110NM(2)	6.2NM	0,9553	0,1132	0,32	0,691	0,647	106
K-110NM(2)	8.1NM	0,9615	0,1167	0,29	0,712	0,594	119
K-110NM(2)	11.1NM	0,9895	0,1169	0,51	0,713	0,653	109

Tabela 2 – Dados utilizados no cálculo da idade U-Pb da amostra K-110 pela sistemática LA-ICP-MS.

#### 6.4. Análise das razões isotópicas Lu-Hf

Inicialmente, a análise por Lu-Hf não estava contemplada nos objetivos originais, porém, com a chegada de novas amostras e o tempo hábil, foi possível a sua realização, a fim de melhor caracterizar o material fonte dos zircões da rocha. A análise das razões isotópicas e suas relações entre si foi feita apenas em oito *spots* de cristais de zircão distintos da amostra K-83 (tabela 3), por LA-ICP-MS. Apesar de poucos dados, nota-se certa heterogeneidade nos valores. Para os cálculos, os valores de  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}$ ,  $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}$ ,  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}$  e  $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}$  foram de 0,282772, 0,0332, 0,283225 e 0,038512, respectivamente.

Como o Hf é um elemento com comportamento geoquímico mais semelhante ao do Zr, em comparação com o Lu, sua presença é comum no retículo do zircão e tem concentrações razoáveis. Assim, torna-se comum observar valores para a razão  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  muito baixos (<0,001), como os verificados para os zircões da amostra K-83, os quais apresentam resultados entre 0,000113 e 0,001097 (tabela 3).

Como o sistema Lu-Hf possui uma temperatura de fechamento cerca de 200 °C superior à temperatura de fechamento do sistema U-Pb, as razões  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  indicam muito sobre as condições iniciais do sistema, uma vez que, durante a maioria dos eventos termais

depois da cristalização do zircão, ele permanece sem variações. Na análise da amostra K-83, os resultados para a razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  mostram pouca variação, compreendendo valores entre 0,281204 e 0,281383 (tabela 3). Estes valores são importantes porque são considerados no cálculo do  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (ver equação (II) do tópico 4.5), parâmetro que reflete a história da gênese do magmatismo (ver tópico 4.5). Os resultados calculados englobam valores entre -0,84 e -7,83 (tabela 3 e figura 22), isto é, valores negativos que indicam origem crustal para o material fonte do zircão. Os dados não exprimem homogeneidade no intervalo, possuindo grande variação.

As análises foram feitas nos zircões da amostra K-83, datados por U-Pb, com idades paleoproterozoicas em torno de 2,1 Ga. Os resultados para as idades modelo do “manto empobrecido” ( $T_{\text{DM}}$ ) (ver tópico 4.5) variam entre 2,778 Ga e 3,192, inseridas nas Eras meso- e neoarqueanas, como visto na tabela 3 e na figura 22.

<b>SPL:</b>		<b>1645</b>	<b>42</b>	<b>Lu_Hf K-83</b>		
<b>Grain/spot</b>	<b><math>^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}</math></b>	<b><math>^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}</math></b>	<b>U-Pb Age (T1) Ma</b>	<b><math>\epsilon_{\text{Hf}}</math> (T1)</b>	<b>T DM (Ma)</b>	<b><math>\epsilon_{\text{Hf}}</math> (TDM)</b>
1.1	0,281352	0,000620	2200	-1,91	2846	5,83
2.1	0,281293	0,000113	2000	-7,83	3068	5,01
3.1	0,281204	0,000751	2200	-7,39	3194	4,54
10.1	0,281383	0,000645	2200	-0,84	2778	6,08
9.1	0,281245	0,000572	2200	-5,64	3083	4,95
11.1	0,281219	0,001097	2200	-7,36	3192	4,54
8.1	0,281349	0,000863	2100	-4,62	2942	5,47
7.1	0,281290	0,000964	2100	-6,86	3084	4,95

Tabela 3 – Dados utilizados nos cálculos obtidos da análise Lu-Hf da amostra K-83, com destaque para a coluna do  $\epsilon_{\text{Hf}}$  (T1) negativo.

