UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Relações Tectônicas no Setor Central da Faixa Araçuaí:
Análise Estrutural por ASM e Geocronologia U/Pb e Lu/Hf

Bruna Catarino Xavier

Orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

Versão corrigida

São Paulo

2017

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

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

Xavier, Bruna Catarino

Relações tectônicas no Setor Central da Faixa Araçuaí:
Análise Estrutural por ASM e Geocronológica U/Pb e Lu/Hf – São
Paulo, 2017.

123p.: il + 8 anexos

Dissertação (Mestrado): IGc/USP

Orient.:Egydio-Silva, Marcos

1. Setor Central Faixa Araçuaí 2. ASM 3. U/Pb 4. Lu/Hf
I. Título

*Dedico essa dissertação à joia mais preciosa da minha vida,
minha filha Laura.*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus por sempre iluminar meu caminho.

Tenho muito a agradecer minha família, meus pais, Fátima e Odário, minha irmã Carla e minha filha Laura pela enorme paciência, apoio e compreensão que sempre tiveram comigo durante todo o trabalho.

Obrigada ao meu orientador, Prof. Dr. Marcos Egydio, por estar sempre disposto a me ajudar e pela grande amizade. Gostaria de agradecer aos professores: Prof. Dr. Miguel Basei (Instituto de Geociências USP) e Prof. Dr. Farid Chemale (Universidade do Rio dos Sinos) pela grande contribuição com a interpretação dos dados geocronológicos. Obrigada aos professores do Instituto de Astronomia e Geofísica USP: Prof. Dr. Manoel D'Agrella e Prof. Dr. Ricardo Trindade pela disponibilidade em resolver minhas dúvidas sobre Magnetismo de Rochas.

Gostaria de agradecer aos funcionários do laboratório de preparação de amostras do CPGeo: Samuel Egídio (Samuca) e Vasco Antônio, aos funcionários do ICP - CPGeo: Walter Sproesser e Luiza Satorno pela disposição em ajudar sempre. Muito obrigada aos funcionários do laboratório de Paleomagnetismo do IAG: Giovanni Moreira, Daniele Brandt e Sonia Alonso pelo grande auxílio com a utilização dos equipamentos.

Muito obrigada a meus amigos: Juliana Rosa pela imensa ajuda com o uso do Arcgis e pelo “plantão de ajuda” e Anderson Toledo pela ajuda com o campo e com as amostras.

Agradeço ao apoio financeiro do CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – Brasil. Assim como os trabalhos de campo que foram financiados pelo projeto: Estudos integrados Bacias Sedimentares – Orógenos Pan-Africanos e Caledonianos CAPES /SIU.

RESUMO

A Faixa Araçuaí, localizada na porção setentrional da Província Mantiqueira, pode ser dividida em três domínios estruturais os quais estão envolvidos em um sistema de empurrões com vergência tanto oeste quanto para leste. A porção ocidental corresponde ao Domínio Milonítico constituído por gnaisses miloníticos de alta temperatura $\sim 750^{\circ}\text{C}$, o Domínio Central é caracterizado por intenso magmatismo tonalítico, granodiorítico e granítico de idade aproximada de 580 Ma e o setor oriental, denominado de Domínio Anatético, formado pelo Leucogranito Carlos Chagas (CC), um granito tipo S de idades compreendidas entre 572 ± 4 Ma a 597 ± 3 Ma.

O Domínio Central, formado pelas Suítes Galiléia e Aimorés, são constituídas respectivamente pelos tonalitos São Vitor, e Galiléia e pelo Granito Caladão e o Charnockito Padre Paraíso. A Suíte Aimorés e a borda oeste do Leucogranito Carlos Chagas, constituem-se no foco desta dissertação, a qual teve por meta um estudo estrutural, baseado em Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) e datações através dos métodos U/Pb em zircões e monazitas e Lu/Hf em zircões.

Petrograficamente o Granito Caladão tem como característica uma textura porfirítica, com matriz de granulação grossa, composta por quartzo, feldspato, hornblenda e biotita, com cristais de feldspatos de 2 a 5 centímetros. O Charnockito Padre Paraíso é um hiperstênio granito, de cor esverdeada, de matriz de granulação grossa composta de quartzo, feldspato, hiperstênio, biotita e hornblenda, com cristais de feldspato de até 6 centímetros. O Leucogranito Carlos Chagas possui granulação média a grossa e apresenta em sua constituição, quartzo, feldspato, biotita, sillimanita, cordierita e granada. Um granito tipo S.

Os resultados da análise estrutural através da ASM apresentaram orientações variáveis da foliação magnética em setores distintos dos corpos magmáticos, compatível com a orientação espacial do plúton, indicando assim sua colocação, porém as orientações das lineações magnéticas sugerem uma direção predominantemente NNE-SSW, aventando um fluxo magmático nessa direção. Investigações sobre a mineralogia magnética através de curvas termomagnéticas evidenciaram ocorrências de óxidos de ferro, magnetita e hematita, tanto no Granito Caladão como no Charnockito Padre Paraíso. Os baixos valores de suscetibilidade magnética, da ordem de 10^{-4} a 10^{-5} SI sugerem que a ASM, para esses corpos ígneos, é controlada essencialmente pelos minerais paramagnéticos. Os elipsoides de ASM são predominantemente oblatos, caracterizando uma forte deformação por achatamento, apenas localmente foram identificados elipsoides prolato.

As análises isotópicas forneceram idades de 500.7 ± 1.5 Ma a 512.1 ± 1.5 Ma (zircão) e 445.0 ± 9.5 Ma (monazita) para o Granito Caladão e de 498 ± 2.4 Ma a 502.7 ± 1.9 Ma (zircão) para o Charnockito Padre Paraíso. Idades obtidas como sendo mais antigas para o Granito Caladão e o Charnockito Padre Paraíso, respectivamente de 556.8 ± 3.7 Ma (zircão) e 576.0 ± 2.2 Ma (zircão) foram interpretadas como zircões herdados das rochas encaixantes quando do *emplacement* dos plutons. A idade de 570.1 ± 1.7 Ma para o CC na porção norte é compatível com as idades obtidas na literatura, entretanto na porção sul, as idades obtidas são da ordem de 510.8 ± 1.7 Ma e 520.5 ± 2.5 Ma para o CC, indicando pulsos magmáticos diacronicos.

As determinações Lu/Hf revelaram valores de ϵ_{Hf} negativos para todos os plutons estudados, mostrando que são provenientes de retrabalhamento crustal, de uma crosta arqueana e paleoproterozoica.

ABSTRACT

The Araçuaí Orogen corresponds the northern part of the Mantiqueira Province, which can be divided into three different structural domains. These areas are involved in thrust systems towards the west and east. The western part corresponds to the Mylonites Domain, constituted by high temperature mylonitic gneisses, the Central Domain is characterized by a huge tonalitic, granodioritic and granitic magmatism dated around 580 Ma, and, the eastern area, described as Anatexis Domain where the Carlos Chagas Leucogranite (CC) is the predominant lithology. The Galiléia Suite constituting by the St. Vitor and Galiléia tonalites, Aimorés Suites, by the Caladão Granite and the Padre Paraíso Charnockite, all theses suites belong to the Central Domain.

The Aimorés Suite and the western border of the Carlos Chagas Leucogranite are the focus of this Master thesis, which the goals are a structural study based on Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and a geochronological analysis using U/Pb in zircon and monazite and Lu/Hf in zircon methodologies.

The petrographic analysis shows the Caladão Granite as porphyritic granite, with a thick granulation matrix composed of quartz, feldspar, hornblende and biotite. The feldspar crystals can reach 2 to 5 centimeters in size. The Padre Paraíso Charnockite is hypersthene granite; greenish-colored matrix with a coarse granulation composed of quartz, feldspar, hypersthene, biotite and hornblende, the feldspar crystals size can be bigger than 5 centimeters. The Carlos Chagas Leucogranite has medium to coarse granulation that is constituted by quartz, feldspar, biotite, sillimanite, cordierite and garnet, the mineralogy typical of type S granite.

Structural analysis using the AMS showed variable magnetic foliation orientations in distinct sectors of the magmatic bodies, compatible with the spatial trend of the pluton, your emplacement, but the orientations of the magnetic lines suggest a predominantly NNE-SSW direction, suggesting a magmatic flow in this direction. Investigations on magnetic mineralogy through thermomagnetic curves showed evidence of iron magnetite and hematite oxides in both the Caladão Granite and the Padre Paraíso Charnockite. The low values of magnetic susceptibility, on the order of 10^{-4} to 10^{-5} SI, suggest that paramagnetic minerals essentially control the ASM for these igneous bodies. The AMS ellipsoids are predominantly oblate, characterizing a strong flattening deformation; only locally prolate ellipsoids have been identified.

Isotopic analyzes performed at Caladão Granite provided ages ranging from 500.7 ± 1.5 Ma to 512.1 ± 1.5 Ma (zircon) and 445.0 ± 9.5 Ma (monazite), and zircon ages from 498 ± 2.4 Ma to 502.7 ± 1.9 Ma obtained in the Padre Paraíso Charnockite. Older zircon ages determined

in the Caladão Granite and Padre Paraíso Charnockite are, respectively, 556.8 ± 3.7 Ma and 576.0 ± 2.2 Ma, whose ages were interpreted as inherited zircons that were captured from the host rocks during the plutons emplacement.

In the northern sector of the studied area, the CC age of 570.1 ± 1.7 Ma is compatible with the ages that were obtained in the literature, ranging from 572 ± 4 Ma to 597 ± 3 Ma, however in the south of the area some surprisingly younger ages (510.8 ± 1.7 Ma and 520.5 ± 2.5 Ma) in the CC, suggesting diachronic magmatic pulses. The Lu/Hf determinations revealed negative ϵ_{Hf} values for all studied plutons, showing that they are derived from crustal reworking, from an Archaean and Paleoproterozoic crust. The most Hf model age are 2,0 Ga, however there are some Archean ages ranging from 3.0 to 3.8 Ga. The presence of highly negative values of -20 and -30 for the Caladão Granite are interpreted as largely crustal-derived melts.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	4
RESUMO	5
ABSTRACT	7
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO À DISSERTAÇÃO	
1.1 Introdução	11
1.2 Justificativa	12
1.3 Objetivos	12
CAPÍTULO II – MATERIAIS E MÉTODOS	
2.1 Mapeamento geológico e estrutural (trabalhos de campo – reconhecimento geológico (litológico/estrutural) e amostragem)	14
2.2 Análise petrográfica e microestrutural	14
2.3 Análise estrutural por ASM (Anisotropia de Suscetibilidade Magnética)	15
2.3.1 Conceitos teóricos de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM)	15
2.3.2 Materiais Não Magnéticos	20
2.3.3 Materiais Magnéticos	20
2.3.4 Preparação das amostras para ASM	23
2.4 Análise geocronológica: Descrição do método e conceitos teóricos	23
2.4.1 Princípios da Geocronologia	24
2.4.2 Método Urânio Chumbo (U/Pb)	25
2.4.3 Método Lutécio Háfnio (Lu/Hf)	29
2.5 LA – ICP – MS	31
2.5.1 Preparação das amostras	31
2.5.2 Especificações do LA-ICP-MS	32
CAPÍTULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	
3.1 Geologia Local	38
CAPÍTULO IV – RESULTADOS	
4.1 Caracterização das unidades	40
<i>Levantamentos de campo, análises petrográficas e microestruturais</i>	40
4.1.1 Setor Leste (Granitos Sin a Tardi – Tectônicos)	41
4.1.2 Suíte Intrusiva Aimorés (Granitos Tardi a Pós- Tectônicos)	47
4.2 Análise Estrutural através do método de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética	53
4.2.1 Setor Leste da Faixa Araçuaí (Leu. Carlos Chagas)	55
4.2.2 Suíte Intrusiva Aimorés (Granito Caladão)	60

4.2.3 Suíte Intrusiva Aimorés (<i>Charnockito Padre Paraíso</i>).....	67
4.3 Curvas termomagnéticas.....	71
4.4 Análise Geocronológica	77
4.4.1 Isótopos de Urânio - Chumbo (U/Pb).....	77
4.4.2 Isótopos de Lutécio - Háfnio (Lu/Hf).....	100
CAPÍTULO V – DISCUSSÕES DOS RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO	
Discussões dos resultados e interpretações	103
CAPÍTULO VI – CONCLUSÕES	
Conclusões	106
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108
Anexos	114

Capítulo I

INTRODUÇÃO À DISSERTAÇÃO

1.1 Introdução

A área de estudo está situada, geograficamente, no leste do estado de Minas Gerais e no oeste do Espírito Santo, nos arredores dos municípios de Itabirinha, Água Doce do Norte e Mantena, onde afloram os Granito Caladão (Vieira *et al.*, 1997) e porção do Charnockito Padre Paraíso (Vieira *et al.*, 2000), pertencentes à Suíte Aimorés (Silva *et al.*, 1987) e parte do Leucogranito Carlos Chagas (Mapa 1).

O projeto foi desenvolvido na região localizada no setor leste do Domínio Central da Faixa Araçuaí, geologicamente caracterizada por intenso magmatismo com variedades de batólitos de composições tonalíticas e subordinadamente granodioríticas e graníticas, intrusivos em metassedimentos. Este domínio tem aproximadamente 200 km de comprimento por cerca de 70 km de largura.

Mapa 1: Mapa de localização da área de estudo, a) Imagem Landsat/Copernicus Google Earth 2016, b) Destaque aos pontos de afloramento. Coordenadas UTM, datum: Córrego Alegre 1961 24S.

A caracterização da petrotrama de rochas graníticas a partir da Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) tem se mostrado uma ferramenta útil na análise estrutural de corpos magmáticos, onde um dos resultados mais expressivos é relacionar a trama magmática com a deformação regional. A trama magnética presente nos maciços graníticos, comparada àquela encontrada nas rochas encaixantes, permite caracterizá-los como pré-sin ou pós-tectônicos. A equivalência entre as tramas tectônicas e magnéticas, torna a ASM uma ferramenta útil e poderosa em análise estrutural regional (Bouchez, 1997; Archanjo *et al.* 2008; Egydio-Silva *et al.* 2005 entre outros).

A análise estrutural, petrográfica e geocronológica dos corpos magmáticos estudados permitiram a obtenção de um aporte significativo de novos dados, resultando em um avanço na compreensão da evolução tectônica regional, além de uma comparação com a deformação e idades determinadas em diferentes setores da faixa já estudados (Mondou, 2010; Mondou *et al.*, 2012; Cavalcante, 2013; Cavalcante *et al.*, 2013).

1.2 Justificativa

A faixa Araçuaí, pela sua relevância na evolução geológica do leste do Brasil, tem sido alvo de intensa investigação científica, a qual permitiu a identificação de setores com características estruturais e litológicas distintas. A região objeto desta dissertação situa-se na porção central da faixa, onde um intenso magmatismo, de idades distintas, a caracteriza. Um estudo utilizando-se de análises geocronológicas (U/Pb e Lu/Hf em zircão e U/Pb em monazitas), conjuntamente a uma análise estrutural dos principais corpos ígneos através da ASM, justifica-se para que se obtenha um significativo avanço no conhecimento da evolução geológica deste setor e da faixa como um todo, pois a determinação da idade dos principais corpos ígneos estudados e sua disposição espacial ou geométrica, traz subsídios que permitem tecer considerações sobre a atuação dos esforços na época do *emplacement* dos corpos magmáticos do setor central da Faixa.

1.3 Objetivos

Tendo como meta um avanço no conhecimento geológico da região central da Faixa Araçuaí, determinou-se, como alvo, o granito Caladão, o Charnockito Padre Paraíso e a porção oeste do granito Carlos Chagas, onde se procurou estabelecer as relações estruturais e geocronológicas entre eles.

Para atingir os objetivos propostos foram realizadas 3 etapas: i) mapeamento estrutural e caracterização litológica, através de trabalhos de campo e análises petrográficas; ii) análise estrutural, deformacional e determinação da mineralogia magnética, respectivamente, através da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) e curvas termomagnéticas e iii) análise geocronológica, utilizando os métodos U/Pb e Lu/Hf.

A associação dos métodos e técnicas utilizadas trouxeram informações relevantes sobre a evolução geológica da região, permitindo relacionar as análises deformacionais com as datações radiométricas dos diferentes corpos magmáticos estudados.

Capítulo II

MATERIAIS E MÉTODOS

Diferentes métodos analíticos foram utilizados para que as metas deste trabalho fossem alcançadas. Para a análise estrutural em rochas plutônicas, a Anisotropia de Suscetibilidade Magnética – ASM, tem sido o método mais adequado para estudos desta natureza (Bouchez, 1997). Baseia-se no magnetismo dos minerais constituintes das rochas para obtenção das suscetibilidades magnéticas, em três direções mutuamente perpendiculares, obtendo-se assim um elipsoide que é correlacionável ao elipsoide de deformação.

Visando um avanço no conhecimento geocronológico, foram realizadas análises isotópicas através dos métodos U/Pb em zircão e monazita e Lu/Hf em zircão.

Conceitos teóricos são necessários e serão descritos nesse capítulo, para melhor compreensão dos métodos utilizados.

2.1 Mapeamento geológico e estrutural (trabalhos de campo – reconhecimento geológico (litológico/estrutural) e amostragem.

Nos trabalhos de campo foram utilizados os mapas geológicos e as cartas topográficas das Folhas Itabirinha de Mantena (MG) e Mantena (MG), na escala 1:100.000, do Serviço Geológico do Brasil - Projeto Leste 2000 (CPRM- Vieira, 2000) e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), respectivamente. Três etapas de campo, totalizando 20 dias, foram realizadas com os objetivos de se obter o máximo de amostras para análise estrutural, a partir da ASM, análises petrográficas e geocronológicas. Afim de caracterizar, petrograficamente, as unidades de estudo, os Granito Caladão, Charnockito Padre Paraíso e borda oeste do Leucogranito Carlos Chagas, foram feitas descrições macroscópicas dos afloramentos de cada uma das unidades, descrevendo suas texturas, estruturas e possíveis relações de contato entre elas.

2.2 Análise petrográfica e microestrutural

As descrições macroscópicas realizadas durante os trabalhos de campo foram complementadas através de observações ao microscópio para a identificação da mineralogia, das texturas e microestruturas presentes em cada litotipo. Essas análises foram feitas através de lâminas delgadas descritas no microscópio petrográfico binocular Olympus BXP 40, no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LDMP). As fotomicrografias utilizadas na

dissertação foram obtidas no aparelho BX 50 Olympus no Laboratório de Microscopia Petrográfica (LMP) do Instituto de Geociências USP.

2.3 Análise estrutural por ASM (Anisotropia de Suscetibilidade Magnética)

Bouchez (1997) declara em seu trabalho que as rochas magmáticas sempre possuem uma trama, isto é, nunca são isotrópicas, elas sempre possuem uma orientação estatística preferencial. De fato, um magma é sistematicamente deformado para se acomodar quando de sua colocação (*emplacement*) ou no decorrer de uma deformação regional. Consequentemente, os plutons graníticos são excelentes marcadores da deformação. Quando a estrutura da rocha não pode ser observada macroscopicamente, a ASM permite que se determine a trama através de uma descrição quantitativa da distribuição da orientação dos minerais constituintes das rochas, havendo quase sempre, uma boa correlação entre as tramas magnética e tectônica (Egydio-Silva *et al.* 2005). Quando essa correspondência entre as tramas não existe, faz-se necessário investigações adicionais.

Os conceitos referentes aos métodos utilizados serão descritos a seguir.