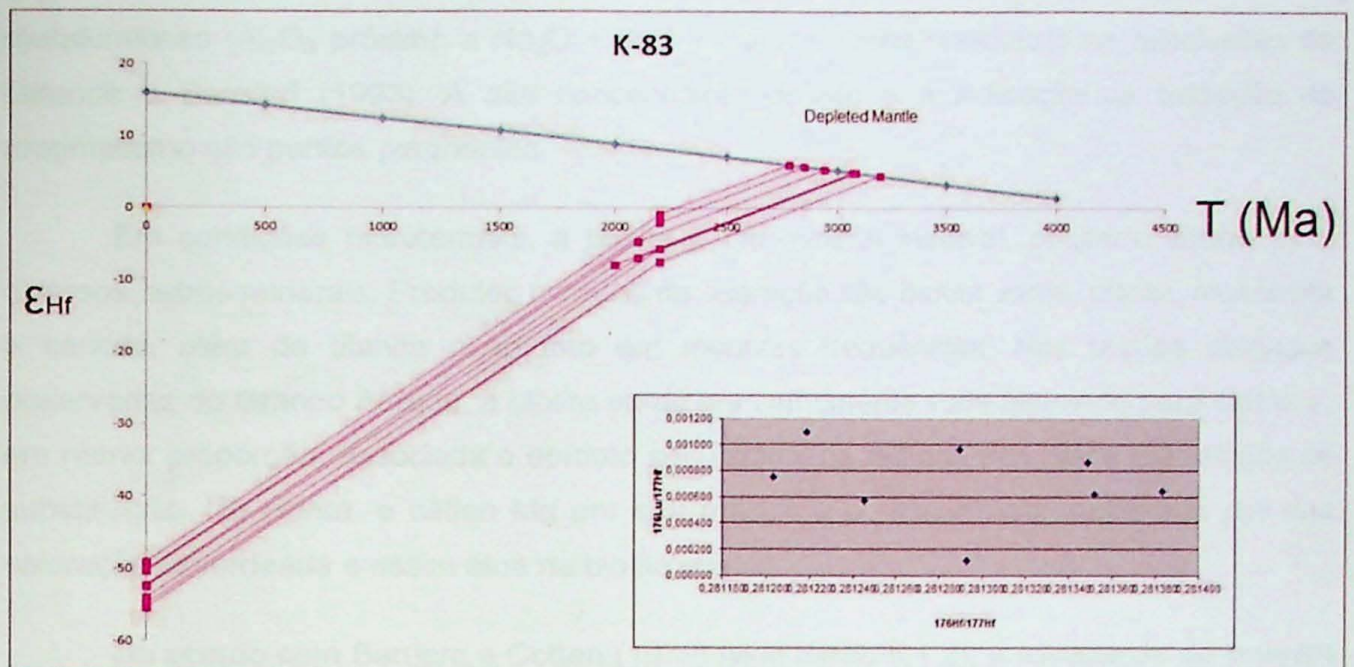


Figura 22 – Gráfico da análise por Lu-Hf da amostra 3 ilustrando as idades  $T_{DM}$  as idades  $T_{U-Pb}$  e seus respectivos  $\epsilon_{Hf}$ .

## 7. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 7.1. Interpretação dos dados e caracterização do Granito Areado

#### 7.1.1. Análise petrográfica

A análise modal da mineralogia do Granito Areado, realizada pelo diagrama QAP para rochas plutônicas de Streckeisen (1974) (vide tópico 6.1.2), resultou em composições de caráter monzogranítico a tonalítico, as quais corroboram os trabalhos prévios da região como Passarelli (2001) e Passarelli et al. (2004, 2012, 2014).

Ao norte do município de Itariri – SP, os afloramentos evidenciam rochas com elevado grau de alteração, o que é observado nas relações minerais das seções delgadas estudadas. Minerais característicos da rocha como biotita verde (associações de muscovita primária) e allanita e os acessórios comuns, titanita e ilmenita, indicam condições de baixo ou nenhum metamorfismo, afinidade química peraluminosa a metaluminosa, zonas de prováveis hidrotermalismos e altas taxas de oxidação.

Como visto no tópico 6.1.2, de acordo com Lalonde e Bernard (1993), cristais de biotita verde primários seriam ricos em Mg e teriam altos valores da razão  $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ , sendo relacionados a rochas graníticas oxidadas, geralmente metaluminosas. A grande proporção de cristais primários de muscovita associados à biotita, em conjunto com quantidade significativa de cristais de titanita sugerem um caráter peraluminoso a

metaluminoso ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  próximo a  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ ) à rocha, validando as conclusões de Lalonde e Bernard (1993). A alta concentração de Mg e a indicação de oxidação no magmatismo são pontos pertinentes.

Em condições hidrotermais, a biotita é um mineral instável, podendo alterar para diversos outros minerais. Produtos comuns da alteração são biotita verde, clorita, muscovita e sericita, além de titanita e epidoto em menores frequências. Nas seções delgadas observadas do Granito Areado, a biotita verde era comumente vista alterando para clorita e, em menor proporção, associada a epidoto secundário, na maioria dos casos em relação de substituição. Na clorita, o cátion Mg em seu retículo é o responsável majoritário por sua coloração esverdeada e assim atua na biotita verde.

De acordo com Barrière e Cotten (1979) (vide tópico 6.1.2), a associação de ilmenita bordejada por titanita, comum nas seções, tem relação a processos de oxidação do mineral opaco durante eventos tardi a pós-magmáticos ou a reações peritéticas entre ele e o líquido magmático. Admitindo a suposição da origem de biotita verde sob condições oxidativas, como visto acima, é possível inferir a origem da associação ilmenita-titanita em textura coronítica também nas mesmas condições, porém, relativamente mais recentes.

Mineral acessório característico em baixas concentrações, allanita é, geralmente, relacionada a estágios tardios do fluido magmático (ou hidrotermal), sendo que cristais zonados refletem variações no ambiente químico durante a cristalização fracionada do magma ou metassomatismo hidrotermal, segundo diversos trabalhos compilados por Xiaochun et al. (1999). Nas seções delgadas, cristais zonados e não-zonados são observados e corroboram a hipótese da rocha poder ter sofrido com a ação de fluidos hidrotermais, em diversos eventos.

Texturas metamórficas e estruturas deformacionais não são vistas em mesoescala, tampouco em microescala nas amostras recolhidas.

Em trabalho sobre as relações entre os tipos de granitoides, Barbarin (1999) propõe tipos graníticos baseados em assembleia mineralógica e afinidades químicas, encaixando-os em ambientes geodinâmicos. Baseando-se na divisão pela assembleia mineralógica proposta por Barbarin (1999), o Granito Areado pode ser classificado como um KCG (*K-rich and K-feldspar porphyritic calc-alkaline granitoid*) por apresentar biotita abundante, muscovita rara a comum, apatita, zircão, allanita e titanita comuns e ilmenita, contendo ainda teor médio de anortita nos cristais de plagioclásio entre 15% e 30% (nas amostras foi estimado  $\text{An}_{25}$ ).

Ainda segundo a proposta do trabalho, os granitos KCG são associados, na maioria dos casos, a rochas peraluminosas ou peraluminosas a metaluminosas, apoiando a interpretação do presente projeto. Barbarin (1999) ainda pontua as origens para os diferentes tipos de magma granítico. Enquanto o tipo MPG (*muscovite-bearing peraluminous granitoid*) tem origem estritamente crustal, os tipos CPG (*cordierite-bearing peraluminous granitoid*) e KCG possuem contribuições crustais e mantélicas em diferentes proporções. Admitidos como ricos em  $K_2O$  e pobre em  $CaO$ , os granitos KCG teriam origem predominantemente crustal, algo já esperado neste trabalho devido aos índices negativos do parâmetro  $\epsilon_{Hf}$ .

Portanto, o Granito Areado pode ser caracterizado como uma rocha com afinidade química peraluminosa a metaluminosa, baixo a nenhum metamorfismo sofrido, condições oxidativas e ocorrência comum de fluidos hidrotermais ao longo de sua evolução, sendo assim interpretado como granito do tipo-S, corroborando os trabalhos anteriores sobre a rocha.