2.3.1 Conceitos teóricos de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM)

Propriedades magnéticas originam-se da movimentação das partículas eletricamente carregadas (corrente elétrica). Assim, todo material possui magnetização, a qual está associada à rotação axial dos elétrons ou a movimentação dos elétrons ao redor de um núcleo (Tarling & Hrouda, 1993).

A medida da facilidade com que cada tipo de material pode ser magnetizado é chamada de **suscetibilidade magnética**, isto é, trata-se da resposta do material a um campo magnético aplicado. A suscetibilidade magnética é representada pela letra **k**, um valor adimensional, considerado um escalar em materiais isotrópicos, e um tensor de segunda ordem em materiais anisotrópicos (Butler, 1992; Tarling & Hrouda, 1993).

Quando o material é exposto a um campo magnético indutor forma-se uma magnetização induzida (Butler, 1992). Deste modo, a magnetização induzida (M) e o campo magnético indutor (H) estão associados à suscetibilidade magnética **k** que é definida pela relação entre M e H como mostra a equação (1).

$$M = kH \quad (1)$$

Em minerais, a variação na composição química, os defeitos na rede cristalina ou uma disposição particular na organização dos átomos na estrutura cristalina criam anisotropias. Nesses casos, quando o material não é mais isotrópico, $\mathbf{k}$ deixa de ser um escalar, a suscetibilidade magnética $\mathbf{k}$ é então representada por um tensor de segunda ordem que relaciona a intensidade de um campo aplicado H à magnetização adquirida M .

A magnetização adquirida da amostra depende da orientação do campo indutor $\mathbf{H_j}$ que é aproximada por um conjunto de equações lineares, onde as componentes da magnetização induzida $\mathbf{M_i}$, em um determinado sistema de coordenadas, cujos eixos são denominados por X_1 , X_2 e X_3 (figura 1a) referem-se aos componentes do campo aplicado ao longo do espécime (Tauxe, 2016). A magnetização pode ser escrita conforme a equação (2).

$$\vec{M_i} = X_{ij} \vec{H_j} \quad (2)$$

Onde, $\mathbf{M_i}$ é a magnetização na direção i e $\mathbf{H_j}$ é o campo indutor na direção j e $\mathbf{X_{ij}}$ é um tensor simétrico de segunda ordem ou tensor de suscetibilidade (Tauxe, 2016; Hrouda, 1982; Tarling & Hrouda, 1993). Simplificadamente, existem seis valores de suscetibilidade $\mathbf{X_{ij}}$ independentes, como mostra a figura 1b. São realizadas medidas em 64 posições para cada eixo.

Figura 1: Definição do sistema de coordenadas do espécime. b) Seis medidas para determinar o elipsoide de anisotropia. c) Posição da amostra no medidor de susceptibilidade magnética (Fonte: Tauxe 2016).

O sistema de coordenadas, denominado V na figura 2, cujo eixos são os *eigenvectors* (autovetor) de X : V_1 , V_2 , V_3 , em que os termos fora do eixo da X são zero, enquanto os *eigenvectors* coletivamente são chamados de "eixos principais", o primeiro autovetor também é conhecido simplesmente como o autovetor principal e os outros dois são: autovetor máximo e autovetor mínimo.

Os valores próprios τ_1 , τ_2 e τ_3 correspondem ao valor máximo, médio e mínimo de suscetibilidade, respectivamente (Equação 3). Estas são as susceptibilidades ao longo do autovetor

principal. Os valores de V_1 , V_2 e V_3 equivalem as notações k_1 , k_2 e k_3 assim chamados de tensores de suscetibilidade magnética.

Figura 2: a) Sistema arbitrário coordenadas de um espécime. b) Elipsóide de magnitude da ASM. O seu sistema de coordenadas é definido pelos autovetores V_i . Os comprimentos ao longo dos autovetores na superfície elipsóide estão relacionados com os valores próprios τ_i .

$$\begin{aligned}
 \vec{M}_1 &= X_{11}H_1 \propto \tau_1 H_1 \\
 \vec{M}_2 &= X_{22}H_2 \propto \tau_2 H_2 \\
 \vec{M}_3 &= X_{33}H_3 \propto \tau_3 H_3
 \end{aligned} \quad (3)$$

Os termos simétricos do tensor de suscetibilidade k_1 , k_2 e k_3 descrevem os três eixos principais do elipsoide de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM), definindo, cada um deles a direção e magnitude da suscetibilidade magnética, sendo $k_1 \geq k_2 \geq k_3$, onde k_1 representa a lineação magnética e k_3 é o polo da foliação magnética.

A suscetibilidade magnética volumétrica k_m é a média aritmética das suscetibilidades principais:

$$k_m = 1/3 (k_1 + k_2 + k_3) \quad (4)$$

O grau de anisotropia, representado pela letra P , é obtido pela relação entre k_1 e k_3 , como mostra a equação:

$$P = \frac{k_1}{k_3} \quad (5)$$

A forma do elipsoide é dada pelo parâmetro representado por T onde relaciona as razões F e L descritas nas equações:

$$T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L) \quad (6)$$

Onde,

$$F = k_2/k_3$$

$$L = k_1/k_2 \text{ (Jelinek, 1981)}$$

Elipsóides oblato para $T > 0$, elipsóides prolato para $T < 0$ e esfera para $T=0$.

Figura 3: Formas do elipsóide de ASM em função da magnitude de k_1 , k_2 e k_3 . a) esfera, b) oblato e c) prolato (Winkler et al., 1997).

Vários parâmetros são usados para definir a forma do elipsóide triaxial de ASM, alguns deles estão descritos na tabela 1.

Tabela 1: Principais parâmetros usados na ASM (Winkler et al., 1997).

Nome	Símbolo	Fórmula	Autor
Grau de Anisotropia	P	k_1/k_3	Nagata (1961)
Grau de Anisotropia Corrigido	P'	$\exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 - \eta)^2]}$	Jelinek (1981)
Lineação Magnética	L	k_1/k_2	Balsley & Buddington (1960)
Foliação Magnética	F	k_2/k_3	Stacey et al (1960)
Forma do Elipsóide	T	$(2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3)$	Tauxe 2006 e Tarling & Hrouda (1993)
Suscetibilidade Média	k_m	$(k_1 + k_2 + k_3) = k_m$	Nagata (1961)
$\eta_1 = \ln k_1$	$\eta_2 = \ln k_2$	$\eta_3 = \ln k_3$	$\eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3) / 3$

2.3.2 Materiais não magnéticos

Materiais que possuem magnetização apenas durante a aplicação de um campo magnético externo e a perdem quando o campo é retirado são chamados materiais *não magnéticos* e são divididos em diamagnéticos e paramagnéticos (Tarling & Hrouda, 1993).

Quando um átomo ou grupo de átomos possui a sua última camada eletrônica completa e são submetidos a ação de um campo magnético, os *spins* de seus elétrons rotacionam e produzem uma magnetização com direção oposta ao campo magnético aplicado, nesse caso esses materiais são chamados de **diamagnéticos** (Figura 4). A suscetibilidade **k** em minerais diamagnéticos não depende da temperatura e nem do campo magnético aplicado, ela é muito fraca e negativa com valores em torno de -10^{-5} SI. Minerais como quartzo, calcita e dolomita são alguns exemplos de minerais diamagnéticos (Tarling & Hrouda, 1993).

Quando átomos que possuem a última camada eletrônica incompleta e são submetidos à ação de um campo magnético, os *spins* de seus elétrons rotacionam e produzem uma magnetização com a mesma direção do campo magnético aplicado, esses materiais são denominados **paramagnéticos**. Assim como os diamagnéticos, quando o campo aplicado é removido a magnetização não se preserva (Figura 4). A suscetibilidade paramagnética é fraca e positiva com valores em torno de 10^{-4} SI (Tarling & Hrouda, 1993). Minerais como o piroxênio, hornblenda, biotita, muscovita, clorita, granada e cordierita são alguns exemplos de minerais paramagnéticos (Nédélec & Bouchez, 2011; Tarling & Hrouda, 1993).

Figura 4: Modelo esquemático do comportamento dos spins dos elétrons de materiais não magnéticos diante com aplicação de magnetização e sem a aplicação de magnetização (Tarling & Hrouda, 1993).

Nas figuras 5 e 6 estão representados, respectivamente, os comportamentos de materiais diamagnéticos e paramagnéticos sob ação de um campo magnético indutor (H), a suscetibilidade diamagnética (k_d) negativa em contraste com a suscetibilidade paramagnética (k_p) positiva, como

a suscetibilidade paramagnética varia inversamente em função da temperatura (T), enquanto que a suscetibilidade diamagnética é constante com a variação de temperatura (Archanjo 2003).

Figura 5: Comparativo da ação do campo magnético indutor (H) em materiais diamagnéticos negativo e paramagnéticos positivo (Archanjo 2003).

Figura 6: Comparativo da variação de suscetibilidade magnética com relação a temperatura em materiais diamagnéticos e paramagnéticos (Archanjo 2003).

2.3.3 Materiais Magnéticos

Materiais magnéticos apresentam dois tipos de magnetização: a **magnetização remanente ou espontânea** e a magnetização **induzida**.

A magnetização remanente é um registro dos campos magnéticos do passado que atuaram no material (Butler, 1992). A magnetização remanente ocorre devido a fortes interações entre *spins* dos elétrons de átomos vizinhos, os quais possuem *spins* desemparelhados (orbitais incompletos) como nos orbitais da camada 3d dos elementos da primeira série de transição, por exemplo, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu e Zn, que se tornam mais suscetíveis a essas interações e, portanto, geram a magnetização remanente.

De acordo com o comportamento de cada tipo de material magnético frente aos diferentes tipos de magnetização, esses materiais são classificados em **antiferromagnéticos, ferrimagnéticos e ferromagnéticos**.

Materiais antiferromagnéticos são aqueles materiais que sob a ação de um campo magnético indutor formam o alinhamento magnético exatamente antiparalelo e de mesma

intensidade, portanto, a magnetização resultante é nula. Nestes materiais a temperatura crítica é denominada de temperatura de Néel, acima da qual o material se torna paramagnético.

Materiais ferrimagnéticos possuem interações antiparalelas entre os *spins*, mas estes são de intensidades desiguais e há um momento magnético resultante, isto é, tem na sua constituição, íons com momentos de dipolo magnético de sentido opostos, mas de diferentes valores, o que faz com que não se anulem, fazendo com que exista sempre um magnetismo espontâneo. A magnetita (Fe_3O_4) é um ferrimagnético com uma temperatura de Curie de 578°C , acima da qual ela é paramagnética.

Materiais ferromagnéticos são aqueles que possuem os *spins* dos elétrons espontaneamente alinhados à magnetização aplicada a ele, quando esse campo magnético é removido os *spins* permanecem alinhados ao campo que foi aplicado (magnetização remanente) (Figura 7). Acima da temperatura crítica, denominada de Curie, este ordenamento magnético é destruído e o material torna-se paramagnético. A suscetibilidade magnética nesse tipo de material é positiva e muito forte, chegando a alcançar 5,7 SI em cristais de magnetita, por exemplo, quando submetidos a campo magnético indutor (H) (Hunt *et al.*, 1995). Para referir-se ao comportamento ferromagnético usa-se o ferromagnetismo (*senso-lato*).

Figura 7: Modelo esquemático do comportamento magnético dos três diferentes tipos de materiais magnéticos (Tarling & Hrouda, 1993).

O comportamento magnético de materiais ferromagnéticos (*s.l.*) pode ser descrito através da curva de histerese (curva de tendência do sistema de conservar suas propriedades na ausência do estímulo que as gerou).

Quando o campo magnético (H) é aplicado em um material ferromagnético até a sua saturação (M_s) e em seguida retirado, a densidade do fluxo não diminui tão rapidamente quanto o campo, dessa maneira quando o campo chega a zero, ainda existe uma densidade de fluxo remanente/magnetização remanente (M_r). Para que o campo magnético chegue a zero é necessário a aplicação de um campo magnético negativo, chamado de força coerciva ou coercividade (H_c). Com o aumento do campo inverso satura-se a amostra na direção oposta, fechando o chamado ciclo de histerese, representado na figura 8. Através da análise desse ciclo é possível determinar parâmetros relacionados a composição, tamanho e forma do grão magnético (Tarling & Hrouda, 1993; Archanjo, 2003; Nédélec & Bouchez, 2011).

Figura 8: Ciclo de histerese (Tarling & Hrouda, 1993).

Quando um campo magnético externo é aplicado a um cristal multi-domínio, as paredes dos domínios se movem em resposta a este campo aplicado, aumentando a magnetização do cristal. À medida em que a intensidade do campo é aumentada, a magnetização aumenta até ser alcançada a saturação, quando o cristal consiste de um único domínio magnético com sua magnetização alinhada ao campo aplicado. Esta magnetização de saturação M_s , é uma propriedade do mineral e pode estar relacionada à distribuição catiônica e o ordenamento magnético. Se o campo magnético aplicado é agora reduzido a zero, a magnetização do espécime diminuirá para um valor M_r , a magnetização remanente de saturação (Figura 8). Para reduzir a magnetização à zero, um campo

inverso tem de ser aplicado, o valor deste campo inverso é denominado de coercividade ou força coerciva, H_c . Aumentando-se o campo inverso, satura-se a amostra, aumentando-se o campo magnético, não reverso, novamente, têm-se o *loop* de histerese que descreve a relação entre o campo aplicado e a magnetização. Para um grão multi-domínio, o *loop* de histerese descreve a facilidade com a qual as paredes dos domínios podem se mover através da estrutura, e isto define a dureza magnética. Em um material magneticamente duro, as paredes de domínio são difíceis de se moverem e uma força coerciva maior é necessária para remover a magnetização (Putnis, 1995).

2.3.4 Preparação das amostras para ASM

A amostragem e a preparação das amostras para o método ASM se inicia durante a coleta no campo, onde testemunhos cilíndricos, que possuem 2,5 cm de diâmetro por aproximadamente 8-10 cm de comprimento, são coletados, utilizando-se uma perfuratriz portátil da marca Sthil, com um adaptador onde uma broca diamantada é acoplada. Os testemunhos/cilindros foram orientados no local com uma bússola.

Na etapa de laboratório a preparação das amostras consiste em cortar cada cilindro em espécimes de 2,5 cm x 2,2 cm, fornecendo em média 3 espécimes por cilindro. Em seguida os espécimes são embalados em filme plástico PVC para evitar possíveis contaminações quando das realizações das medidas, as quais foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG, utilizando-se do aparelho Kappabridge MFKL (Agico - República Tcheca) no modo rotativo, que fornece a suscetibilidade magnética volumétrica total da amostra e as direções principais da anisotropia. Os dados foram estatisticamente tratados através do *software* Anisoft v.4.2 que calcula os parâmetros médios da ASM para cada sítio.

A mineralogia magnética foi investigada através das curvas termomagnéticas que mostram a relação entre temperatura e suscetibilidade magnética ($k \times T$). As amostras representativas dos batólitos foram moídas até um tamanho de areia fina (0,06 a 0,2) e um pequeno volume foi medido utilizando-se o “forno” CS-3 acoplado ao Kappabridge KLY-4. As curvas termomagnéticas foram obtidas aquecendo-se as amostras de aproximadamente 0°C a 720°C e a volta resfriando até 0°C, completando o ciclo de aquecimento *HT* (*high temperature*), posteriormente realiza-se o resfriamento de -200° a 0° C, obtendo-se a curva de baixa temperatura *LT* (*low temperature*).

2.4 Análise geocronológica: Descrição do método e conceitos teóricos

2.4.1 Princípios da Geocronologia

As forças que mantêm os núcleos dos elementos químicos coeso são extremamente fortes, mas sabemos por observações diretas que existem muitos núcleos que são instáveis que são chamados de núcleos radioativos (Albarède, 2009).

Núcleos radioativos são aqueles em que suas partículas estão em estado energético metaestável que se desintegram espontaneamente com o tempo, emitindo radiações eletromagnéticas como as partículas nucleares alfa, beta +, beta - e/ou capturando elétrons da órbita K (captura K), o produto final das transformações nucleares é chamado de nuclídeo radiogênico, o qual possui o estado de energia mínima (Sato *et al.*, 2008). O processo de emissão de radiação eletromagnética é chamado de radioatividade.

Figura 9: Esses gráficos foram estabelecidos por Pierre e Marie Curie. O gráfico A mostra a curva em coordenada normais e o gráfico B mostra os valores num semi logaritmo. Ambos os gráficos, mostram a meia-vida, que é o tempo necessário para que metade do átomo se desintegre, e a vida média seria o inverso de λ (Allegre, 2008).

A geocronologia é baseada no processo físico de decaimento radioativo (Figura 9a), definida por uma equação exponencial negativa que pode ser expressa da seguinte forma:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \text{ ou} \quad (7)$$

$$T = (1/\lambda) \ln (N_0/N) \quad (8)$$

Se, $N_0 = N + F$ então, $T = (1/\lambda) \ln [1 + (F/N)]$

Onde λ = constante de desintegração (definida pela probabilidade de decaimento radioativo); N = número de nuclídeos de um determinado elemento radioativo medido hoje na

amostra; N_0 = número inicial do nuclídeo radioativo no momento de fechamento do sistema; F = nº de átomos transmutados (filho-radiogênico); T = tempo geológico.

Na prática F é a quantidade inicial de átomos (N_0) menos a quantidade total de átomos presentes (N) no sistema no momento de seu fechamento ($F = N_0 - N$). O tempo gasto para que a metade da quantidade inicial de um determinado nuclídeo radioativo se transforme é denominado de meia vida ($T_{1/2}$) (Figura 9b) (Sato *et al*, 2008). A relação entre, λ e $T_{1/2}$ pode ser escrita da seguinte forma:

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda \quad (9)$$

Para que uma datação, com base no decaimento radioativo tenha significado geológico é necessário que a quantidade inicial de átomos do elemento filho seja conhecida, ou possa ser calculada, e também que o sistema tenha permanecido fechado tanto nos isótopos do elemento radioativo (pai = N) como nos radiogênicos (F = filho), exceto partículas transmutadas pelo processo de decaimento radioativo.

Os isótopos radioativos naturais de interesse nos estudos relacionados à evolução geológica devem possuir meias-vidas da mesma ordem de grandeza do tempo geológico (bilhões de anos) e serem suficientemente abundantes na natureza em diversos tipos de rochas.

2.4.2 Método Urânio Chumbo (U/Pb)

Entre os sistemas isotópicos usados em geologia, o par isotópico Urânio-Chumbo (U/Pb) em zircão é provavelmente o mais utilizado, em razão do zircão ser um mineral abundante na maioria das rochas, tanto magmáticas, como sedimentares e metamórficas e pelo fato da temperatura de fechamento do sistema U/Pb ser elevada (850-900°C), assim, a colocação dos corpos magmáticos a temperaturas inferiores a temperatura de fechamento do sistema U/Pb em zircão, correspondem às idades da cristalização do zircão e de colocação do magma; além disso, sendo a temperatura de fechamento alta, evita uma homogeneização isotópica durante posteriores eventos metamórficos e termais de temperaturas moderadas (Faure e Mensing, 2005).

O sistema U/Pb é relativamente complexo em comparação com outros sistemas pai-filho. O Urânio natural consiste de dois isótopos: ^{235}U e ^{238}U . Esses isótopos pai decaem com diferentes meias-vidas para produzirem, respectivamente, ^{207}Pb e ^{206}Pb . As constantes de decaimento dos sistemas isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são, respectivamente $^{235}\lambda = 9,8485 \cdot 10^{-10}/\text{ano}$ e $^{238}\lambda = 1,55125 \cdot 10^{-10}/\text{ano}$. Deve ser mencionado que o ^{208}Pb é produzido a partir da desintegração do ^{232}Th .