#### 7.1.2. Análise geocronológica e razão Lu-Hf

A idade concórdia determinada para a amostra K-83, pela sistemática U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, foi de  $2148 \pm 21$  Ma (vide tópico 6.3.1), realizada majoritariamente nos núcleos dos cristais. A idade pode ser interpretada como sendo da herança isotópica do zircão e sugere que a amostra K-83 tenha preservado melhor o protolito paleoproterozoico.

Pelas imagens CL é possível observar forte zoneamento magmático nos zircões, núcleos bem preservados e bordas pouco mais jovens, indicando sobrecrescimento que não revelou idade mais jovem do que paleoproterozoica.

Trabalhos prévios acerca do Granito Areado, como Passarelli et al. (2004), registram a idade concórdia imprecisa de cerca de 2100 Ma no intercepto inferior para o Granito Itariri, indicada como herança paleoproterozoica desta rocha. Assim, a idade obtida para a amostra K-83, admitida aqui como a do protolito granítico, tem notável contemporaneidade àquela atribuída ao protolito do Granito Itariri, indicando possível mesma origem.

A idade de 2100 Ma para os granitos tipo-S da região do Domínio Mongaguá nunca havia sido obtida anteriormente e registra a idade do protolito granítico, retrabalhado posteriormente em eventos brasileiros.

As análises das razões isotópicas Lu-Hf foram realizadas nos núcleos paleoproterozoicos dos cristais de zircão da amostra K-83 e indicaram origem crustal para o material fonte do mineral, a partir dos resultados negativos do parâmetro  $\epsilon_{Hf}$  (vide tópico

6.4). Como a análise foi feita nos núcleos de zircão de 2100 Ga, porção mais bem preservada da rocha, possivelmente, as idades  $T_{DM}$  obtidas, entre 2778 Ma e 3192 Ma, reflitam realmente a época em que o protolito da rocha diferenciou-se do manto.

Passarelli et al. (2004) obtiveram idades  $T_{DM}$  por Sm-Nd (RT) para amostras do Granito Areado entre 1700 Ma e 1800 Ma, do Paleoproterozoico, bem mais jovens que as idades obtidas nesta pesquisa por Lu-Hf, meso- a neoarqueanas. Estas idades modelo mais recentes de trabalhos prévios podem ser correlacionadas a amostras de idade U-Pb recentes, como a K-110 datada neste trabalho, que indicou  $703,7 \pm 7,6$  Ma.

A amostra K-110, datada pela sistemática U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, revelou idade concórdia de  $703,7 \pm 7,6$  Ma, em *spots* localizados tanto nos núcleos como nas bordas dos cristais.

Esta idade pode ser interpretada como a de retrabalhamento da rocha granítica (protolito paleoproterozoico de 2100 Ma, como visto nos dados da K-83) em pouca profundidade (nível crustal) no Brasileiro. A idade obtida de cerca de 700 Ma desafia os resultados obtidos anteriormente para os Granitos Areado e Ribeirão do Óleo, que indicavam idades em torno de 575 Ma para a cristalização da rocha (Passarelli et al., 2004).

Pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, Passarelli et al. (2012, 2014) obtiveram idades em torno de 575 Ma (figuras 23 e 24) para o Granito Areado, do período Ediacarano. Essas idades, cerca de 125 Ma mais recentes do que as obtidas na amostra K-110, foram obtidas em amostras da região da K-83 e podem indicar reaquecimentos pontuais posteriores, retrabalhando os zircões.



Figura 23 – Imagem de catodoluminescência dos zircões e marcação dos spots em que foram realizadas as datações da amostra K-83 por Passarelli et al. (2012) (retirado de Passarelli et al., 2012).

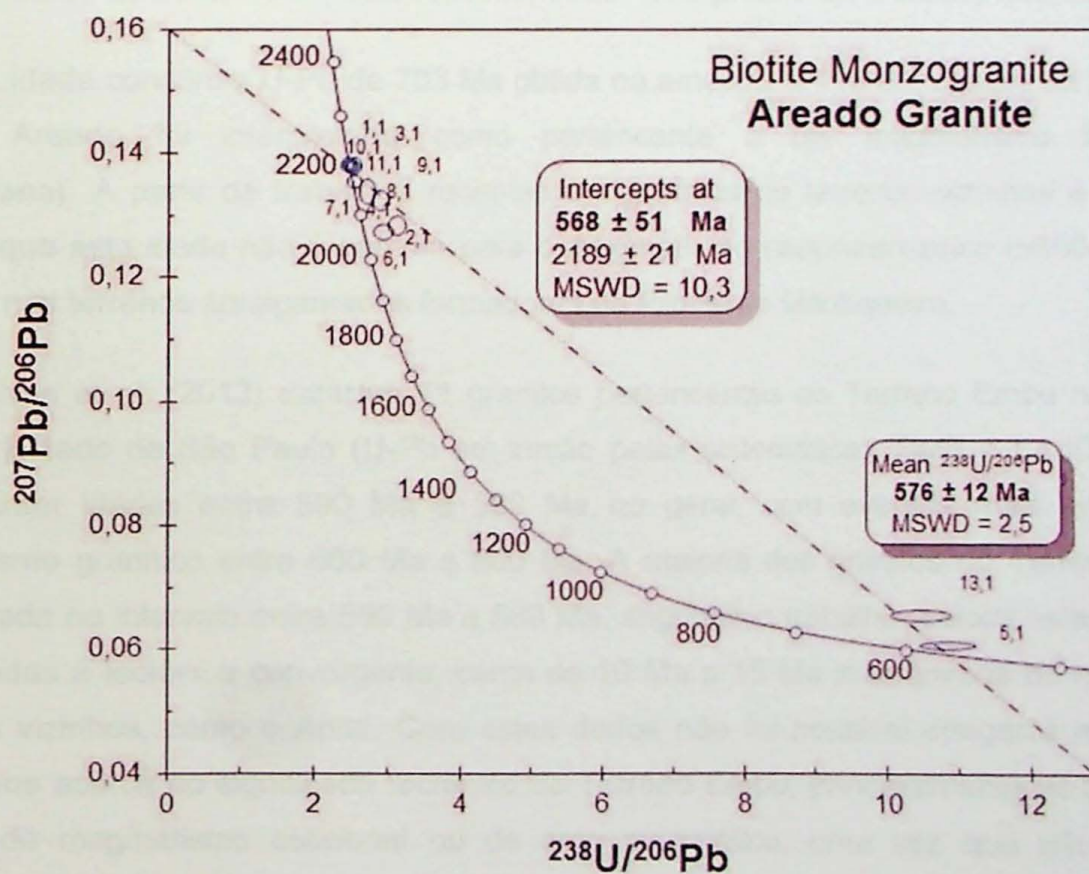


Figura 24 – Diagrama concórdia das idades obtidas por Passarelli et al. (2012) na amostra K-83 pelo método U-Pb por LA-ICP-MS (retirado de Passarelli et al., 2012).

## 7.2. Contextualização geológico-geocronológica do Granito Areado

A idade concórdia U-Pb de 2148 Ma obtida na amostra K-83 nos núcleos de cristais de zircão do Granito Areado foi interpretada como pertencente ao protolito paleoproterozoico granítico. Trabalhos recentes em terrenos e domínios vizinhos revelam dados similares e divergentes sobre essa questão.

Maurer et al. (2015) em trabalho no Complexo Rio Capivari, embasamento do Terreno Embu, ao norte do Domínio Mongaguá, obtiveram a idade de 2,16 Ga em amostras selecionadas, revelando um setor paleoproterozoico definido por um evento magmático à época. As idades entre 590 Ma e 620 Ma, admitidas para o magmatismo e metamorfismo no Complexo, são sincrônicas aos principais eventos magmáticos do Terreno Embu e, portanto, pode indicar que as rochas paleoproterozoicas do embasamento podem ter contribuído como fonte para a granitogênese. Os resultados alcançados possuem certa semelhança com os vistos neste trabalho, que podem ser interpretados como tal.

Por outro lado, Tupinambá et al. (2012), em trabalho no Complexo Rio Negro, interpretado como porção de um arco magmático com idades entre 790 Ma e 600 Ma no Estado do Rio de Janeiro, não encontraram evidências de rochas paleoproterozoicas ou mais antigas do embasamento no domínio no arco, sendo verificados apenas zircões detríticos de áreas-fonte de diversas épocas, desde o Arqueano até o Mesoproterozoico.