Apenas um isótopo de Pb, o ^{204}Pb não é radiogênico. O sistema U/Pb tem uma interessante complicação: nenhum dos isótopos de Pb é produzido diretamente do Urânio e Tório. Cada um decai através de uma série de elementos radioativos, de relativa curta-vida, onde cada um decai para um elemento mais leve, terminando finalmente no chumbo. Uma vez que suas meia-vidas são muito curtas em comparação as do ^{235}U , ^{238}U e ^{232}Th , o decaimento desses elementos intermediário não afetam o resultado da datação. A consequência é que se pode obter três estimativas independentes de idade de uma rocha medindo-se os isótopos de Pb e seus isótopos pai.

As principais equações utilizadas no método geocronológico U-Pb, para obtenção de idades são as seguintes:

$$\text{Idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \rightarrow T_{206} = (1/\lambda_1) \ln [(^{206}\text{Pb}_{\text{rad}}/^{238}\text{U}) + 1] \quad (10)$$

$$\text{Idade } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \rightarrow T_{207} = (1/\lambda_2) \ln [(^{207}\text{Pb}_{\text{rad}}/^{235}\text{U}) + 1] \quad (11)$$

$$\text{Idade } ^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th} \rightarrow T_{208} = (1/\lambda_3) \ln [(^{208}\text{Pb}_{\text{rad}}/^{232}\text{Th}) + 1] \quad (12)$$

$$\text{Idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \quad (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{\text{rad}} = (1/137,88) \times (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (13)$$

Onde $\lambda_1 = 1,55125 \times 10^{-10}$; $\lambda_2 = 9,8485 \times 10^{-10}$ e $\lambda_3 = 4,948 \times 10^{-11}$;

$$\text{Pb}_{\text{rad}} = \text{Pb}_{\text{medido}} - \text{Pb}_0. \quad (\text{Faure ,1988 e Faure e Mensing, 2005}).$$

Para que os resultados obtidos das idades tenham significado geológico é necessário que o sistema tenha se mantido fechado desde a formação da rocha. Nesses casos as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ serão concordantes.

A curva concórdia (Figura 10) representa o lugar geométrico dos pontos com idades concordantes, obtidos pelos dois cronômetros $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Outro diagrama bastante utilizado refere-se ao Tera Wasserburg (Figura 11), onde se plotam os dados $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ no eixo das abscissas versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no eixo das ordenadas. O emprego deste diagrama é usual quando o ponto é discordante, pois em muitos casos os pontos analíticos se mostram discordantes da curva concórdia, mas alinhados em uma reta denominada de discórdia (Faure e Mensing, 2005).

Figura 10: Diagrama concórdia U-Pb. Idades concordantes (pontos analíticos sobre a curva de concórdia); idades discordantes (pontos analíticos posicionados ao longo de uma discórdia). Fonte: Faure e Mensing, 2005.

Figura 11: Diagrama Tera Wasserburg. Fonte: Faure e Mensing, 2005.

A idade obtida pelo intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia pode representar a idade de cristalização dos cristais de zircão. Para o intercepto inferior existem interpretações que relacionam o valor obtido a uma perda episódica ou contínua de Pb (Sato *et al.*, 2008). Se a perda estiver relacionada a um episódio tectônico, a idade obtida para intercepto inferior pode estar associado ao mesmo e, portanto, ter significado geológico; entretanto se a perda é contínua, tal como observado em cristais de zircão metamítico, a idade do intercepto inferior não terá significado geológico.

Para as análises de isótopos de U/Pb em cristais de uraninita e a monazita foram os primeiros minerais utilizados na metodologia U/Pb, devido a tendência destes minerais concentrarem grandes quantidades de U e possuírem pouquíssimas quantidades iniciais de Pb não radiogênico (Dickin, 2005). A monazita contém elementos terras raras e também incorpora quantidades significativas de Th e menores de U. Este mineral é comumente encontrado em granitoides pobres em Ca e ricos em Al e em rochas metamórficas de alto grau metamórfico. Esta possui uma temperatura de fechamento do sistema entre 690 e 750°C, mais baixa do que a do zircão (Figura 12), fazendo com que qualquer monazita herdada no caso de uma fusão parcial da crosta, tende a perder o Pb durante o evento de fusão. Apesar de possuir temperatura de fechamento mais baixa, a monazita é mais resistente a perda de Pb durante eventos de baixa temperatura (Dickin, 2005).

Figura 12: Temperatura de fechamento dos principais minerais utilizados para datações geocronológicas (Gehrels et al., 2002).

2.4.3 Método Lutécio Háfio (Lu/Hf)

O ^{176}Lu é um radionuclídeo instável que sofre decaimento espontâneo emitindo uma partícula β tornando-se ^{176}Hf estável, com uma meia vida de aproximadamente 35 bilhões de anos. As variações em abundância do ^{176}Hf são convenientemente expressas em relação ao ^{177}Hf cuja abundância natural é constante. Assim a equação básica para a determinação da idade a partir do método Lu/Hf é a seguinte:

$$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{inicial}} + (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_t \cdot (e^{\lambda t} - 1), \quad (14)$$

Onde, t é o tempo transcorrido e λ é a constante de decaimento do ^{176}Lu .

O valor exato da constante de decaimento λ tem sido um assunto estudado e debatido. A maioria dos estudos geológicos tem usado o valor de $1,94 \cdot 10^{-11}/\text{y}$, ou alternativamente o valor de $1,93 \cdot 10^{-11}/\text{y}$ como determinado por uma medida direta da atividade dos raios γ , entretanto, pesquisas recentes (Scherer et al., 2001) indicam que o valor de $1,86 \cdot 10^{-11}/\text{y}$ seria mais apropriado. Caso este valor revisado seja adotado, a implicação imediata para todos os trabalhos prévios é que as idades, calculadas, utilizando-se do valor de $\lambda = 1,93 \cdot 10^{-11}/\text{y}$, serão 4% mais jovem (Kinny & Maas, 2003)

O sistema isotópico Lu/Hf pode ser utilizado para traçar a história da diferenciação química da crosta e manto da Terra, em virtude do fato de que o fracionamento do Lu a partir do Hf ocorre durante a geração do magma. A razão inicial Lu/Hf condritica para a Terra, aproximadamente uniforme, tem sido modificada progressivamente através do tempo por episódios de fusão parcial no manto superior, o qual, na geração de magmas basálticos, diminuiu (*have depleted*) o manto residual em Hf (o mais incompatível dos dois elementos) e, correspondentemente enriqueceu a crosta basáltica gerada.

Ao longo do tempo a composição isotópica do Hf no manto empobrecido ($\text{Lu}/\text{Hf} > \text{condritos}$) e da crosta enriquecida ($\text{Lu}/\text{Hf} < \text{condrito}$) divergem daquela de qualquer material não fracionado remanescente ($\text{Lu}/\text{Hf} = \text{condrito}$). Como em muitos outros sistemas isotópicos, variações da composição isotópica de Hf em relação ao condrito em qualquer tempo t são expressas em Épsilon (parte por dezenas de milhares) como dado pela fórmula seguinte:

$$\varepsilon_{\text{Hf}} = [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{condrito}} - 1] \times 10^4 \quad (15)$$

Assim, amostras com a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ maior que a razão do condrito possuem valores de $\varepsilon > 0$ no tempo t , enquanto que aqueles cuja relação $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ é menor que a do condrito apresentarão valores de $\varepsilon < 0$. Isso ocorre porque o Hf está concentrado em líquidos silicáticos mais eficientemente do que o Lu fazendo com que os magmas tenham razões Lu/Hf mais baixas do que sólidos residuais que são deixados para trás.

As razões iniciais $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de rochas graníticas podem ser determinadas convenientemente através das análises de zircões datados pelo método U-Th-Pb. Resultados disponíveis indicam que rochas ígneas e metamórficas da crosta continental foram derivadas de fontes fracionadas cuja razão Lu/Hf foram aumentadas acima do valor do condrito antes da diferenciação química. O uso mais promissor da análise de decaimento Lu/Hf, portanto, é no estudo da gênese de magma e evolução do manto.

Embora zircão possua uma abundância em ETR (Elementos Terras Raras), o padrão que aumenta abruptamente de La para Lu, e mesmo a maior afinidade para Hf significa que a razão Lu/Hf no zircão é invariavelmente muito pequena, tipicamente $\sim 0,002$. Assim a cristalização do zircão em qualquer ambiente geológico resulta no fracionamento extremo da razão Lu/Hf entre zircão de qualquer outra fase mineral.

A razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de zircão é normalmente $< 0,0005$, que significa que o tempo de variação para a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ como um resultado do decaimento *in situ* do ^{176}Lu procede a taxas virtualmente negligenciáveis (Bertotti, 2012). Assim o zircão efetivamente preserva a razão inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, fornecendo um registro duradouro da composição isotópica do Hf de seu ambiente de formação na época da cristalização. Esta razão pode ser usada tanto para determinar a idade modelo Hf (em relação ao manto empobrecido ou enriquecido (*undepleted or depleted*)), que contribui para a isócrona Lu/Hf ou se a idade de cristalização do zircão é conhecida independentemente da datação U/Pb, para determinar um valor do ε_{Hf} inicial em relação a evolução do isótopo de Hf na curva de referência para a Terra não fracionada.

A pesquisa pioneira sobre composição isotópica de Hf em zircões de rochas ígneas da crosta, realizada por Patchett *et al.*, (1981) demonstrou que o zircão derivado de rochas ígneas fornece um excelente registro da evolução dos reservatórios mantélicos fracionados e não fracionados através dos tempos e, portanto, fornece um meio de rastrear o desenvolvimento da heterogeneidade mantélica.

Manto empobrecido (alto Lu/Hf) foi determinada como uma fonte para rochas magmáticas tão velha quanto 2,7 Ga, de tal modo que rochas desta idade analisada do bloco Arqueano do sul da Finlândia forneceram $\varepsilon_{\text{Hf}} > +14$ (crosta oceânica basáltica possui valores de $\varepsilon_{\text{Hf}} > +23$). Nem todas as rochas do sul da Finlândia analisadas por Patchett *et al.* (1981) mostraram assinaturas

elevadas de Hf empobrecido (depleted), outros forneceram ϵ_{Hf} próximo de zero. Estas foram interpretadas como representando fontes mantélicas relativamente não empobrecidas que coexistiram espacialmente e temporalmente com fontes altamente empobrecidas, embora uma possível alternativa é a contaminação do magma de uma fonte mantélica empobrecida com uma crosta antiga que possui assinatura enriquecida em Hf. A presença de tais reservatórios enriquecidos (baixa razão Lu/Hf) na crosta inferior foi demonstrado pelos altos valores negativos de ϵ_{Hf} de -12 e -10 determinados para os granitos Natannen e Vainospaa (1,8 Ga) que está intrudido em rochas arqueanas do norte da Finlândia e que são interpretada como fusões derivadas da crosta. Uma outra fonte potencial para enriquecer de Hf é a crosta oceânica que retorna ao manto por subducção. Entre os estudos contemporâneos de suítes intrusivas que seguem o trabalho de Pachett *et al.*, (1981), aqueles com zircões que possuem comparativamente valores de ϵ_{Hf} positivo, tem sido geralmente interpretado como indicando contaminação crustal e/ou a presença de xenocristais, enquanto que aqueles com valores mais altos tem sido interpretado como magmas derivados do manto não contaminado (Smith *et al.*, 1987; Corfu and Noble, 1992; Corfu e Stott 1993). Smith *et al* 1987 mostraram que dentro de uma única sequência vulcânica, uma ampla variação em ϵ_{Hf} poderia ocorrer, implicando heterogeneidade dentro e/ou entre fontes magmáticas, possivelmente relacionadas a diferentes profundidades da fusão. O comportamento estratigráfico do greenstone belt Michipicoten (2.75 Ga) do sul da Província Superior, Canadá, onde passa-se de basaltos toleíticos (ϵ_{Hf} +8.7), através de tufos dacíticos (ϵ_{Hf} +2) para riolitos (ϵ_{Hf} -1.3), Smith *et al* 1987 consideraram este trend como refletindo uma mudança gradual na fonte magmática de manto inicialmente depleted (empobrecido) para fontes (crustais) enriquecidas. Ele também observou tendência no ϵ_{Hf} a longo prazo no período de atividade do greenstone na região.

As razões iniciais $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de rochas ígneas e metamórficas podem nos informar se o Hf foi derivado de um reservatório condrítico não fracionado ou de fontes cuja razão Lu/Hf foi alterada por eventos formadores de magmas anteriores.

2.5 LA – ICP – MS

2.5.1 Preparação das amostras

Todas as amostras foram trituradas em um britador de mandíbulas, o material britado é peneirado para separar uma fração de granulometria entre 100 a 250 “mesh”, utilizando-se de moinho de disco e uma bateria de peneiras; a fração fina separada é submetida a uma mesa vibratória para concentrar minerais pesados tais como zircão, titanita, monazita, apatita etc., os

minerais magnéticos, magnetita e pirrotita são removidos com a passagem de ímã de mão, os minerais com diferentes susceptibilidades magnéticas são concentrados no separador magnético tipo Frantz, variando-se a inclinação e a intensidade do campo eletromagnético de 0,5 a 0,6 ampères com inclinação frontal de 20° e lateral de 10° para eliminar a grande maioria dos minerais paramagnéticos, por exemplo, biotita, piroxênio e anfibólio, a porção menos magnética ou não magnética é passado em líquidos densos, bromofórmio ($d = 2,85 \text{ g/cm}^3$) e iodeto de metileno ($d = 3,2 \text{ g/cm}^3$) com intuito de separar zircão.

Após a obtenção da concentração de grãos de zircão, foram realizadas as imagens de catodoluminescência para a caracterização dos grãos de zircão a serem escolhidos para datações U-Pb. (Sato *et al* 2008; Passarelli *et al* 2009)

2.5.2 Especificações do LA-ICP-MS

As análises nos cristais de zircão foram realizadas pelo método LA-ICP-MS (espectrômetro de massa com ablação a laser com plasma indutivamente acoplado). Todas as análises foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas – Instituto de Geociências – USP.

Os dados isotópicos foram obtidos usando um Neptune ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer*) acoplado a um sistema de ablação a laser. A configuração do ICP para aquisição dos dados U-Pb são: potência de 1100W; taxa do fluxo de gas frio de 15 L/min (Ar); taxa de fluxo de gas auxiliar = 0.7 L/min (Ar); fluxo do gás da amostra 0.9 L/min; taxa de repetição de 6Hz, tamanho do furo 32 μm , transporte do gás Hélio 0,25 +0,5 L/min. A análise U-Pb consiste de 2 brancos, 2 NIST, padrão (padrão GJ) e foi usado o cristal de zircão Mud Tank como um padrão secundário. As análises destes padrões foram utilizadas para cálculo de correção e de concentração. (Sato *et al* 2009).

Capítulo III

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Gondwana Ocidental formou-se a partir da aglutinação de fragmentos do supercontinente Rodínia, durante o Ciclo Pan Africano-Brasiliano, no final do Neoproterozoico e início do Cambriano durante amalgamação de blocos continentais arqueanos e Paleoproterozoicos (Crátons) dando origem às faixas orogênicas marginais aos Crátons (Brito Neves & Cordani 1991, Trompette *et al* 1993).

O orógeno Araçuaí-Ribeira-Oeste Congo foi formado como resultado da colisão entre os proto-continents Sul-Americano e Africano no Neoproterozoico (Figura 13), e a abertura do oceano Atlântico, no Mesozoico, ocasionou a divisão desse orógeno, de tal maneira que dois terços dele compõe a porção brasileira, denominada de Faixa Araçuaí/Ribeira, que abrange o setor leste/sudeste do Brasil, dominado por rochas graníticas e de alto grau metamórfico, e ao cinturão Oeste-Congo, que bordeja a costa ocidental da África (Trompette. 1994).

A porção meridional do Cráton São Francisco é limitada por duas províncias estruturais desenvolvidas durante o Ciclo Brasiliano (Almeida *et al* 1981): a Província Tocantins, representada pela Faixa Brasília, e a Província Mantiqueira (Hasui, 2010, Heilbron *et al.* 2004, Silva *et al.* 2005), contendo as faixas Ribeira e Araçuaí.

Almeida (1977) foi quem definiu pioneiramente a Faixa Araçuaí, como sendo a faixa de dobramentos brasileiros adjacentes às bordas sul e sudeste do Cráton do São Francisco, no estado de Minas Gerais e regiões vizinhas do estado da Bahia.

Desde os anos de 1990, os trabalhos relacionados à Faixa Araçuaí seguiram a tendência mobilista, pós tectônica de placas, caracterizando-a com termos interpretativos tais como, arco magmático, bacia de retro-arco etc., posteriormente passando a designar a região como Orógeno Araçuaí ao invés de Faixa Araçuaí. (Pedrosa Soares *et al.*, 2001; Alkmin *et al.*, 2006).

Figura 13: a) Parte do sistema orogênico brasileiro-panafricano do Gondwana Ocidental (modificado de Alkmin et al., 2006) b) Localização do Orógeno Araçuaí e Faixa Congo Ocidental em relação aos crátões do São Francisco e Congo, e Orógeno Ribeira. Cidades: S - Salvador; C - Cabinda; V - Vitória; L - Luanda (Alkmin et al., 2006) em vermelho a localização aproximada da área estudada.

Pedrosa Soares *et al* (2007; 2011) consideram que a Faixa Araçuaí inicia-se com a formação de um *rift* continental, entre 1050 e 900 Ma que teria resultado na deposição do Grupo Macaúbas evoluindo para uma margem continental passiva até ao estágio oceânico, em seguida tem início a fase orogênica com a formação de intenso magmatismo o qual está associado com a evolução do orógeno.

Pedrosa-Soares *et al* (2011) reconhecem cinco diferentes suítes de rochas magmáticas as quais estão associadas aos estágios orogênicos. A suíte G1, considerada pré-colisional a colisional, de idades entre ~630-580 Ma, são granitoides tipo I, metaluminosos constituídos principalmente de tonalitos e granodioritos ricos em enclaves máficos de composição diorítica e pequenos plutons de composição gabro-norítica a charnockítica. A suíte G2, granitoides peraluminosos, principalmente do tipo S, são sienogranitos a granodioritos, ricos em enclaves de rochas metassedimentares, que representa o estágio colisional a tardi colisional, de idades compreendidas entre ~590-545 Ma. A suíte G3, tardi a pós colisional, de idades entre 545-530 Ma, compreende Leucogranitos peraluminosos do tipo S. A suíte G4, pós-colisional, de idades entre 530 – 500 Ma, consiste de intrusões granitoides com assinatura cálcio-alcálica de alto-K. A suíte G5, pós-

colisional, compreende plútons metaluminosos a levemente peraluminoso, de idades entre 520 a 480 Ma, são sienogranitos a granodioritos (Tabela 2).

Tabela 2: Relação temporal entre as Suítes Graníticas e estágios evolutivos correspondentes.

Fonte: Gradim 2014.