A idade concórdia U-Pb de 703 Ma obtida na amostra K-110 em cristais de zircão do Granito Areado foi interpretada como pertencente a um magmatismo brasileiro (criogeniano). A partir de trabalhos recentes em granitos de terrenos vizinhos é possível verificar que esta idade não é comum para o magmatismo neoproterozoico (~650-500 Ma) intrusivo nos terrenos amalgamados formadores da Província Mantiqueira.

Alves et al. (2013) dataram 11 granitos pertencentes ao Terreno Embu na porção leste do Estado de São Paulo (U-Pb em zircão pelas sistemáticas TIMS e LA-ICP-MS) e conseguiram idades entre 590 Ma e 580 Ma no geral, com eventos mais antigos de magmatismo granítico entre 660 Ma e 600 Ma. A maioria dos granitos do Terreno Embu concentrada no intervalo entre 590 Ma e 580 Ma, segundo o trabalho, coloca estas rochas, relacionadas à tectônica convergente, cerca de 10 Ma a 15 Ma mais jovens do que as de domínios vizinhos, como o Apiaí. Com estes dados não foi possível chegar a resultados conclusivos acerca do significado tectônico do Terreno Embu, principalmente se a rocha é produto de magmatismo colisional ou de arco magmático, uma vez que não existem marcadores significativos que estabeleçam a época de passagem de um domínio tectônico para outro.

Dados do Cinturão Dom Feliciano, na região de Porto Belo – SC e Bombinhas – SC, adquiridos por Florisbal et al. (2012), apontam para uma granitogênese neoproterozoica também mais recente. As idades U-Pb em zircão mais antigas obtidas são 630 Ma a 610 Ma, nos granitoides Quatro Ilhas, sintectônicos. No trabalho, o granito, interpretado como de magmatismo pós-colisional, tem assembleia mineralógica semelhante à do Granito Areado, porém sua geração aparenta ter tido maior relação com tectônica transcorrente, que facilitou a interação deste magma mantélico com a crosta, promovendo retrabalhamento. Os autores compilaram diversos trabalhos sobre a região e obtiveram um *range* de idades entre 587 Ma e 625 Ma.

Meira et al. (2015), a partir de datações em zircões detríticos (U-Pb pela sistemática SHRIMP) do Terreno Embu e do Complexo Costeiro, chegaram a idades em torno de 700 Ma em quartzitos e paragneisses da região de Ilha Bela – SP, Complexo Costeiro. Apesar de nunca vistas *in situ*, idades próximas a 700 Ma foram registradas em cristais alóctones de zircão e não invalidam a presença de rochas desta idade na região, como a de  $703 \pm 7,6$  Ma adquiridas neste trabalho. Admitindo idades sempre mais recentes no Brasileiro para os magmatismos da região dos Terrenos Embu e Costeiro, a idade de 700 Ma é descontextualizada da região, mas pode ser inferida como retrabalhamentos crustais criogenianos mais antigos.

## 8. CONCLUSÕES

As análises petrográficas realizadas neste projeto no Granito Areado corroboraram a petrografia realizada por Passarelli (2001), permitindo a classificação da rocha como de caráter monzogranítico a tonalítico, com afinidade química peraluminosa a metaluminosa, baixo a nenhum metamorfismo e deformação sofridos, existência de influência de hidrotermalismo e altas taxas de oxidação. Em acordo com os trabalhos realizados anteriormente na região (Passarelli, 2001; Passarelli et al., 2004; Passarelli et al., 2012, 2014), a rocha é interpretada como um granito tipo-S.

A partir das análises geocronológicas (U-Pb pela sistemática LA-ICP-MS) de duas amostras foi possível estimar idades concórdia para o protolito granítico e para um possível retrabalhamento brasileiro. A idade de cerca de 2100 Ma, adquirida nos núcleos de cristais de zircão da amostra K-83, nunca havia sido obtida anteriormente e pode ser inferida como a correspondente ao protolito do Granito Areado. A idade de cerca de 700 Ma, também nunca obtida anteriormente, foi adquirida nos cristais de zircão da amostra K-110 e

interpretada como um retrabalhamento brasileiro, de idade razoavelmente próxima à das rochas da região do Domínio Mongaguá.