<i>Suíte</i>	<i>Litologia</i>	<i>Estrutura</i>	<i>Idade U/Pb</i>	<i>Assinatura Geoquímica</i>	<i>Estágio</i>
G1	Maior parte composta por tonalito e granodiorito, com pouco granito, geralmente rico em diorito com enclave máfico, plutons geralmente pequenos de gabronorito a charnockito.	Regionalmente foliado a bandado, com preservação das características ígneas localmente.	630 Ma a 580 Ma	Metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, tipo I, médio alto K, série cálcio-alcalina expandida.	Pré a sin colisional
G2	Bt + Grt ± Crd ± Sil ± Hc ± Opx sienogranita a tonalite ** e Bt + Grt ± Ms sienogranita a granodiorita ***, geralmente rica em enclaves de rochas metasedimentares.	Regionalmente foliado a bandado, com preservação das características ígneas localmente.	590 Ma a 545 Ma	Peraluminosos, na maior parte tipo S, cálcio-alcalino a alcalino-cálcico (alto K)	Tardi pré colisional a tardi colisional
G3	Leucogranitos (Grt±Crd±Sil alcali-granito a sienogranito) rico em Bt-schlieren e enclaves de granitos G2.	Isotrópico (sem fluxo ígneos, sem foliação regional).	545 Ma a 530 Ma	Peraluminosos, tipo S, alto K, série alcalina.	Tardi colisional a pós-colisional
G4****	Bt+Ms±Grt granito, biotita granito a granodiorito, com cúpulas de granito pegmatóide, rico em enclaves de rochas metasedimentares.	Isotrópico com fluxo ígneo, localmente foliados ao longo de contatos intrusivos.	535 Ma a 500 Ma	Peraluminosos, tipo S, alto K, série alcalina.	Pós-colisional
G5	Principalmente Bt ± Hbl ± Opx sienogranito a granodiorito (incluindo charnockito equivalente), pouco norito e enderbito.	Isotrópico com fluxo ígneo, localmente foliados ao longo de contatos intrusivos.	520 Ma a 480 Ma	Metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, tipos I e A2, alto-K-Fe, cálcio-alcalino a alcalino, tholeíticos em termos menores.	Pós-colisional

*Tipo I - G2 Granito omitido **Predominância no centro para o sul e *** nas regiões setentrionais do Orogêno Araçuaí. **** Não encontrado na zona de retro-arco estudada.

A faixa Araçuaí abrange diferentes unidades alóctones que através de cavalgamentos, para oeste, estão em contato com a cobertura metassedimentar para-autóctone do cráton do São Francisco (Figura 13).

No setor central da Faixa Araçuaí, região compreendida entre as cidades de Governador Valadares (MG), a oeste e Barra do São Francisco (ES), a leste, as unidades alóctones podem ser esquematicamente separadas em três domínios geológicos distintos: Domínio Milonítico a oeste, Domínio Central (Plutônico) e Domínio Anatético a leste (Oliveira *et al.*, 2000; Vauchez *et al.*, 2007; Petitgirard *et al.*, 2009; Mondou *et al.*, 2012) (Figura 14).

O Domínio Milonítico está limitado a oeste por paragneisses para-autóctones e a leste por granitoides do domínio central. Esses milonitos são paragneisses de alta temperatura que são intrudidos por veios leucocráticos formados durante um evento de fusão parcial datado em

577±9Ma (Petitgirard *et al.*, 2009). A foliação milonítica apresenta direção predominantemente N-S com mergulhos de valores angulares baixos para leste e contém uma lineação de estiramento mineral *down-dip*.

O Domínio Central é caracterizado por um intenso magmatismo, de rochas tonalíticas e subordinadamente granodioríticas e graníticas intrusivas em metassedimentos do Grupo Rio Doce. Datações U/Pb mostram que a colocação desses corpos magmáticos ocorreu há ~580 Ma (Mondou *et al.*, 2012). Este domínio magmático possui cerva de 300 km de comprimento norte-sul e 50 a 150 km de largura E-W. Está limitado a oeste pelos gnaisses miloníticos e a leste pelo Domínio Anatético.

O Domínio Anatético possui aproximadamente 370 km de comprimento (NS) e 135 km de largura (EW). Grande parte desse domínio (>60%) é formada pelo Leucogranito Carlos Chagas, trata-se de um anatexito provavelmente formado a partir do metamorfismo e da fusão parcial dos gnaisses do Complexo Nova Venécia. Datações U-Pb em zircão revelam idades compreendidas entre 574±4 Ma (Vauchez *et al.*, 2007) e 597±3 Ma (Kawata, 2014). O Leucogranito apresenta foliação predominantemente magmática subhorizontal e lineações de direção NW-SE determinadas através da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) (Cavalcante *et al.*, 2013).

Mapa 2: Geologia geral da área estudada (Mondou 2010). **Embasamento cratônico:** 1: Ortognaisse granulítico (Complexo Juiz de Fora), **Metassedimentos: (Grupo Rio Doce)** 2: Milonitos; 3: Palmital do Sul; 4: Tumiritinga, 5: São Tomé; 6: Complexo Nova Venécia, 7: Complexo Nova Venécia, 8: João Pinto; **Magmatismo de 600-570 Ma** 9: Deribadinha; 10: Galiléia; 11: São Vitor, 12: Carlos Chagas, 13: Urucum, 14: Palmital; **Magmatismo 540 -480 Ma:** 15: Nanuque, 16: Ibituruna, 17: Caladão, 18: Padre Paraíso, 19: Limite entre Unidade milonítica oeste, Unidade Plutônica Central e Unidade anatexítica leste. Em branco está delimitada a área de estudo.

Figura 14: Perfil geológico diferenciado dividindo os três domínios da Faixa Araçuaí, a seção mostra também o cavalgamento que ocorre de leste para oeste no domínio milonítico. Essa seção mostra de W para E: **Domínio Milonítico – Oeste:** domínio granulítico (1), domínio metassedimentar (2), domínio metassedimentar autóctone do cráton São Francisco (3), tonalitos (4). **Domínio Plutônico – Central:** milonitos do domínio central que compreende metassedimentos (5), intrusões pré a sin colisionais, especialmente o tonalito São Vitor (6), batólito Galileia (7), **Domínio Anatético – Leste:** anatexito superior compreendendo metassedimentos menores (8), anatexitos dominantes (9), intrusão magmática sin a tardi colisionais (10) e Complexo Nova Venécia – embasamento (11). Superfícies acima na topografia, esquematicamente, representam a foliação e lineação dominante. (Fonte: Vauchez et al., 2007).

3.1 Geologia Local

A região objeto deste trabalho localiza-se, geograficamente, entre os paralelos 18° 20' e 18° 30' de latitude sul e, 41° 00' e 41° 20' de longitude oeste, abrange os municípios de Itabirinha de Mantena e São João de Manteninha, próximo à divisa dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo (Mapa 2).

Geologicamente, a região situa-se no Domínio Central da Faixa Araçuaí e caracteriza-se pela presença de extensas unidades graníticas, das quais destacam-se os Granitos Caladão e Padre Paraíso, considerados de idade neoproterozóica e pertencentes à Suíte Intrusiva Aimorés (Silva *et al.*, 1987), além da porção oeste do Leucogranito Carlos Chagas, pertencente ao Domínio Anatético.

Essas rochas magmáticas intrudem os metassedimentares do Complexo Nova Venécia e os metassedimentos pertencentes ao Grupo Rio Doce, constituído, na área de estudo, apenas pela Formação Tumiritinga, composta por biotita-sillimanita-granada gnaiss, cordierita-sillimanita-granada gnaiss e sillimanita-biotita gnaiss.

A Suíte Aimorés compreende os granitos tardi a pós-tectônicos (Granito Caladão e o Charnockito Padre Paraíso). Noce *et al.* (2000), através de datações U/Pb, obtiveram idades de 520 ± 2 Ma para os granitoides da Suíte Aimorés.

O Granito Caladão é responsável pelas maiores elevações da região, contrastando com o relevo mais aplainado das demais unidades. O contato é transicional com o Charnockito Padre Paraíso e brusco com as demais unidades metassedimentares. É um granito porfirítico, cinza-claro a róseo, de matriz de granulação média, chegando à grossa, com fenocristais de feldspatos eudrais de um a três centímetros. A rocha é composta de quartzo, microclina, k-feldspato, plagioclásio, localmente hornblenda, eventualmente granada e traços de alanita, sericita, apatita, zircão, clorita e opacos.

O Charnockito Padre Paraíso faz contato transicional com o Granito Caladão e macroscopicamente as rochas são semelhantes, diferindo pela presença de hiperstênio e pela coloração que é verde escuro a cinza, quando fresco, apresentando uma cor caramelizada quando intemperizado. Constitui um granito com hiperstênio, porfirítico, onde os fenocristais de feldspato, de coloração esverdeada, possuem tamanho de um a sete centímetros, os quais aparecem no meio de uma matriz de granulação média a grossa, formada de quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita, hornblenda e hiperstênio, tendo como acessórios alanita, carbonato, apatita, zircão, clorita e opacos.

A Suíte Intrusiva Aimorés faz contato a oeste com os granitos Ataléia, Nanuque e Pedra Branca, entretanto esses granitos não foram o foco deste trabalho e, a leste a Suíte Intrusiva Aimorés faz contato com o Leucogranito Carlos Chagas. Trata-se de um granito peraluminoso, rico em minerais como sillimanita, granada e biotita, por vezes contendo restos de metassedimentos, principalmente granada-biotita gnaiss, rocha calciossilicática e gnaisses com hiperstênio. Em mesoescala, as rochas são graníticas, de granulação média a grossa, branca-acinzentadas, sendo identificados quartzo, feldspato, biotita, granada e sillimanita.

O Leucogranito Carlos Chagas tem como característica uma forte foliação magmática de baixo ângulo, gerada pela fase tangencial, evidenciada pelas zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, de idade brasileira, que formam as escamas de cavalgamento com vergência para o Cráton do São Francisco.

Noce *et al.* (2000), através de datações U/Pb, obtiveram idades de 590 a 580 Ma para os granitoides leucocráticos (plútons de Ataléia). Vauchez *et al.*, (2007) obtiveram idade de 575 Ma para o Leucogranito Carlos Chagas na região de Barra de São Francisco.

Capítulo IV

RESULTADOS

4.1 Caracterização das unidades.

Levantamentos de campo, análises petrográficas e microestruturais

Para os levantamentos de campo foram utilizados os mapas geológicos e as cartas topográficas das Folhas Itabirinha de Mantena (MG) e Mantena (MG), na escala 1:100.000, do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), respectivamente. Com auxílio de softwares como ArcMap da Esri ArcGIS 10.1 e AutoCad 2016, os pontos realizados em campo estão representados no mapa de pontos com suas respectivas litologias (Mapa 03).

Com objetivo de caracterizar as unidades de interesse foram feitas 18 lâminas delgadas, analisadas juntamente com as informações obtidas em campo. Inicia-se as descrições pelo Leucogranito Carlos Chagas, localizado no Setor Leste da Faixa Araçuaí, essa unidade está em contato com toda borda leste da Suíte Intrusiva Aimorés, da qual fazem parte Granito Caladão e Charnockito Padre Paraíso.

4.1.1 Setor leste (Granitos Sin a Tardi – Tectônicos)

Leucogranito Carlos Chagas

Nesse trabalho foram realizadas análises apenas na borda oeste do Leucogranito Carlos Chagas, visto que se trata de um corpo magmático muito extenso com variações significativas de cristalização e deformação. Apesar dos diversos estudos sobre essa unidade (Cavalcante, 2013; Cavalcante *et al*, 2013; Vauchez *et al*, 2007 entre outros), um entendimento sobre a relação de contato com as demais unidades se faz necessário.

O Leucogranito Carlos Chagas, também denominado de anatexito, possui direção aproximadamente norte-sul e está em contato tectônico com o gnaiss do Complexo Nova Venécia no extremo sul da área estudada e com unidades da Suíte Aimorés de norte até centro-sul área. Apresenta, de maneira geral, em toda a unidade um padrão deformacional complexo, com uma foliação penetrativa subhorizontal cuja direção, em razão do baixo ângulo de mergulho, varia em diferentes setores, entretanto, apresenta uma lineação mineral marcante de direção NW-SE com mergulho suave para sudoeste (Cavalcante *et al.*, 2013). Essas estruturas foram geradas durante a fase compressional, em estado semi - sólido, quando o corpo não estava completamente solidificado.

Na borda leste do corpo, em escala mesoscópica, é possível observar que a rocha é leucocrática com estrutura bandada (foto 1a) e predomínio de textura porfirítica (foto 1b). O bandamento é formado pela orientação dos fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio de granulação grossa (10 – 3 cm) e por cristas tabulares de biotita de granulação média a fina (4 a 0,5 mm). A matriz da rocha também apresenta granulação média a fina composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio (foto 1c) e, subordinadamente, cristais de granada de granulação média a grossa de 1 a 5 cm (foto 1 d). Foram realizadas algumas medidas da foliação principal da rocha Sn (tabela 3) e estão plotadas no estereograma da figura 15, nas fotos 1e / 1 f estão indicados em vermelho a localização dos planos foliação no afloramento.

Tabela 3: Medidas de campo (notação CLAR) para foliação no Leucogranito Carlos Chagas.

Medidas de campo			
Rocha	Direção (Dipdirection)	Mergulho (Dip)	Estrutura
Leucog. C.C.	204	20	Foliação Sn
Leucog. C.C.	228	28	Foliação Sn
Leucog. C.C.	239	18	Foliação Sn
Leucog. C.C.	239	14	Foliação Sn
Leucog. C.C.	199	13	Foliação Sn
Leucog. C.C.	245	24	Foliação Sn
Leucog. C.C.	259	17	Foliação Sn
Leucog. C.C.	216	17	Foliação Sn
Leucog. C.C.	292	24	Foliação Sn
Leucog. C.C.	268	16	Foliação Sn

Figura 15: Diagrama Schmidt, mostrando os polos e os planos das foliações medidos em campo.

Microscopicamente, a rocha é inequigranular com presença de textura porfirítica marcada por fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, orientados numa direção preferencial, alguns desses cristais apresentam, nas bordas, textura mirmequítica (fotomicrografia 1d). Em alguns cristais de plagioclásio há, nas geminações albita, feições de deformação no estado sólido (fotomicrografia 1c) além de saussuritização. Cristais de quartzo poligonizados são comuns intersticialmente aos fenocristais de feldspato, formando uma *microzona de cisalhamento* (fotomicrografia 1f) indicando a presença de *melt* e a presença de fraturas em cristais de feldspato preenchidas por quartzo indicam a presença de fluxo submagmático e grande parte dos cristais de biotita são tabulares e seguem a orientação preferencial dos fenocristais definindo, a foliação da rocha. A presença de granada (fotomicrografia 1a / 1b) e sillimanita (fotomicrografia 1e), associada aos minerais máficos, caracteriza a unidade, como sendo um Leucogranito peraluminoso.

A mineralogia modal presente nas amostras dessa unidade mostram que: como mineralogia essencial: feldspato potássico – ortoclásio e sanidina (36%), quartzo (36%), plagioclásio - An 10 (12%), biotita de coloração marrom com cristais tabulares orientados (14%), hornblenda (2%), os minerais acessórios são: granada com inclusões de quartzo e apatita, zircão, sillimanita, monazita, apatita e opacos. (Diagrama Streckeisen 1967 – figura 16) classificando a rocha dessa unidade como sienogranito.

Figura 16: Diagrama QAPF Superior de Streckeisen 1967 - mostrando a composição das unidades. As três unidades estudadas estão no campo do sienogranito. Em vermelho está representada a composição do Leucogranito Carlos Chagas, em amarelo do Granito Caladão e em verde do Charnockito.

Foto 1: Afloramentos Leucogranito Carlos Chagas, a) foliação principal (Sn) existente na rocha em escala mesoscópica, foto ponto MSB 41, b) destaque aos fenocristais de feldspato potássico na mesma orientação de Sn, ponto MSB 43, c) presença de granada (grd) na rocha, ponto MSB 26, d) granada com inclusão de quartzo, ponto MSB 26, e) e f) afloramento com foliação marcante e plano da foliação em destaque, ponto MSB 03.

Fotomicrografia 1: Análises microscópicas do Leucogranito Carlos Chagas, a) granada (grd) e biotita (bt) com polarizador //, são minerais que caracterizam a unidade - ponto MSB41, b) granada e biotita com polarizador X - ponto MSB41, c) plagioclásio (plg) com feição de deformação na geminação da lei da albita, com saussuritização no plagioclásio – ponto MSB 39, d) textura microclina nas bordas dos cristais de microclínio (mcl) - ponto MSB 03, e) sillimanita (sil), um aluminossilicato importante na caracterização da unidade – ponto MSB 41 e f) quartzo poligonizado (qtz polig) definindo uma microzona de cisalhamento indicando presença de melt, textura de fluxo submagmático com fraturas nos cristais de k-feldspato preenchidas por quartzo - ponto MSB03.

4.1.2 Suíte Intrusiva Aimorés (Granitos Tardi a Pós- Tectônicos)

Granito Caladão

Considerado um granito tardi-a-pós tectônico (Vieira, 2000) e fazendo parte da Suíte Intrusiva Aimorés, o Granito Caladão aflora em toda a região do trabalho, com afloramentos do tipo pão de açúcar. A unidade é caracterizada pela textura porfirítica com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio de 2 a 7 cm em meio a uma matriz de granulação fina a média (0,4 a 3 mm), como mostra a foto 2a (pag. 46), a matriz é composta por quartzo, biotita, anfibólio (hornblenda). Os fenocristais mostram uma orientação no campo de aproximadamente N-S com planos de foliação de atitudes 310/55NE - 305/40NE - 305/50NE (regra da mão direita). Existe uma variação na quantidade de fenocristais de um afloramento a outro, na porção norte temos a matriz predominante com poucos fenocristais (foto 2a) e da foto 2b a 2d os fenocristais são predominantes no afloramento com uma matriz pouco expressiva.

A mineralogia modal, feita microscopicamente, mostra a seguinte composição: feldspato potássico-microclínio (30%), plagioclásio (18%), quartzo (24%), biotita (18%), hornblenda (10%), minerais acessórios: muscovita, apatita, zircão, monazita e opacos. Rocha classificada como sienogranito como mostra o diagrama na figura 16.

Os cristais de plagioclásio são subédricos com presença de textura mirmequítica (fotomicrografia 2e) nas bordas e presença de saussuritização na porção central do cristal (fotomicrografia 2a), alguns cristais de plagioclásio apresentam feições de deformação em estado sólido, na geminação lei da Albita (fotomicrografia 2b), cristais subédricos de feldspato potássico – microclínio (fotomicrografia 2f) e cristais de quartzo poligonizados e com extinção ondulante indicam recristalização e/ou deformação no estado sólido (fotomicrografia 2c), mostrando que a rocha sofreu processo de deformação durante sua alocação magmática ou posterior. Cristais de biotita são tabulares de coloração marrom com aglomerações orientadas e apresentam, em poucos cristais, textura poiquilítica com inclusões de quartzo (fotomicrografia 2d). Nas bordas dos cristais de hornblenda é possível observar a reação de alteração hornblenda – biotita.

Foto 2: a) Afloramento Granito Caladão, na porção norte da área, em contato com Charnockito Padre Paraíso, destacam fenocristais de feldspato potássico em meio a uma matriz média a fina com predominância da matriz, ponto MSB 10. Nas fotos b) Ponto MSB 20, c) Ponto MSB 45 e d) Ponto MSB 30, são afloramentos na porção central e sul da área mostrando a predominância dos fenocristais orientados aproximadamente N-S em meio a uma matriz fina menos expressiva.

Fotomicrografia 2: Análise microscópica do Granito Caladão, a) textura mimerquítica nas bordas dos cristais de feldspato potássico (k-felds) e a presença de saussuritização na porção central do mineral, polarizador X – amostra MSB 44, b) plagioclásio (plg) com feições de deformação da geminação, polarizador X – ponto MSB 44, c) quartzo poligonizados, polarizador X – ponto MSB 13, d) textura poiquítica na biotita, polarizador // - ponto MSB 13, e) textura mimerquítica, polarizador X – ponto MSB 10 e f) cristais de microclínio (mcl) com a presença de saussuritização polarizador X – ponto MSB 10.

Charnockito Padre Paraíso

O Charnockito Padre Paraíso aflora, em maior parte, na região norte da área e, na porção centro sul, em porções dentro do granito Caladão, com contato gradacional entre as unidades. O limite adotado entre essas unidades é o aparecimento de rochas com hiperstênio (Vieira, 2000) e feldspatos de coloração esverdeada. Nessa unidade existem muitas pedreiras (foto 3 b), visto que, é uma rocha ornamental de grande importância econômica.

Os litotipos são meso a melanocráticos, de cor esverdeada (foto 3a), ocorrendo porções mais escuras, de granulação média a grossa, com fenocristais de feldspato atingindo dimensões de até 7,0 cm por 2,0 cm. (foto 3c). A rocha apresenta textura porfirítica com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio orientados em meio a uma matriz de granulação fina a média (2 mm a 0,2 mm) inequigranular seriada (foto 3d). A mineralogia modal é composta por: feldspato potássico (18%), plagioclásio (25%), quartzo (25%), biotita (20%), ortopiroxênio - hiperstênio (10%) e hornblenda (2%), minerais acessórios são: apatita, zircão, clorita, carbonato e minerais opacos, sendo classificada como sienogranito (figura 16).

Microscopicamente é possível observar que os fenocristais são subédricos com bordas irregulares e alguns cristais apresentam inclusões de biotita, texturas mirmequíticas são comuns nas bordas dos fenocristais de plagioclásio e ocorrem também na matriz da rocha (fotomicrografia 3c). Cristais de quartzo apresentam feições de recristalização através da presença de quartzo poligonizado (fotomicrografia 3a), assim como a textura poiquilítica nos cristais de biotita (fotomicrografia 3d) indicam a presença de recristalização – submagmático. Ortopiroxênio ocorrem associados aos cristais de biotita e hornblenda com evidências de reação do piroxênio para os demais minerais máficos hidratados. Os cristais de piroxênio podem ser hiperstênio ou enstatita, diferenciação entre eles é realizada através da figura de interferência, pois enstatita é biaxial positivo e hiperstênio é biaxial negativo, foi possível observar a presença dos dois tipos, por isso vale ressaltar que a presença dos dois tipos de ortopiroxênio são característicos de rochas charnockíticas. (fotomicrografia a, b, e ,f).

Foto 3: Charnockito Padre Paraíso a) feldspato de coloração esverdeada caracterizando rochas ígneas plutônicas Charnockíticas. b) Grande parte dos pontos de mapeamento dessa unidade foram feitos em pedreiras, devido à importância econômica dessa unidade.

Fotomicrografia 3: a) e b) São a mesma imagem com a) de polarizador paralelo // e b) com polarizador cruzado X, mas ambas mostram a presença dos cristais de ortopiroxênio, hornblenda em meio a uma matriz com quartzo polygonizado que ocorrem na amostra do ponto MSB 22, c) mostra uma região de alteração com texturas mirmequíticas nas bordas dos cristais de feldspato – amostra MSB 08, d) Cristal de plagioclásio com deformação de estado sólido com lamelas recurvadas e a presença de zircão com alo incluído na biotita (bt) e as imagens e) e f) mesma foto, com diferença na polarização, onde e) // e f) X, mostrando a extinção reta (caraterísticos de ortopiroxênio hiperstênio - hp) ocorrendo associado a hornblenda (hbl) e biotita (bt).

4.2 Análise Estrutural através do método de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética

Os resultados estão expostos por unidade, iniciando pelo Leucogranito Carlos Chagas e em seguida a Suíte Intrusiva Aimorés (Granito Caladão e Charnockito Padre Paraíso).

Foram realizadas coletas em quarenta e um pontos de afloramento para análise de ASM sendo dez pontos no Leucogranito Carlos Chagas, vinte e um pontos no Granito Caladão e nove pontos no Charnockito Padre Paraíso e um ponto realizado no embasamento cristalino (Complexo Nova Venécia). Todos os dados obtidos através da ASM estão apresentados na tabela 4, com os valores retirados da análise do programa *Anisoft 4.2*. As atitudes dos planos das foliações magnéticas foram obtidas a partir dos polos das foliações magnéticas plotados no diagrama *Schmidt*.

A elipse de confiança feita no programa foi baseada em *Jelinek 1978*, que possui o seguinte critério: valores maiores do que 25 não mostram estimativas confiáveis nas direções de suscetibilidade. Na tabela 4 estão todos os valores obtidos nas análises, porém ao avaliar os valores dos ângulos de confiança para k_1 , k_2 e k_3 , os dados utilizados nos mapas 4 e 5 mostram apenas dados que estão dentro do critério de *Jelinek 1978*, portanto para o Leucogranito Carlos Chagas foram utilizados 4 valores de lineação magnética e 5 valores de polo de foliação magnética dentre os 10 pontos amostrados, para o Granito Caladão foram utilizados 11 valores de lineação magnética e 9 valores de polo de foliação magnética dentre 20 pontos amostrados e para o Charnockito Padre Paraíso foram utilizados 2 valores para lineação magnética e 4 valores de polo de foliação magnética.

Para o Granito Caladão e o Charnockito Padre Paraíso foram realizadas, além das análises de ASM, curvas termomagnéticas a fim de caracterizar a mineralogia magnética da unidade.

Tabela 4: Pontos amostrados e resultados das análises da ASM.

Ponto	UTM		Litologia	k1 (lineação magnética)		k2		k3 (polo da foliação magnética)		Plano da foliação magnética	T Mean / Avarege	P Mean / Avarege	km
	X	Y		Dir/Inc	(e1/e2) Ângulo de Confiância	Dir/Inc	(e1/e2) Ângulo de Confiância	Dir/Inc	(e1/e2) Ângulo de Confiância				
MSB04	285647	7954071	Charnockito	286/39	59/39	056/38	59/20	170/28	23/15	N80E/62NW	0,548 / 0,165	1,065 / 1,113	6,11 E -03
MSB05	283194	7952881	Charnockito	270/47	54/14	112/40	54/24	012/11	25/15	N78W/79SW	0,362 / 0,195	1,075 / 1,123	2,19 E -03
MSB06	281029	7952177	Charnockito	042/08	53/14	307/32	53/13	145/56	19/14	N53E/34NW	0,574 / 0,203	1,049 / 1,076	5,60 E -03
MSB07	281062	7952462	Charnockito	345/48	69/18	089/12	69/26	188/40	29/20	N82W/50NE	0,685 / 0,089	1,047 / 1,102	3,37 E -03
MSB08	277190	7955237	Charnockito	093/10	21/15	001/10	35/17	226/75	34/16	N48W/15NE	0,015 / 0,158	1,057 / 1,088	6,95 E -03
MSB09	275199	7956513	Charnockito	048/27	40/32	147/17	49/40	266/57	50/27	N06W/33NE	-0,219 / -0,025	1,034 / 1,078	3,51 E -03
MSB22	277454	7938418	Charnockito	315/23	30/14	049/10	35/31	161/65	35/13	N68E/25NW	0,413 / 0,250	1,033 / 1,046	1,63 E -03
MSB23	276065	7938227	Charnockito	082/21	79/22	177/13	79/11	296/65	27/11	N24E/25SE	0,880 / 0,297	1,042 / 1,077	8,81 E -03
MSB33	270578	7933830	Charnockito	036/42	13/10	304/02	20/10	211/48	20/11	N58W/42NE	-0,076 / -0,050	1,062 / 1,071	7,01 E -04
MSB33	274032	7930156	Gnaiss Kinz.	308/56	21/10	059/13	21/10	157/30	12/09	N64E/60NW	0,497 / 0,387	1,093 / 1,119	1,29 E -04
MSB10	273936	7956770	Granito Caladão	015/21	14/11	281/10	16/14	167/66	16/10	N76E/24NW	0,000 / 0,030	1,039 / 1,044	7,69 E -05
MSB11	265654	7943125	Granito Caladão	002/18	17/13	110/48	79/11	257/37	79/14	N19W/41NE	-0,891 / -0,108	1,054 / 1,086	6,65 E -04
MSB13	266700	7939451	Granito Caladão	246/34	17/10	359/31	47/16	120/41	47/9	N30E/48NW	-0,490 / -0,173	1,153 / 1,211	1,56 E -03
MSB14	267014	7941065	Granito Caladão	218/18	36/17	121/22	36/24	344/61	25/18	N72E/29SE	0,058 / -0,0116	1,113 / 1,173	2,04 E -03
MSB16	270928	7943359	Granito Caladão	330/11	38/29	067/33	55/39	224/55	56/31	N46W/34NE	-0,091 / 0,125	1,034 / 1,084	4,42 E -04
MSB18	271507	7945548	Granito Caladão	222/06	30/18	129/29	30/18	323/60	19/16	N52E/30SE	0,475 / 0,333	1,127 / 1,177	1,49 E -03
MSB20	273371	7946946	Granito Caladão	238/12	33/18	135/47	36/14	338/41	19/12	N67E/49SE	0,638 / 0,408	1,199 / 1,268	5,37 E -03
MSB21	276726	7946655	Granito Caladão	248/39	30/22	137/24	30/26	024/41	30/21	N65W/49SW	0,372 / 0,431	1,098 / 1,153	9,08 E -03
MSB28	279059	7948188	Granito Caladão	304/25	77/28	042/17	77/26	162/60	34/24	N72E/30NW	0,847 / 0,302	1,029 / 1,056	2,69 E -04
MSB29	272933	7949324	Granito Caladão	113/03	22/14	203/02	21/14	334/86	22/10	N46E/04SE	0,352 / 0,274	1,029 / 1,038	1,22 E -04
MSB30	270225	7948979	Granito Caladão	081/14	37/8	177/23	37/9	322/62	11/6	N50E/28SE	0,701 / 0,489	1,036 / 1,041	1,87 E -04
MSB32	271233	7930872	Granito Caladão	351/51	15/14	096/11	41/11	194/37	41/15	N76W/53NE	-0,348 / 0,197	1,071 / 1,101	1,40 E -04
MSB34	269663	7933828	Granito Caladão	045/37	16/8	142/09	16/12	243/51	12/8	N32W/39NE	-0,370 / -0,365	1,053 / 1,060	5,02 E -04
MSB35	269305	7933195	Granito Caladão	055/33	37/10	312/19	37/26	198/51	28/12	N72W/39NE	0,166 / 0,004	1,039 / 1,061	5,07 E -04
MSB36	268818	7933647	Granito Caladão	044/16	9/5	313/06	21/5	202/73	21/8	N70W/16NE	-0,408 / -0,311	1,057 / 1,062	3,59 E -04
MSB37	267118	7933039	Granito Caladão	032/32	25/11	284/26	36/21	163/47	36/13	N72E/43NW	-0,052 / 0,015	1,029 / 1,042	4,09 E -04
MSB38	263594	7932852	Granito Caladão	307/70	11/7	150/19	27/9	057/07	27/10	N32W/83SW	-0,198 / 0,020	1,120 / 1,143	7,94 E -04
MSB44	276488	7935165	Granito Caladão	071/24	36/20	332/19	44/36	209/59	45/17	N62W/31NE	0,201 / 0,218	1,055 / 1,096	7,51 E -04
MSB45	273336	7932609	Granito Caladão	005/46	12/7	222/37	20/8	116/20	20/11	N25E/70NW	-0,419 / -0,330	1,078 / 1,087	6,44 E -04
MSB46	273394	7932314	Granito Caladão	357/37	67/30	250/22	67/28	136/45	41/25	N44E/45NW	0,256 / 0,117	1,032 / 1,086	1,77 E -04
MSB48	274429	7935173	Granito Caladão	002/55	49/32	129/23	59/48	231/25	59/32	N39W/65NE	-0,151 / -0,049	1,048 / 1,159	3,71 E -03
MSB02	285540	7953583	Leucogranito Carlos Chagas	299/57	14/6	182/17	26/8	083/27	24/7	N09W/63SW	0,001 / 0,254	1,032 / 1,030	2,09 E -05
MSB26	274932	7943068	Leucogranito Carlos Chagas	189/37	80/43	033/51	80/54	288/12	60/50	N18E/78SE	0,584 / 0,242	1,045 / 1,273	4,31 E -03
MSB40	277996	7930636	Leucogranito Carlos Chagas	189/09	24/15	289/48	44/19	092/41	44/18	N68W/74SW	0,057 / 0,188	1,031 / 1,053	1,85 E -04
MSB41	278760	7930745	Leucogranito Carlos Chagas	236/12	36/9	335/37	37/18	131/51	23/9	N40E/37NW	0,455 / 0,310	1,053 / 1,074	6,92 E -05
MSB42	280079	7932446	Leucogranito Carlos Chagas	346/31	61/33	081/07	73/54	182/58	72/29	N88W/32NE	-0,245 / 0,304	1,022 / 1,069	7,81 E -05
MSB43	280174	7933250	Leucogranito Carlos Chagas	293/51	31/19	044/16	57/28	145/34	57/17	N52E/54NW	-0,239 / 0,483	1,057 / 1,102	5,73 E -05
MSB49	277304	7930794	Leucogranito Carlos Chagas	272/53	22/19	119/34	59/18	020/13	59/21	N02E/48NW	-0,605 / 0,015	1,032 / 1,054	1,39 E -04
MSB50	276176	7930953	Leucogranito Carlos Chagas	060/04	55/10	326/44	55/17	154/46	18/10	N62E/42NW	0,670 / 0,371	1,075 / 1,102	2,39 E -04
MSB51	275539	7930278	Leucogranito Carlos Chagas	238/05	25/12	333/45	25/9	143/44	13/8	N53E/46NW	0,741 / 0,635	1,077 / 1,088	3,87 E -04
MSB52	274526	7929441	Leucogranito Carlos Chagas	035/09	61/17	296/46	61/16	133/43	23/11	N42E/46NW	0,731 / 0,346	1,082 / 1,123	1,70 E -04

4.2.1 Setor Leste da Faixa Araçuaí Leucogranito Carlos Chagas (CC)

No setor setentrional o CC está em contato com Charnockito Padre Paraíso (PP) *Mapa 3*. Nessa região a amostragem realizou-se próximo ao contato entre essas duas unidades (ponto MSB 02), obtendo-se para o plano da foliação e lineação magnéticas as atitudes média de N09W/63SW e 299/57, respectivamente. O plano possui direção aproximadamente norte-sul, com alto ângulo de mergulho para oeste, concordante com a direção do contato entre os dois corpos ígneos. A lineação magnética faz um ângulo de aproximadamente 72° com a direção da foliação, caracterizando uma forte componente oblíqua (Figura 17).

Figura 17: Diagrama ASM – Leucogranito Carlos Chagas
porção norte da área no ponto MSB 02.

O grau de anisotropia P possui valor médio de 1,031 e suscetibilidade magnética baixa de $2,29 \cdot 10^{-5}$ SI (Gráfico 1a), típica de minerais paramagnéticos. O parâmetro de forma possui valor médio de 0,254 característicos de um elipsoide oblato do qual indica que existe uma deformação onde o achatamento predomina em relação ao estiramento (Gráfico 1b).

Na porção meridional da área, nas proximidades do contato entre o Leucogranito Carlos Chagas e o Gnaisse Complexo Nova Venécia, este último considerado como embasamento, os resultados de ASM foram agrupados em razão das proximidades dos mesmos e para obtenção de uma quantidade significativa de dados, analisando os pontos MSB 40 e MSB 41 temos o plano de foliação magnética N30E/52NW, os valores de lineação magnética para esses dois pontos mostram erros altos, maiores do que 25° (Figura 18), por isso foram descartados.

O valor médio do grau de anisotropia P é de 1,044 enquanto que a suscetibilidade magnética Km é de $1,10 \cdot 10^{-4}$ SI, e um parâmetro de forma T cujo valor médio é próprio de elipsoides oblato (Gráfico 2).

Figura 18: Diagrama ASM, mostrando polo da foliação magnética k_3 para os pontos MSB 40 e MSB 41 na porção sul da área do Leucogranito Carlos Chagas.

Gráfico 2: a) Grau de anisotropia por suscetibilidade magnética P vs K_m [SI]; b) Parâmetro de forma por grau de anisotropia T vs P , porção norte Leucogranito Carlos Chagas: Amostras MSB 40 e 41.

Na mesma região, o ponto MSB 49 mostra a lineação magnética com direção de 272/53 e polo de foliação magnética com alta dispersão, já o ponto MSB 50 mostra alta dispersão para lineação magnética e com polo do plano de foliação com baixa dispersão, sendo assim um plano de foliação é N62E/42NW (Figura 19). Os valores dos parâmetros magnéticos mostram um valor médio de 1,048 para grau de anisotropia P , $1,98 \cdot 10^{-4}$ SI para suscetibilidade magnética k_m (Gráfico 3a) e um valor médio positivo para T resultando um parâmetro de forma oblato (Gráfico 3b).

Figura 19: Diagrama de ASM com a união dos pontos MSB 49 e MSB 50, mostrando o polo da foliação magnética (k3) resultando no plano médio de direção e mergulho de: N62E/42NW (ponto MSB 50) e lineação magnética média (k1) de 272/53 (ponto MSB 49).

Gráfico 3: a) Grau de anisotropia por suscetibilidade (P vs Km); b) Parâmetro de forma por grau de anisotropia T vs P, porção sul Leucogranito Carlos Chagas: pontos MSB 49 e MSB 50.

Ainda nesta porção meridional do mapa, foram realizados alguns pontos próximo ao Complexo Nova Venécia (local onde uma parte do Leucogranito Carlos Chagas encontra-se praticamente envolvido pelo Complexo Nova Venécia), o valor da foliação magnética média é de N48E/46NW (Figura 20) e a lineação magnética está distribuída ao longo do plano de foliação em forma de uma guirlanda. O valor de lineação magnética utilizado foi de 035/09 obtidos no ponto MSB 51, pois os valores de lineação magnética no ponto MSB 52 mostraram uma grande dispersão, portanto um erro significativo.

A suscetibilidade magnética média para esses dois pontos é de $2,86 \cdot 10^{-4}$ SI, com grau de anisotropia de 1,078 e o parâmetro de forma 0,501 indicando um elipsoide oblato (Gráfico 4).

Sendo os Complexo Nova Venécia considerados hospedeiros das rochas intrusivas, uma comparação estrutural entre ambos é pertinente. Verifica-se que a atitude média da foliação magnética é N62E/62NW, não muito diferente das obtidas no Leucogranito Carlos Chagas, (Figura 21). Os parâmetros obtidos para o Complexo Nova Venécia mostram um valor de P de 1,093 e $1,29 \cdot 10^{-4}$ SI para suscetibilidade magnética, em todo o setor sul do Leucogranito Carlos Chagas incluindo o Gnaiss, o elipsoide da ASM registra o tipo oblato, com um valor positivo para o parâmetro de forma, variando entre 0,48 a 0,76 (Gráficos 2b ao 5b).

4.2.2 Suíte Intrusiva Aimorés - Granito Caladão

O Granito Caladão, plúton de maior extensão em área na região estudada, foi amostrado para análise de ASM em 21 pontos, os quais são agrupados, para descrição dos resultados, nos setores setentrional, central e meridional.