Com o objetivo de verificar algum tipo de disparidade entre os resultados, foi realizado o *Split* das amostras a serem datadas. Os dados obtidos para as frações não-magnéticas mostraram valores mais concordantes e com menos erro acumulado em comparação aos das frações magnéticas, porém, em termos da idade resultante, os valores foram similares.

Os dados das razões Lu-Hf na amostra K-83 apresentaram valores negativos para o parâmetro  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , indicando fonte crustal para o material origem dos zircões, evidenciando que o protolito granítico, possivelmente estaria alojado na crosta. Os valores de  $T_{\text{DM}}$  indicaram idades em torno de 2800 Ma a 3100 Ma e podem ser interpretados como a época em que o protolito se diferenciou do manto.

A presença de zircões detríticos na faixa de 700 Ma no Complexo Costeiro (Meira et al., 2015) podem atestar a presença de rochas de idades próximas a esta na região, muito embora a idade nunca tenha sido obtida em amostras *in situ*. Variando entre cerca de 650 Ma e 500 Ma, os diversos granitos neoproterozoicos do Terreno Embu e do Domínio Mongaguá não possuem significados tectônicos definidos e bem claros. Com uma idade destoante das demais, a explicação tectônica para a colocação do Granito Areado pode ser inferida como retrabalhamentos crustais criogenianos mais antigos, porém ainda permanece em aberto uma conclusão substancial.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1977). Províncias estruturais brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, 363-391. Campina Grande: SBG.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1-29.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-César, A. R. S., Fambrini, G. L. (2010). The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, 118, 145-161.
- Alves, A., Janasi, V. A., Campos Neto, M. C., Heaman, L., Simonetti, A. (2013). U-Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu Terrane: Implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, 230, 1-12.

- Barbarin, B. (1999). A review of relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- Barrière, M., Cotten, J. (1979). Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteritic equilibration in granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(2), 183-192.
- Batolla Jr., F., Silva, A. T. S. F., Francisconi, O., Godoy, A. M. (1981). *Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira*. Relatório Final, v. 2-3. São Paulo.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G. (1991). Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, 23-40.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Fuck, R. A. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22(3), 155-166.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., Kinny, P. (2003). Chapter 16. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53, 469-500.
- Crookes, W. (1879). Contributions to molecular physics in high vacua. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 170, 641-662.
- Ebert, H. D., Chemale Jr., F., Babinski, M., Artur, A. C, Van Schmus, W. R. (1996). Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the Transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. *Tectonics*, 15(2), 688-699.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Raposo, M. I. B., Bascou, J., Uhlein, A. (2005). Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *Journal of Structural Geology*, 27, 1750-1764.
- Florisbal, L. M., Bitencourt, M. F., Janasi, V. A., Nardi, L. V. S., Heaman, L. M. (2012). Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: Whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal Granites, Southern Brazil. *Lithos*, 153, 53-71.
- Hasui, Y., Sadowski, G. R. (1976). Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(3), 182-200.

Hasui, Y., Dantas, A. S. L., Carneiro, C. D. R., Bistrich, C. A. (1981). O embasamento Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico em São Paulo. In: Instituto de Pesquisas tecnológicas de São Paulo. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. São Paulo, v. 1, 12-45 (IPT-Monografia, 6. Publicação, 1184).

Heilbron, M., Valeriano, C. M., Valladares, C. S., Machado, N. (1995). A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 249-266.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., Janasi, V. C. (2004). Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito Neves (Eds.), *O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (v. 1, 203-234). São Paulo: Beca.

Janasi, V. A., Ulbrich, H. H. G. J. (1992). Inventário bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, 11, 1-245.

Lalonde, A. E., Bernard, P. (1993). Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, northwest territories. *Canadian Mineralogist*, 31, 203-217.

Matteini, M., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Bühn, B. (2010). Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and application. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(2), 479-491.

Maurer, V. C., Alves, A., Campos Neto, M. C. (2015). Characterization of the Rio Capivari Complex, basement of the Embu Terrane: Geochemical and Geochronological constraints. *The 8<sup>th</sup> Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, PT.164. Florianópolis: SBG.

Meira, V. T. (2014). *Evolução tectono-metamórfica neoproterozoica dos Complexos Embu e Costeiro no contexto da formação do Gondwana Ocidental (Leste do Estado de São Paulo)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.

Meira, V. T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R. P., Schorscher, J. H. D. (2015). The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). *Terra Nova*, 27, 206-217.

Mezger, K., Krogstad, E. J. (1997). Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, 15(1), 127-140.

Nasdala, L., Zhang, M., Kempe, U., Panczer, G., Gaft, M., Andrut, M., Plotze, M. (2003). Chapter 15. Spectroscopic methods applied to zircon. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53, 427-468.

Passarelli, C. R. (2001). *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.

Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Campos Neto, M. C., Siga Jr., O., Prazeres Filho, H. J. (2004). Geocronologia e geologia isotópica dos terrenos Pré-Cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. *Geologia USP. Série científica*, 4(1), 55-74.

Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Siga Jr. O., Sato, K., Sproesser, W. M., Loios, V. A. P. (2009). Dating minerals by ID-TIMS geochronology at times of in situ analysis: selected case studies from the CPGeo-IGc-USP laboratory. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(1), 1-25.

Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Wemmer, K., Siga Jr., O., Oyhantçabal, P. (2011). Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 100, 391-414, DOI: 10.1007/s00531-010-0594-2.

Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Siga Jr., O., McReath, I. (2012). Geocronologia das rochas graníticas do Domínio Mongaguá – Terreno Costeiro – Estado de São Paulo. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG.

Passarelli, C. R., McReath, I., Basei, M. A. S., Siga Jr., O. (2014). Geochronology of the granitic rocks of the Itariri Complex – Mongaguá Domain – Coastal Terrane – State of São Paulo. *9th South American Symposium on Isotope Geology*, 2nd day, panel n. 60. São Paulo: SBG.

Pedrosa-Soares, A. C., Wiedemann-Leonardos, C. M. (2000). Evolution of the Araçuaí Belt and its Connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (v.1, 265-365). Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências.

Rubatto, D., Gebauer, D. (2000). Use of Cathodoluminescence for U-Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from the Western Alps. In: M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc, D. Ohnenstetter (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences* (v. 1, 373-403). Berlim: Springer.

- Sato, K., Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Sproesser, W. M., Passarelli, C. R. (2008). Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo-IGc-USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP: Série Científica*, 8(2), 77-99.
- Scherer, E., Münker, C., Mezger, K. (2001). Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock. *Science*, 293(5530), 683-687.
- Silva, A. T. S. F., Chiodi Filho, C., Chiodi, D. K., Algarte, J. P. (1978). Geologia integrada das folhas Cananéia e Iguape. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 1, 208-221. Recife: SBG.
- Silva, A. T. S. F. (1981). Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infraestrutura arqueana exposta entre Peruíbe e Curitiba, SP e PR. *III Simpósio Regional de Geologia*, v. 1, 133-147. Curitiba: SBG.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcomission on the systematics of igneous rocks. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 63(2), 773-786.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Duarte, B. P., Nogueira, J. R., Valladares, C., Almeida, J. C. H., Eirado-Silva, L. G. E., Medeiros, S. R., Almeida, C. G., Miranda, A., Ragatky, C. D., Mendes, J. C., Ludka, I. (2007). Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15(1), 67-79.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C., Porto Júnior, R., Dios, F. B., Machado, N., Eirado-Silva, L. G., Almeida, J. C. H. (2012). Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Eastern Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 21, 422-438.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant Uranium-Lead Ages, I. *Transactions, American Geophysical Union*, 37(3), 320-326.
- Xiaochun, L., Shuwen, D., Huaimin, X., Jianxiong, Z. (1999). Significance of allanite-(Ce) in granitic gneisses from the ultrahigh-pressure metamorphic terrane, Dabie Shan, central China. *Mineralogical Magazine*, 63(4), 579-586.