No extremo norte da área, próximo do contato com o Charnockito Padre Paraíso, o Granito Caladão possui foliação magnética com baixo ângulo de mergulho (N76E/24NW) e lineação magnética de atitude média de 015/21, com uma obliquidade de 64°, evidenciando uma componente de transporte direcional menor que uma direção de transporte perpendicular ao plano da foliação (Figura 22).

Figura 22: Diagrama ASM com plano de foliação magnética de N76E/24NW e lineação 21/015, Granito Caladão porção norte, amostra MSB10.

O grau de anisotropia médio é de 1,044 e a suscetibilidade magnética k_m tem valor médio de $7,69 \cdot 10^{-5}$ SI (Gráfico 6 a). O parâmetro de forma T tem valores positivo e negativos (Gráfico 6 b), resultando em um valor médio nulo.

Gráfico 6: a) Grau de anisotropia por suscetibilidade (P vs K_m); b) Parâmetro de forma por grau de anisotropia T vs P . Porção norte Granito Caladão, ponto MSB 10.

A descrição dos dados na região central é realizada de leste para oeste, iniciando pelo ponto MSB20 seguido pelo ponto MSB18. No primeiro diagrama (Figura 23) as atitudes obtidas para os planos de foliação fornecem um valor médio de N67E/49SE e no diagrama (Figura 24) o valor médio para foliação magnética é de N52E/30SE.

O grau de anisotropia P varia de 1,127 a 1,199 SI a suscetibilidade magnética km varia de $5,37 \cdot 10^{-3}$ a $1,49 \cdot 10^{-3}$ SI e parâmetro de forma positivo ($T > 0$) significando um elipsoide de ASM oblato, característico de deformação por achatamento (Gráfico 7).

O padrão estrutural na região centro-norte do Granito Caladão, representado pelo ponto MSB 29, mostra um plano de foliação magnética de direção N46E/04SE, direção muito próxima aos valores encontrados na região centro oeste da área (pontos MSB 18 e MSB 20), porém com ângulo de mergulho muito mais baixo, sub-horizontal, como mostra a figura 24 e com lineação magnética 113/03 (Figura 25).

O grau de anisotropia é de 1,030, a suscetibilidade magnética é de $1,22 \cdot 10^{-4}$ SI e com o parâmetro de forma positivo, oblato, como mostra o gráfico 8.

Na porção centro-oeste, região próximo ao contato com o Granito Ataléia (ponto MSB 11), o diagrama ASM registra uma grande dispersão dos polos da foliação magnética, entretanto há uma concentração significativa das direções da lineação magnética cuja atitude média é 18/002 (Figura 26). Ainda na borda oeste do Granito Caladão no ponto MSB 14, o polo da foliação magnética mostra-se com uma leve dispersão, porém com um ângulo de confiança abaixo de 25° (aceitável) e mostra uma atitude média para o plano de foliação de N72E/29SE (Figura 27).

Os respectivos valores de P são 1,054 e 1,153, das suscetibilidades magnética média são $2,04 \cdot 10^{-3}$ a $6,65 \cdot 10^{-4}$ SI e os parâmetros de forma T de -0,891 (prolato) e 0,058 (oblato) indicando uma componente nula (elipsoide esférico) como mostram gráficos 9 e 10.

Na porção sul do granito Caladão, os diagramas de ASM que melhor representam os valores são MSB 34 e MSB 36. A média das atitudes da foliação magnética é N38W/26NE, que contém uma lineação com alto ângulo de obliquidade, caracterizando um *down dip*, cuja atitude média é 044/26 (Figura 28). Diferentemente da maioria das áreas, o parâmetro de forma T é negativo (-0,449), tratando-se de um elipsoide prolato, sugerindo predomínio da deformação por estiramento em relação a de achatamento (Gráfico 11 b). A suscetibilidade magnética é baixa, da ordem de $4,27 \cdot 10^{-4}$ SI e o valor do grau de anisotropia P é 1,051 (Gráfico 11 a).

O extremo sul da unidade é caracterizado por uma lineação magnética de direção N-S (351/51 e 004/47) pontos MSB 32 e MSB 45, respectivamente, o plano de foliação magnética apresenta atitude de N31E/67NW (Figura 29) obtida através do valor de k3 do ponto MSB 45, pois o valor de k3 no ponto MSB 32 está disperso e sendo assim, não mostra um valor significativo.

O parâmetro de forma T é negativo (-0,419) indicando um elipsoide prolato, deformação predominantemente por estiramento (Gráfico 12b). A suscetibilidade k_m é de $6,44 \cdot 10^{-4}$ SI e o grau de anisotropia é de 1,081 coerente para as duas amostras (Gráfico 12a).

4.2.3 Suíte Intrusiva Aimorés - Charnockito Padre Paraíso

Nessa unidade foram realizados 9 pontos de amostragem, separados em três diferentes corpos charnockíticos, seis pontos realizados a norte no corpo de maior extensão, dois pontos no corpo central e um ponto na porção sul, os pontos dos quais foram realmente utilizados na análise obedecem aos critérios de Jelinek 1978, e são os pontos descritos a seguir:

A maior parte das análises foram feitas na porção norte da área, visto que o corpo é mais extenso nessa região, com afloramentos em pedreiras (Foto 3 b), o que facilitou a coleta das amostras. Descrevendo os resultados de leste para oeste, iniciando pelo ponto MSB 04 (Figura 30), ponto próximo ao contato com Leucogranito Carlos Chagas, o valor obtido para o plano de foliação foi de N78E/62NW, concordante com a direção do contato e o valor de lineação magnética apresenta alta dispersão e, portanto, não foi utilizado. O elipsoide é oblato, o grau de anisotropia P é de 1,065 e a suscetibilidade magnética km é positiva e tem média de $6,11 \times 10^{-3}$ SI.

Na região central do corpo norte tem-se os pontos MSB 05 e MSB 06 com os valores dos planos de foliação de N78W/79SW e N53E/34NW, respectivamente (Figura 31).

Nas três análises os valores médios do parâmetro de forma T são positivos, portanto a predominância de um elipsoide oblato, com grau de anisotropia variando de 1,047 a 1,075 e suscetibilidade magnética com valores relativamente altos variando de $2,19 \cdot 10^{-3}$ a $5,6 \cdot 10^{-3}$ SI, no gráfico 13 temos a mostras MSB 06 como exemplo.

Na porção centro-sul da área existe um corpo de menor extensão comparado ao corpo charnockítico norte com apenas um ponto de amostragem MSB33 com plano de foliação N58W/42NE e lineação magnética 036/42 (Figura 32). Os parâmetro de forma médio T negativo (prolato), o grau de anisotropia 1,062 e $km\ 7,01 \cdot 10^{-4}$ SI (Gráfico 14).

Mapa 4: Mapa geológico destacando em linhas pretas os principais trends estruturais da área baseado nos planos de foliação magnético obtidos através da ASM.

Mapa 5: Mapa geológico destacando em linhas pretas o possível fluxo indicado pela direção das lineações magnéticas.

4.3 Curvas termomagnéticas

As curvas termomagnéticas foram obtidas a partir de amostras que apresentam valores relativamente altos para suscetibilidade magnética (km), o Mapa 6 identifica a localização das amostras e suas respectivas suscetibilidades magnéticas, é possível observar que as regiões setentrional e central da área apresentam alta suscetibilidade e são regiões que abrangem o setor central do Granito Caladão e setor setentrional e central do Charnockito Padre Paraíso. As curvas termomagnéticas são de suma importância para a identificação dos principais minerais atuantes na magnetização da rocha.

Mapa 6: Mapa geológico mostrando a intensidade da suscetibilidade magnética (km) de cada amostra.

Os gráficos contendo a variação de suscetibilidade magnética em função da temperatura caracterizam as *curvas termomagnéticas* as quais permitem a obtenção da mineralogia magnética predominante na rocha. Utilizam-se dois tipos de curvas: alta temperatura *HT* da qual é possível determinar a temperatura de Curie 580°C para magnetita e 680°C para hematita. E baixas temperatura onde se identifica a Transição de Verwey a -150°C caracteriza-se a presença de magnetita e a -18°C Transição de Morin é característico de minerais de hematita.

Para o Granito Caladão foram realizadas cinco análises termomagnéticas, duas na porção centro-norte da unidade, duas na porção centro-sul e uma análise a sul. No Charnockito Padre Paraíso foram realizadas três análises, duas na porção central e uma na região sul.

Na porção centro-norte do Granito Caladão foram realizadas análises termomagnéticas nas amostras MSB 28 e MSB 30, na amostra MSB 28, as curvas de alta temperatura *HT* (Gráfico 15) linha vermelha (linha de aquecimento) mostra que a suscetibilidade magnética permanece constante a medida que a temperatura aumenta, quando a temperatura atinge cerca de 580°C a suscetibilidade cai bruscamente caracterizando a presença de magnetita pois 580°C é sua temperatura de Curie, os valores de suscetibilidade magnética negativos próximos a temperatura de 680°C indicam a presença de hematita tanto na amostra MSB 28 como na amostra MSB 30 (Gráfico 15 e 17). Durante o resfriamento (linha azul), a partir da temperatura de 580°C, curva de resfriamento aumenta à medida que a temperatura diminui, mostrando uma transformação mineralógica, ou seja, a curva termomagnética não é reversível para nenhuma das amostras analisada, tanto para Granito Caladão quanto para Charnockito Padre Paraíso. Os gráficos 16 e 18 mostram curvas de baixa temperatura *LT* e ambas as curvas indicam a existência de minerais paramagnéticos, os quais são identificados pelo declínio da suscetibilidade com aumento da temperatura. O pico presente em -18°C aponta a Transição de Morin que é característico da hematita pois a esta temperatura ocorre uma mudança no eixo de fácil magnetização. A Transição de Morin pode ser identificada nas duas amostras, entretanto apenas na amostra MSB 28 (gráfico 16) a presença de magnetita é indicada pela Transição de Verwey na temperatura de -150°C. Portanto é possível constatar a presença de magnetita e hematita na amostra MSB 28 com a presença de minerais paramagnéticos. Na amostra MSB 30 a curva termomagnética não acusa a presença de magnetita, nem na curva de alta e nem na curva de baixa temperatura.

Gráfico 15: Curvas Termomagnéticas para altas temperaturas (HT) Granito Caladão (MSB 28).

Gráfico 16: Curvas Termomagnéticas para baixas temperaturas (LT) Granito Caladão (MSB28).

Gráfico 17: Curvas Termomagnéticas para altas temperaturas (HT) Granito Caladão (MSB 30).

Gráfico 18: Curvas Termomagnéticas para baixas temperaturas (LT) Granito Caladão (MSB30).

A região centro-sul do Granito Caladão está representada pelas amostras MSB 11, MSB13 e MSB 44. Para as curvas de alta temperatura *HT* é importante notar que todas as três análises não são reversíveis e a presença da magnetita é muito evidente devido a brusca perda de suscetibilidade quando a temperatura atinge aproximadamente 580°C (Gráficos 19, 21 e 23). No gráfico 19 a susceptibilidade cai abaixo de zero próximo a temperatura de 680°C indicando a presença de hematita. Nas curvas de baixa temperatura próximo, a -150°C, a Transição de Verwey confirma a presença de magnetita nas três amostras, entretanto na amostra MSB 13 e MSB 44 (Gráficos 20, 22 e 24) apresentam curvas de *LT* suaves decrescentes indicando a presença de minerais paramagnéticos.

Gráfico 19: Curvas Termomagnéticas para altas temperaturas (HT) Granito Caladão (MSB 11).

Gráfico 20: Curvas Termomagnéticas para baixas temperaturas (LT) Granito Caladão (MSB11).

Gráfico 21: Curvas Termomagnéticas para altas temperaturas (HT) Granito Caladão (MSB 13).

Gráfico 22: Curvas Termomagnéticas para baixas temperaturas (LT) Granito Caladão (MSB13).

Gráfico 23: Curvas Termomagnéticas para altas temperaturas (HT) Granito Caladão (MSB 44).

Gráfico 24: Curvas Termomagnéticas para baixas temperaturas (LT) Granito Caladão (MSB44).

No Charnockito Padre Paraíso foram elaboradas duas análises termomagnéticas no setor central (MSB 22 e MSB 23) e uma no setor sul (MSB 33).

As curvas obtidas para altas temperaturas *HT* mostram, nas três análises, a presença de magnetita, assim como os resultados obtidos para o granito Caladão, as curvas de baixa temperatura mostram a Transição de Verwey nas amostras MSB 22 e MSB 23 (gráficos 26 e 28) confirmando a presença da magnetita, mas nas amostras MSB22 e MSB 33 (Gráficos 25 e 30) é evidente uma predominância de minerais paramagnéticos na rocha.

Gráfico 25: Curvas Termomagnéticas para altas temperaturas (HT) Charnockito Padre Paraíso (MSB22).

Gráfico 26: Curvas Termomagnéticas para baixas temperaturas (LT) Charnockito Padre Paraíso (MSB22).

Gráfico 27: Curvas Termomagnéticas para altas temperaturas (HT) Charnockito Padre Paraíso (MSB23).

Gráfico 28: Curvas Termomagnéticas para baixas temperaturas (LT) Charnockito Padre Paraíso (MSB23).

Gráfico 29: Curvas Termomagnéticas para altas temperaturas (HT) Charnockito Padre Paraíso (MSB33).

Gráfico 30: Curvas Termomagnéticas para baixas temperaturas (LT) Charnockito Padre Paraíso (MSB33).

4.4 Análise Geocronológica

As datações U/Pb e Lu/Hf em zircão na porção central da Faixa Araçuai trouxeram informações adicionais e novas sobre o registro do intenso magmatismo na região, propiciando um avanço e uma relevante contribuição ao entendimento dos processos tectônicos do Neoproterozoico e início do Paleozoico.

4.4.1 Isótopos de Urânio - Chumbo (U/Pb)

Na região foco deste trabalho foram realizadas um total de 13 análises geocronológicas utilizando isótopos de U/Pb em zircão e 3 em monazita. Para o Leucogranito Carlos Chagas foram 3 determinações em zircão e uma em monazita. No granito Caladão, corpo magmático de maior extensão na região, procedeu-se a 5 determinações em zircão e 2 em monazita e por fim, 5 análises em zircão provenientes do Charnockito Padre Paraíso.

A apresentação dos resultados tem início com o Leucogranito Carlos Chagas, no setor leste da área de estudo, e em seguida, os obtidos para a Suíte Intrusiva Aimorés, constituída pelo Granito Caladão e Charnockito Padre Paraíso, seguindo a mesma ordem de apresentação dos resultados da análise petrográfica e estrutural.

As imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão mostram a localização do furo (*spot*) representada por um círculo vermelho para as análises de U/Pb e com um círculo azul para análises Lu/Hf (apresentados mais adiante). Não foram utilizadas as imagens de catodoluminescência para os grãos de monazita, pois estas não mostram estruturas e, além disso, as imagens estão escuras (opacas), portanto foram utilizadas imagens obtidas na lupa Leica, das quais são possíveis observar a forma dos grãos de monazita que foram datados.

Leucogranito Carlos Chagas

As amostras utilizadas nas determinações geocronológicas do Leucogranito Carlos Chagas foram coletadas apenas na borda oeste do corpo, onde está em contato com as unidades da Suíte Aimorés. As descrições dos resultados estão apresentadas iniciando pela porção norte da área (ponto MSB03) seguindo em direção ao sul.

Porção Norte – Leucogranito Carlos Chagas

Na porção norte, próximo ao contato com Charnockito Padre Paraíso, foram realizados 3 tipos de datação, a análise de isótopos de U/Pb em zircão e monazita e Lu/Hf em zircão, para amostra MSB03.

As imagens de catodoluminescência mostram as estruturas dos diferentes grãos de zircão. Na amostra MSB03 (Figura 33), é possível observar que a maioria dos grãos possui forma euhedral com alguns grãos de forma subhedral com terminações subarredondadas, tamanho variando de 100 a 480 μm de comprimento, mostrando um padrão de zoneamento característico de zircões magmáticos. As razões Th/U variam de 0,12 a 1,17, o que é consistente com uma origem magmática. Foram realizadas análises tanto no centro quanto na borda do zoneamento, por exemplo, no grão de número 15 as determinações 15.1 e 15.2 forneceram valores distintos no centro e na borda, respectivamente de 578 Ma e 562 Ma. Os grãos em que as análises foram realizadas apenas no centro, obtiveram valores variáveis entre 590 Ma a 525 Ma, transição do Ediacarano, final do Neoproterozoico, para o Terreneuviano, início do Cambriano. Zircões com idades mais antigas que 650 Ma, por exemplo a determinação 6.1 (Figura 33), pode trata-se de um zircão herdado das rochas encaixantes quando da colocação do corpo magmático. Os valores de idades obtidos nas bordas dos grãos estão entre 576 Ma e 561 Ma (Neoproterozoico Ediacarano) com apenas um grão com valor de 608 Ma (tabela 6 nos anexos).

Analizando os valores de cada grão e plotados no diagrama concórdia Tera -Wasserburg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) gráfico 34, fornece a idade de $570,1 \pm 1,7$ Ma (Gráfico 31) para esse setor do Leucogranito Carlos Chagas, considerada, portanto, a idade de cristalização. A presença de cristais mais antigos do que a média obtida, podem ser produto de zircões herdados, haja vista trata-se de um granito tipo S.

Os grãos de monazita são subarredondados e não possuem o zoneamento de recristalização tão visível como nos cristais de zircão. Em razão das imagens de catodoluminescência serem todas escuras e de difícil observação, as imagens dos grãos de monazita foram obtidas através de uma lupa Leica (Figura 34). No diagrama concórdia a idade fornecida pelas monazitas é de $503,5 \pm 2,5$ Ma (gráfico 32). A grande diferença entre as duas idades poderia ser atribuída às diferenças entre as temperaturas de fechamento dos sistemas isotópicos do zircão e da monazita, os grãos de monazita têm uma temperatura menor (aproximadamente 750°C) do que o zircão (acima de 750°C cerca de 850°C) por isso a idade de cristalização é posterior para monazita, permitindo que se tenha uma estimativa da taxa de resfriamento, que pode ser de aproximadamente de $1,4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, indicando um resfriamento relativamente lento.

Figura 33: Imagens de catodoluminescência para os grãos de zircão, amostra MSB 03 Leucogranito Carlos Chagas - Porção norte da área.

Gráfico 31: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de zircão da amostra MSB 03, porção sudeste da área Leucogranito Carlos Chagas.

Figura 34: Imagens dos grãos de monazita em lupa Leica, amostra MSB 03.

Gráfico 32: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de monazita da amostra MSB 03, porção sudeste da área Leucogranito Carlos Chagas.

Na porção sudoeste da área, em contato com o Granito Caladão foram realizadas datações em duas amostras distintas, coletadas no mesmo afloramento. Uma das amostras com características texturais predominantes da unidade, textura porfirítica, granulação grossa (MSB 41 C1) e a outra amostra é de uma rocha também de composição granítica, mas de granulação fina, trata-se de uma porção aplítica (MSB 41 C2).

Na amostra MSB 41-C1, com caraterísticas texturais predominantes na unidade, as imagens de catodoluminescência (Figura 35) mostram que grande parte dos grãos possui forma euhedral a subhedral, tamanho entre 30 a 150µm, exibindo um padrão de zoneamento característicos da origem magmática. As determinações realizadas no centro dos grãos de zircão revelaram valores de idade entre 543 Ma a 491Ma. Apenas um único valor de 654 Ma foi obtido na determinação 15.1 (Figura 35), sendo provavelmente uma idade de um zircão herdado proveniente da rocha encaixante. Nas bordas dos cristais os valores das idades variam de 503 Ma a 488 Ma, de tal modo que no diagrama concórdia (Gráfico 33) a idade obtida para essa amostra é de $510,8 \pm 1,7$ Ma, correspondente ao Estágio 4 do período Cambriano (tabela 7 nos anexos).

A porção aplítica dessa unidade, amostra MSB 41 C2 (Figura 36), apresenta grãos euhedrais a subhedrais, de tamanho entre 20 e 250 μm, alguns com bordas arredondadas outros prismáticos. Os grãos são claros com intercrescimento evidentes, mostrando zoneamento do centro para borda do grão. A idade mais antiga obtida (Figura 36 - análise do grão 1.1) foi de 585 Ma, os demais valores obtidos, também no centro dos grãos, estão em torno de 540 Ma a 441 Ma um intervalo variação grande, de quase 100 Ma, portanto, nessa porção aplítica, a rocha guarda informações da época de sua colocação com grande parte da sua cristalização em torno de 515 - 520 Ma como mostrado no Gráfico 34 (tabela 7 nos anexos).

det	HV	WD	pressure	spot	mag	500 μ m
PMD	15.00 kV	17.0 mm	2.03e-4 Pa	5.0	70 x	CPGEO

Figura 36: Imagens de catodoluminescência para grãos de zircão da amostra MSB 41 C2, porção aplítica do Leucogranito Carlos Chagas.

Gráfico 34: Curva obtida através dos dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de zircão da amostra MSB 41 C2 (porção aplítica) região sudeste da área no Leucogranito Carlos Chagas.

Da porção norte até a porção sul, da borda oeste do Leucogranito Carlos Chagas, os valores indicam que a cristalização principal da rocha ocorreu do Ediacarano, final do Neoproterozoico, ao Terreneuviano, início do Cambriano.

Suíte Intrusiva Aimorés - Granito Caladão

O Granito Caladão compõe a maior parte da área estudada, onde foram realizadas 9 análises geocronológicas U/Pb, sendo 5 determinações em cristais de zircão e 4 em cristais de monazita.

As análises nos zircões foram distribuídas da seguinte forma: Uma determinação na porção norte da área (MSB10), 2 análises no centro (MSB 12 e MSB 13) e mais 2 na porção sul (MSB 36 e 44). Os cristais de monazita foram analisados na porção norte (MSB10) e na porção central (MSB12), como mostra a tabela 05.

Porção Norte – Granito Caladão

A imagem de catodoluminescência da amostra MSB10 (Figura 37) mostra que a maioria dos grãos possui forma subhedral com poucos grãos euhedrais, tamanho variáveis de 30 a 200 μm , apresentam uma coloração cinza escura, indicando uma alta concentração de Urânio. Os grãos apresentam feições de intercrescimento e alguns deles possuem uma estrutura homogênea (poucas feições de intercrescimentos). As análises foram realizadas tanto no centro quanto na borda dos grãos, no centro, os valores obtidos variam de 552 Ma a 473 Ma e nas bordas, os valores das idades estão entre 586 Ma a 472 Ma. As idades mais antigas, do Ediacarano, obtidas nas bordas dos grãos, as quais estão próximas ao núcleo, são provavelmente de zircões herdados de uma rocha parental ou da rocha encaixante. As razões Th/U dos zircões dessa rocha situa-se entre 0,09 e 0,58, valores condizentes de zircões magmáticos. No diagrama Tera-Wasserburg gráfico 35, identifica-se zircões de duas idades distintas com valor de $556,8 \pm 3,7$ Ma e $512,1 \pm 4,4$ Ma, mostrando que existem zircões de gerações distintas

Para os grãos de monazita ilustrados na figura 38 os valores obtidos foram de $511,6 \pm 2,9$ Ma, $502,9 \pm 6,5$ Ma e $458,0 \pm 5,6$ Ma (Gráfico 36). Configurando um intervalo de tempo para o resfriamento da rocha (tabela 8 nos anexos).

Figura 37: Imagens de catodoluminescência para grãos de zircão, amostra MSB10, região norte do Granito Caladão.

Gráfico 35: Curva obtida através dos dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de zircão da amostra MSB 10, região norte da área no Granito Caladão.

Figura 38: Imagens de monazita obtidas em lupa para amostra MSB10, região norte Granito Caladão.

Gráfico 36: Curva obtida através dos dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de monazita da amostra MSB 10, região norte da área no Granito Caladão.

Porção Central – Granito Caladão

Na porção central do Granito Caladão foram realizadas análises em dois pontos distintos (MSB12 e MSB13). No ponto MSB12 as imagens de catodoluminescência (Figura 39) mostram que os grãos têm, em sua maioria, forma euhedral, zoneamentos e tamanhos de 80 a 450 μm . As idades obtidas no centro dos grãos variam de 546 Ma a 490 Ma, enquanto que as determinações nas bordas dos cristais registram idades entre 552 Ma a 490 Ma. Não há distinção significativa entre as idades obtidas nos diferentes setores dos grãos. A razão Th/U desta amostra apresenta valores entre 0,3 e 2,14. No diagrama concórdia (Gráfico 37) a idade obtida é de $503,1 \pm 1,8$ Ma.

A segunda amostra analisada na porção central do granito Caladão, a MSB13, cuja imagem dos zircões de catodoluminescência (Figura 40) mostra que eles são euhedrias, de tamanho variáveis entre 30 a 300 μm , possuem razão Th/U entre 0,51 e 1,3, típicos de zircões magmáticos. No diagrama concórdia obtém-se a idade de $500,7 \pm 1,5$ Ma gráfico 38 (tabela 8 nos anexos).

Gráfico 38: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de monazita da amostra MSB12, região central da área no Granito Caladão.

Gráfico 37: Curva obtida através dos dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de monazita da amostra MSB13, região central da área no Granito Caladão.

Figura 40: Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão, amostra MSB 13, porção central Granito Caladão.

Porção Sul – Granito Caladão

No sul da área, assim como na porção central, foram realizadas datações em dois pontos distintos, MSB36 e MSB44. No ponto MSB36, os cristais são euhedrais com feições de intercrescimento e alguns cristais com estrutura homogênea (sem zoneamento nas bordas), o tamanho dos grãos são variados entre 20 a 200 μ m (Figura 41). As determinações não sofrem variações em relação aos valores obtidos nas bordas ou no centro dos grãos. A idade obtida é de $509,5 \pm 3,6$ assim como mostra gráfico 39. A razão Th/U atesta a origem magmática destes zircões.

Gráfico 39: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de monazita da amostra MSB36, região sul da área no Granito Caladão.

A segunda análise realizada na porção sul da área, na amostra MSB 44, apresenta grãos euhedrais e subeuhedrais, de tamanhos entre 20 a 300 μm , com bordas de intercrescimento em todos os grãos (Figura 42). A datações efetuadas tanto nas bordas quanto nos centros dos grãos apresentam valores próximos, em torno de 510 Ma, entretanto há três datações com valores discrepantes: 1.841 Ma (grão 5.1), 572 Ma (grão 13.1) e 565 Ma (grão 10.1) datados nos centros dos grãos (figura 45). Essas idades mais elevadas configuram a presença de grãos herdados, provavelmente das rochas encaixantes. O cristal datado de 1.841 Ma mostra que existe a presença de grão herdado de um magma parental ou das rochas encaixantes, haja vista que se trata de uma região próxima ao Complexo Nova Venécia, considerado embasamento. A idade obtida no gráfico concórdia é de $512,1 \pm 1,5$ gráfico 40 (tabela 10 nos anexos).

Figura 42: Imagens de catodo lumânescencia dos grãos de zircão, amostra MSB 44, Porção Sul Granito Caladão.

Gráfico 40: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de zircão da amostra MSB44, região sul da área no Granito Caladão.

Suíte Aimorés Charnockito Padre Paraíso

O Charnockito Padre Paraíso não é uma unidade geológica contínua, aflora em porções dentro do granito Caladão, como mostra o mapa geológico (mapa 03). Foram realizadas 4 amostragens em diferentes corpos, sendo duas na porção norte da área e duas na porção centro-sul.

A porção a norte da área possui o corpo charnockítico de maior extensão comparado aos outros corpos da área de estudo e está em contato com Leucogranito Carlos Chagas a leste (MSB 01) e com Granito Caladão a oeste (MSB 09).

Na amostra MSB 01 os zircões são subhedrais, tamanhos variáveis entre 100 e 400 μ m, com bordas de intercrescimento (Figura 43). A razão Th/U está entre os valores de 0,6 a 0,88. Não há diferença entre as idades obtidas no centro ou na borda dos grãos. No diagrama Tera-Wasserburg gráfico 41 determina-se a idade de $498,1 \pm 2,4$ Ma.

Na amostra MSB 09 os grãos são euhedrais a subhedrais, alguns cristais apresentam bordas de intercrescimento e poucos deles mostram uma estrutura homogênea, ou seja, não apresentam zoneamento (Figura 44), apresentam tamanhos distintos desde 80 a quase 500 μ m. São zircões magmáticos como atestam as razões Th/U (0,29 a 0,83). Os valores obtidos não são diferenciados de acordo com a localização do *spot* portanto a idade de cristalização da rocha obtida na concórdia é de $502,7 \pm 1,9$ Ma (Gráfico 42) e (tabela 11 nos anexos).

Figura 43: Imagens catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra MSB 01, porção norte do Charnockito Padre Paraíso.

Gráfico 41: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de zircão da amostra MSB01, região norte da área no Charnockito Padre Paraíso.

Figura 44: Imagens catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra MSB 09, porção norte do Charnockito Padre Paraíso.

Gráfico 42: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de zircão da amostra MSB01, região norte da área no Charnockito Padre Paraíso.

Na porção centro sul da área aflora um corpo de menor extensão “dentro” do granito Caladão. Nas imagens de catodoluminescência mostram que os grãos de zircão possuem forma euhedral, alguns deles são subhedrais, com bordas arredondadas, os tamanhos variam desde 100 até 500 μm , os cristais são claros possibilitando a observação das bordas de intercrescimento, característicos de rochas magmáticas (Figuras 45 e 46). A amostra contém zircões antigos, por exemplo um de idade paleoproterozóica (1983 Ma – grão 10.1) e outro de idade do final do Mesoproterozoico (1010 Ma – grão 1.1). De maneira distinta das idades obtidas para o Charnockito Padre Paraíso em outros lugares, as idades aqui apresentadas (gráficos 43 e 44), de $576,0 \pm 2,2$ Ma (amostra MSB 33) e $573,0 \pm 5,1$ Ma (amostra MSB 47) são resultados não esperados, pois trata-se de um corpo magmático aparentemente intrusivo em uma rocha de idade mais jovem. Da mesma maneira do que ocorre no Granito Caladão na amostra MSB 44, os zircões mais antigos são herdados das rochas hospedeiras (tabela 12 nos anexos).

Figura 45: Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão com diferentes escalas, da amostra MSB 33 Charnockito Padre Paraíso porção sul.

Gráfico 43: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de zircão da amostra MSB 33, região sul da área no Charnockito Padre Paraíso.

Figura 46: Imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão da amostra MSB 47, Charnockito Padre Paraíso porção sul.

Gráfico 44: Curva com os dados de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidos a partir os grãos de zircão da amostra MSB47, região sul da área no Charnockito Padre Paraíso.

Os dados obtidos para as três unidades estudadas estão resumidos na tabela 5 e mapa 7.

Tabela 5: Resumo dos resultados das análises de U/Pb.

Ponto	UTM		Litologia	U/Pb	
	X	Y		Zircão	Monazita
MSB03*	288361	7954196	Leucogranito Carlos Chagas	570.1 ± 1.7	503.5 ± 2.5
MSB41 C1	278760	7930745	Leucogranito Carlos Chagas	510.8 ± 1.7	
MSB41 C2	278760	7930745	Leucogranito Carlos Chagas	520.5 ± 2.5	
MSB10**	273936	7956770	Granito Caladão	556.8 ± 3.7	511.6 ± 2.9
				512.1 ± 4.4	458.0 ± 5.6
MSB12*	265121	7941790	Granito Caladão	503.1 ± 1.8	445.0 ± 9.5
MSB13*	266700	7939451	Granito Caladão	500.7 ± 1.5	
MSB36	268818	7933647	Granito Caladão	509.5 ± 3.6	
MSB44	276488	7935165	Granito Caladão	512.1 ± 1.5	
MSB01*	286516	7955319	Charnoquito	498.1 ± 2.4	
MSB09*	275199	7956513	Charnoquito	502.7 ± 1.9	
MSB33	270578	7933830	Charnoquito	576.0 ± 2.2	
MSB47	272188	7935558	Charnoquito	573.0 ± 5.1	

* Amostras que foram utilizadas para obtenção Lu/Hf

** Análise de uma amostra com dois resultados para zircão e três resultados para monazita

Mapa 7: Mapa geológico com a localização dos pontos onde foram realizadas as análises geocronológicas e seus respectivos resultados.

4.4.2 Isótopos Lutécio – Háfênio (Lu/Hf)

As análises isotópicas de Lu/Hf em zircão foram conduzidas *in situ* no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc-USP, utilizando-se do ICPMS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) Neptune multi-coletor, modelo *Thermo Finnigan*, equipado com sistema *laser-ablation* de 193nm, com *spot size* de 47µm de diâmetro, tempo de abrasão de 60s, taxa de repetição de 7Hz. O gás He é o responsável pelo transporte do material da ablação para o ICP.

Correções das razões isotópicas Lu/Hf foram calculadas utilizando as variações do padrão GJ. O segundo padrão é um zircão conhecido como Mud Tank (Woodhead & Hergt, 2005) foi usado como referência secundário, trata-se de um padrão internacional para Lu/Hf, separado de um carbonatito aflorante no Strangways Range, Austrália, cuja idade U-Pb foi estabelecida como 732 Ma. O valor da constante de decaimento λ do ^{176}Lu utilizada é de $1.867 \cdot 10^{-11} \text{y}^{-1}$.

As análises isotópicas Lu/Hf foram realizadas nos mesmos grãos de zircão previamente datados através do método U/Pb. As imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão de cada amostra, especificam a localização dos furos (*spots*) para o U/Pb em vermelho e para Lu/Hf em azul.

Os isótopos de Hf foram medidos em zircões de 6 amostras das unidades de rochas ígneas da região estudada, sendo 1 para o Leucogranito Carlos Chagas, 3 para o Granito Caladão e 2 para o Charnockito Padre Paraíso.

Leucogranito Carlos Chagas

A amostra analisada (MSB03) está localizada na porção norte do CC. A idade U/Pb, previamente obtida, de 570 Ma foi a idade assumida para o cálculo da idade modelo T_{DM} . As análises foram feitas em 10 zircões cujos resultados das análises estão apresentados no gráfico 45 e tabela 13 – em axeno. Os valores do ϵ_{Hf} estão compreendidos entre -32,37 e -20,08, com uma média de -23,8 e idades modelos, isto é, idades do manto empobrecido em Hf, que se enquadram entre 1980 Ma a 2750 Ma, mas com valores concentrados próximos a 2000 Ma, indicando que os zircões são provenientes de uma fonte Paleoproterozóica retrabalhada. E dois grãos mais antigos indicam idade Neoarqueana.

Granito Caladão (Suíte Intrusiva Aimorés)

Três amostras do Granito Caladão foram analisadas para isótopos Lu-Hf, sendo uma no setor norte da unidade (MSB10) e duas no setor central (MSB12 e MSB13).

Na amostra MSB10 foram realizadas determinações em 10 zircões. As idades U/Pb em zircão obtidas para essa rocha exibem dois grupos: um de ~557 Ma e outro de ~512 Ma. As análises Lu-Hf destacam que todos os valores situam-se abaixo da linha do CHUR, isto é, valores negativos de ϵ_{Hf} , os quais variam de -50,80 a -27,44, um valor médio de -39,41. A dispersão das idades modelos, desde o Paleoarqueano e Mesoarqueano até o Paleoproterozoico, e o valor de ϵ_{Hf} negativo configura trata-se de uma crosta muito antiga retrabalhada e o Granito Caladão como do tipo I (gráfico 45 e tabela 13 - em anexo).

Na porção central do granito Caladão, foram realizadas as determinações Lu/Hf em 10 grãos de zircão, em cada uma das amostras MSB12 e MSB13. As idades U/Pb em zircão obtidas para estas amostras são de aproximadamente 500 Ma. Os gráficos ϵ_{Hf} por idade apresentam semelhança para as duas amostras como mostra o gráfico 46, onde os valores de ϵ_{Hf} negativos, variando de -30 a -20 e valores médios, respectivamente de -24,0 e -22,28. As idades modelo concentram-se em ~2000 Ma e ~2500 Ma. Nas duas amostras a diferenciação mantélica ocorreu no Paleoproterozoico e de acordo com os valores ϵ_{Hf} trata-se de um granito gerado de um retrabalhamento crustal.

Charnockito Padre Paraíso (Suíte Intrusiva Aimorés)

Foram realizadas análises isotópicas Lu-Hf apenas no corpo charnockítico situado na porção norte da área, em duas amostras (MSB01 e MSB09), localizadas respectivamente nas proximidades do contato com o Leucogranito Carlos Chagas e o granito Caladão. Ambas possuem idade de aproximadamente 500 Ma. As idades modelo são do Paleoproterozoico Riáciano (2,0 a 2,3 Ga). A amostra MSB 01 possui valores de ϵ_{Hf} negativos num intervalo pequeno de -25,75 a -21,32 e valor médio de -22,56, e a amostra MSB09, da mesma forma possui ϵ_{Hf} negativo variando de -21,88 a -25,88 e valor médio de -23,67, confirmando o Granito Caladão como de origem crustal (gráfico 46 e tabela 13 - em anexo).

Gráfico 45: Diagrama com valores obtidos da datação U/Pb e com seus respectivos valores obtidos pelo Lu/Hf, assim como os valores para ϵ para o Leucogranito Carlos Chagas e o Granito Caladão.

Gráfico 46: Diagrama com valores obtidos da datação U/Pb e com seus respectivos valores obtidos pelo Lu/Hf, assim como os valores para ϵ para o Leucogranito Carlos Chagas e o Granito Caladão.

Capítulo V

DISCUSSÕES DOS RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO

Os resultados geocronológicos obtidos através dos métodos U/Pb e Lu/Hf, os dados adquiridos das análises de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética nos corpos magmáticos da Suíte Aimorés e do Leucogranito Carlos Chagas trouxeram informações adicionais para o conhecimento da evolução geológica da Faixa Araçuaí.

Os novos dados das análises isotópicas realizadas nos três corpos magmáticos estudados mostram a idade das rochas ígneas que formam a Suíte Aimorés com valores entre ~500 e 512 Ma, sendo que o granito Caladão, em sua porção norte e sul, sugere ser um pouco mais velho, cerca de ~510 Ma, que no setor central, onde as idades estão compreendidas entre 500.7 ± 1.5 e 503.1 ± 1.8 Ma. Essas idades cambrianas são praticamente as mesmas obtidas para o Charnockito Padre Paraíso no setor setentrional (502.7 ± 1.9 Ma e 498.1 ± 2.4 Ma), sugerindo a contemporaneidade dessas rochas.

O Leucogranito Carlos Chagas (CC), no setor norte, revelou idade de 570.1 ± 1.7 Ma, compatível com as idades obtidas por outros pesquisadores (574 ± 3 Ma Vauchez *et al.*, 2007), entretanto o CC tem idades variáveis de 597 a 572 Ma na maior parte de sua região aflorante no estado do Espírito Santo (Kawata, 2014). Na porção meridional da região estudada o Leucogranito Carlos Chagas forneceu idades cambrianas de 510.8 ± 1.7 e 520.5 ± 2.5 Ma em uma área próxima ao contato com Granito Caladão. Essas idades poderiam ser questionadas, podendo tratar-se de outra rocha e não do CC, entretanto em seção delgada confirma-se que se trata do Leucogranito (anatexito) com a presença de minerais aluminosos do tipo sillimanita, mineral característico do CC e que está ausente no Granito Caladão e no Charnockito Padre Paraíso. Então o significado dessa idade mais jovem para o CC, levando em conta dados de análises isotópicas U/Pb recentes, mostraram, como descrito nos parágrafos anteriores, que o CC tem idades variáveis entre ~600 e 570 Ma, em setores mais ou menos específicos do CC, sugerindo a possibilidade da existência de pulsos magmáticos diacrônicos, sendo assim, as idades cambrianas determinadas no setor sul poderiam ser atribuídas ao registro de um magmatismo mais novo ou um setor que permaneceu em estado magmático influenciado pela proximidade do granito Caladão, cujo *emplacemet* ocorreu nessa época (~500 Ma).

No setor meridional existe um corpo relativamente pequeno do Charnockito Padre Paraíso do qual foram obtidas idades U/Pb de 576.0 ± 2.2 e 573.0 ± 5.1 Ma, idades mais antigas comparados ao dados da literatura e aos dados obtidos no setor norte, essa idades pode ser atribuídas a zircões herdados durante a colocação do charnockito, visto que, são valores próximos

as idades U/Pb para Leucogranito Carlos Chagas. O Charnockito é uma rocha formada a grandes profundidades e especificamente nessa região o corpo não apresenta contatos abruptos com o Granito Caladão e são concordantes estruturalmente então são corpos sincrônicos, mas com idades distintas podendo ser atribuídas a grãos herdados.

A temperatura de fechamento do sistema isotópico U/Pb no zircão é de aproximadamente 850-900°C, enquanto que a da monazita é considerada de ~750°C. Essa diferença de aproximadamente 100°C e as determinações de idades em zircão e monazitas para o CC e para o Granito Caladão respectivamente, de 503.5 ± 2.5 Ma e de 458.0 ± 5.6 Ma. (Tabela 5) permitem estimar, para o CC uma taxa de resfriamento de ~1,4 °C/Ma e de ~2,2 °C/Ma para o granito Caladão.

Mondou (2010) determinou a idade de colocação dos tonalitos da Suíte Galiléia (Vieira, 2000), os quais foram datados em ~580 Ma (U/Pb) e obteve para as idades Ar/Ar 490-500 Ma (anfíbólio) e 470-480 Ma (biotita), este autor também determinou uma taxa de resfriamento lenta, da ordem de ~ 3°C/Ma. Estes dados e os obtidos nesta dissertação sugerem que o segmento estudado permaneceu com temperaturas elevadas por cerca de 50 a 60 Ma.

Destaco que as idades U/Pb obtidas para o Granito Caladão e para o Charnockito Padre Paraíso são praticamente as mesmas obtidas na Suíte Galiléia (Moudou 2010) através do método Ar/Ar ~ 490-500 Ma, significando que os tonalitos de idade 580 Ma estavam com temperaturas da ordem de 500°C quando estavam ocorrendo o *emplacement* da Suíte Aimorés.

As análises isotópicas Lu/Hf permitiram determinar valores de ϵ_{HF} negativos nas três rochas magmáticas estudadas (Tabela 13 – em anexo), configurando características de magmas provenientes de retrabalhamento crustal de crosta arqueana e paleoproterozoicas, com idades $T_{\text{DM}} = 2,0$ Ga em sua maioria.

As orientações das lineações magnéticas, determinadas através da ASM, são localmente variadas, entretanto apresentam uma direção geral próxima de NNE-SSW (Mapa 5). As medidas das atitudes dos planos da foliação magnética (Mapa 4) não apresentam homogeneidade ao longo da área. Setores específicos possuem atitudes que mostram orientações preferenciais, por exemplo, no setor sul, NW-SE com mergulhos para NE, na porção central, NE-SW com mergulhos para SE e na parte setentrional, as duas orientações são observadas. Essas atitudes da foliação com mergulhos tanto para NE como para SE são compatíveis com uma vergência tectônica para oeste, além disso o alto ângulo de obliquidade entre a lineações e a direção da foliação sugere uma componente direcional pequena, realçando a componente oblíqua.

Relacionando as idades geocronológicas obtidas com o padrão estrutural e a baixa taxa de resfriamento, pode-se considerar que o período deformacional se manteve ativo e do tipo

compressivo por mais de 100 Ma, haja vista a idade obtida pelo quartzo-sienito de Ibituruna (~530 Ma), o qual possui a mesma estrutura, tantos em termos de foliação como de lineação, que os gnaisses miloníticos de 640 Ma (PetitGirardi *et al*, 2009). Localmente o padrão geométrico/estrutural sofre alterações em razão das diferenças litológicas/reológicas e variações nas intensidades dos esforços que podem ser distintos ao longo de toda região. Como consequência tem-se a diferenciação da deformação em domínios estruturais com padrões geométricos diferentes ao longo de toda a extensão da faixa Araçuaí e também em seus domínios característicos, tal como ocorre em parte do Domínio Central, foco desta dissertação.

Capítulo VI

CONCLUSÕES

O estudo desenvolvido ao longo do Domínio Central da Faixa Araçuaí, na região de Itabirinha de Mantena, envolvendo o Granito Caladão, o Charnockito Padre Paraíso e a porção ocidental do Leucogranito Carlos Chagas permite as seguintes conclusões:

i) Análise estrutural através da ASM permitiu determinar a direção NNE-SSW da lineação magnética, a qual indica a direção do fluxo magmático e/ou transporte tectônico, que é compatível com uma direção de encurtamento WNW-ESSE da faixa e os valores obtidos para foliações magnéticas mostram, aproximadamente, a estrutura de colocação plutônica para cada unidade.

ii) A mineralogia magnética é constituída por magnetita e hematita, entretanto a baixa suscetibilidade magnética de 10^{-4} a 10^{-5} SI e a presença de curva características de baixa temperatura *LT*, indicaram a predominância de minerais paramagnéticos.

iii) Com a análise dos parâmetros de forma, dos quais, são correlacionáveis com elipsoide de deformação, mostraram que a deformação por achatamento predomina sobre a de estiramento, com predominância de elipsoides oblatos em relação aos prolatos, em grande parte da área (porção norte e central), apenas na porção meridional da área existe a presença de elipsoides prolatos, portanto uma mudança no regime de deformação no extremo sul da área.

iv) As datações U/Pb realizadas em zircão mostraram a contemporaneidade entre a porção central e sul do Granito Caladão e a porção norte do Charnockito Padre Paraíso com idade de colocação de aproximadamente 500 Ma. O Granito Caladão em sua porção norte, mostrou em suas análises isotópicas duas populações de zircão de idades distintas, uma de ~557 Ma e outra de ~512 Ma, assim como para os grãos de monazita com idades de ~512 e 458 Ma, indicando a presença de diferentes fontes magmáticas para a formação dessa rocha.

v) O Charnockito Padre Paraíso, de idade esperada entre 498 e 502 Ma, apresentou nos arredores de Barra do Ariranha, em duas determinações U/Pb em zircão, idades de 576 e 573 Ma. Essas idades foram interpretadas como grãos de zircão possivelmente herdados das rochas encaixantes, durante a colisão e subducção que ocorreu na formação da Faixa Araçuaí.

vi) O Leucogranito Carlos Chagas, na parte setentrional da área apresentou idades U/Pb em zircão e monazita respectivamente de 570 e 503 Ma, coerentes com trabalhos anteriores. Idades de 520-510 Ma obtidas no Leucogranito Carlos Chagas, no limite sul, constituem em resultados não esperados para essas rochas cujas idades estabelecidas estão entre 597 e 572 Ma,

sendo, portanto, interpretadas como diferentes pulsos magmáticos, visto que, é um corpo muito heterogêneo e anatexítico.

vii) As diferenças de temperaturas de fechamento do sistema isotópico entre o zircão e a monazita, assim como suas respectivas idades, permitiram estimar a taxa de resfriamento em torno de 1,5 a 2°C/Ma, sugerindo que os primeiros 50 a 60 Ma a partir do ápice da colisão ~ 600 Ma são caracterizados por temperaturas muito elevadas.

viii) As análises Lu/Hf realizadas nos três corpos magmáticos e nos zircões cujas idades foram obtidas através do método U/Pb, mostraram que os magmas desses corpos são provenientes de retrabalhamento crustal, com valores de $\varepsilon_{\text{Hf}} < 0$ e idades modelo paleoproterozóica e arqueana, contribuindo assim para as interpretações dadas as idades U/Pb para as unidades estudadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkimin, F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P. Whittinhgton A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectoniics during the Neoproterozoic assembly of West Gondwana. *Precambrian Res.*,149: 43-64.
- Albarede F. 2009, Geoquímica: uma introdução Oficina de Textos, 400 pp.
- Allègre, C. 2008, Isotope Geology, Cambridge University Press, 512 pp.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton São Franscisco. *Revista Brasileira de Geociências*, vol 7, 349-364.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, 17: 1-29.
- Archanjo C.J., 2003. Anisotropia de suscetibilidade magnética aplicada às rochas ígneas máficas intrusivas. São Paulo: Instituto de Geociências, USP, Tese de Livre Docência em Mineralogia e Geotectônica.
- Archanjo C.J., Hollanda M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O. Neves, B.B.B, Armstrong, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, vol. 30, 310-326.
- Bertotti, A.L. 2012. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS. Tese de doutorado. Insttuto de Geociências UFRGS.
- Bouchez, J. L., 1997. Granite is never isotropic: An introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J. L., Hutton, D.H.W., Stephens, W. E. (Eds), *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, PP. 95-112.
- Brito-Neves B.B., and Cordani, U.G., 1991. Tectonic Evolucion of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 99 (3-4), 255-269.
- Butler, F.B. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domins to Geologic Terranes*. Boston, Blackwell scientific publications.
- Cavalcante, G.C.; Egydio-Silva, M.; Vauchez, Pierre Camps, P.; Oliveira, E. 2013 Strain tially molten middle crust: Insights from the AMS mapping of the Carlos Chagas Anatexite, Araçuaí belt (East Brazil). *Journal of Structural Geology* 55 (2013) 79 - 100.

- Cavalcante, G.C.G. 2013. Evolução Tectônica e Reologia de uma Crosta Orogênica Quente: o caso do anatexito Carlos Chagas, Faixa Araçuaí (Leste do Brasil). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 114 p.
- Corfu F, Noble SR (1992) Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique. *Geochim Cosmochim Acta* 56:2081–2097
- Corfu F, Stott GM (1993) Age and petrogenesis of two late Archean magmatic suites, northwestern Superior Province, Canada: Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic relations. *J Petrol* 34:817–838
- Dickin A.P. 2005. Lead Isotopes. In: Dickin A.P. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, p: 101-135.
- Egydio-Silva, M. Vauchez, A.; Raposo, M.I.B.; Bascou, J.; Uhlein, A. 2005. Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogeny (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *Journal of Structural Geology* 27 (2005) 1750–1764.
- Faure G. 1988. Principles of isotope geology. New York. John Willey & Sons. 589 p.
- Faure G.; Mensing, T.M. 2005. Isotopes principles and applications. 3 ed. Hoboken: John Willey & Sons. 897 p. 40
- Gehrels G., Kronenberg A., Wernicke B., Whipple K., Wong T. 2002. Disponível em <http://pangea.stanford.edu/~dpollard/NSF/main.html>. Acessado em novembro/2016.
- Gradim, C., Roncato, J., Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U., Dussin, I., Alkmim, F.F., Queiroga, G., Jacobsohn, T., Silva, L.C., Babinski, M. 2014. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1): 155-180.
- Hasui, Y., 2010 A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*. Vol 20, p 141-169.
- Heilbron, M.L., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R, and Janasi, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In: *Geologia do Continente Sul-Americano*. V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro editores.

- Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.* 5, 37-82.
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M., Banerjee, S.K., 1995. Magnetic properties of rocks and minerals. In: Ahrens, T.J. (Ed.), *Rock Physics and Phase Relations. A Handbook of Physical Constants* (3). American Geophysical Union, pp. 189–204.
- Jelínek, V., 1981. Characterization of magnetic fabric of a rock. *Tectonophysics*, 79, 563-567.
- Kawata, M.T. 2014, Geocronologia de zircão na Suíte granítica Carlos Chagas, Faixa Araçuaí. Monografia de trabalho de formatura, Instituto de Geociências USP, p. 32.
- Kinny, Peter D., and Roland Maas. 2003 "Lu–Hf and Sm–Nd isotope systems in zircon." *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53.1: p 327-341.
- Mondou, M. 2010. Structural and thermal evolution of synkinematic batholith from the Neoproterozoic Araçuaí hot orogen (Eastern Brasil). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 217 p.
- Mondou, M., Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Raposo, M.I.B., Bruguier, O., Oliveira, A.F., 2012. Complex, 3D strain patterns in a synkinematic tonalite batholith from the Araçuaí Neoproterozoic orogen (Eastern Brazil): Evidence from combined magnetic and isotopic chronology studies, *Journal of Structural Geology*. doi:10.1016/j.jsg.2012.02.015.
- Nédélec, A., and Bouchez, J-L., 2011. *Pétrologie des Granites, Structure – Cadre Géologique*. Société Géologique de France, Paris. 306 pg.
- Noce C.M., Macambira M.B., Pedrosa-Soares A.C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Aracuai belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:25-29.
- Oliveira, M.J.R., Pinto, C.P., Féboli, W.L., e dos Santos, A. 2000. Projeto Leste – Relatório mapa integrado 1:500 000 – Geologia Estrutural e Tectônica. CPRM – COMIG, Belo Horizonte.
- Passarelli, C. R.; 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 JCR*, v. 81, p. 73-97.

- Patchett PJ, Kouvo O, Hedge CE, Tatsumoto M (1981) Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib Mineral Petrol* 78:279–297
- Pedrosa–Soares, A.C., Campos.C.P. Noce, C.M., Silva, L.C., Novo, T., 2011. Late neoproterozoic - cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the eastern Brazilian pegmatite province and related mineral resources. Geological Society, London, Special Publications. 350, 25-51.
- Pedrosa–Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda,C., 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* 15 (1) 1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C., Pinto C.P. 2001. The Aracuai-West Congo Orogen in Brazil: Na overview of a confined orogen formed during Gondwana land assembly. *Precambrian Research*, 110(1-4): 307-323.
- Petitgirard, S., Vauchez, A., Egydio-Silva, M., Bruguier, O., Camps, P., Monié, P., Babinski, M., and Mondou, M., 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted orogeny and slow cooling rate? In: Chardon, D., Rey, P., (eds), *Hot Orogens, Special Issue, Tectonophysics*, 477 (3-4), 174 – 196. Hot orogens.
- Pickhardt, C., Dietze, H.J., Becker, J. S. 2005. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry for direct isotope ratio measurements on solid samples *International Journal of Mass Spectrometry* 242 (2005) 273–280.
- Putnis, A., 1995, *Introduction Mineral Sciences*, Cambridge University Press. P. 457.
- Sato, K., Basei, M.A.S., Junior, O.S., Sproesser, W.M., Passarelle, 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*. *Geol.USP Série Científica*, São Paulo, v.8, n.2, p.77-99, outubro 2008.
- Sato, K.; Siga JR, O.; McCreath, I. ; Dunyi, L. ; Iizuka, T. ; Rino, S. ; Hirata, T. ; Sproesser, W. M. ; Basei, M. A. S. 2009. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II and Hf by LA-ICP-MS: An example of dating and evolution of the genetic of zircon from the ITA quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, v. 9, p. p-p.

- Scherer E, Münker C, Mezger K (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science* 293:683–687.
- Silva, J. M. R.; Lima, M. I.C.; Veronese, V. F.; Ribeiro Jr, R. N.; Rocha, R. M.; Siga Jr, O. 1987. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.24 Rio Doce. Rio de Janeiro: IBGE, v.34.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L.A., Fletcher I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections; a zircon-based U/Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Res.*, 136: 203-240.
- Simonetti, A., Heaman, L.M., Hartlaub, R.P., Creaser, R.A., MacHattie, T.G., Bohm, C. 2005. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 20, 677-686.
- Smith PE, Tatsumoto M, Farquhar RM (1987) Zircon Lu-Hf systematics and the evolution of the Archean crust in the southern Superior Province, Canada. *Contrib Mineral Petrol* 97:93–104
- Tauxe, L., 2016 Lectures in Paleomagnetism. Acessado em Agosto de 2016.
<https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/WebBook3ch13.html#x15-15700013.1>
- Tarling, D.H. & Hrouda, F. 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. London, Chapman & Hall, 217p.
- Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Balkena, Rotterdam, 350 p.
- Trompette, R.; Egydio-Silva, M.; Tommasi, A.; Vauchez, A.; Uhlein, A. 1993. Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano - brasileiro e o Papel da Geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências* 23(3):187-193.
- Vauchez, A.; Egydio-Silva, M.; Babinski, M.; Tommasi, A.; Uhlein, A.; Liu, D. 2007. Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, Vol 19, No. 4, 278–286.

- Vieira, V. S. 1997. Geoquímica da suíte Lagoa Preta, MG/ES: exemplo de plutonismo no domínio do arco magmático Rio Doce. 1997. 91 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Vieira, V. S. 2000. Projeto integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil –PLGB, CPRM (mapa geológico – folha Itabirinha de Mantena SE.24-Y-A-V).
- Winkler, A., Alfonsi, L., Floriado, F., Sagnotti, L., Speranza, F., 1997. The magnetic anisotropy of rocks: principles, techniques and geodynamic applications in the Italian peninsula. *Annali di Geofisica*, vol, XL, n-3, 729-740.

Anexos

Dissertação de Mestrado

* ponto não utilizado em função do alto grau de discordância

Tabela 8: Análises de U/Pb em zircão e monazita para amostra MSB 10 Granito Caladão.

20/06/2016 BRUNA MSB 10 - ZIRCÃO - GRANITO SPL 2002, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 7mJ, 32mm, ablation time - 40s.		RATIOS 238/206		1 sigma		207/206		1 sigma		208/206		1 sigma		Pb total comum %		Th ppm		U ppm		Th/U		1 sigma T _{208/206}		1 sigma T _{207/206}		Conc. 208/238 207/235	
MSB-10	19.1	0.6328	0.0164	0.0803	0.0010	0.99	12.4517	0.1486	0.0572	0.0016	0.1988	0.0127	1.80	42	276	408	0.68	0.488	0.006	0.488	0.011	0.487	0.060	100	100		
MSB-10	20	0.6330	0.0134	0.0805	0.0009	0.88	12.4286	0.1447	0.0571	0.0012	0.0495	0.0444	1.95	53	100	595	0.17	0.489	0.006	0.488	0.008	0.484	0.044	100	100		
MSB-10	16.1	0.6217	0.0118	0.0809	0.0009	0.32	12.3613	0.1445	0.0557	0.0009	0.0204	0.0110	0.20	74	71	791	0.09	0.501	0.006	0.481	0.007	0.442	0.036	102	113		
MSB-10	21.1	0.6418	0.0169	0.0809	0.0010	0.96	12.3556	0.1524	0.0575	0.0015	0.0856	0.0439	1.14	33	224	373	0.60	0.502	0.006	0.503	0.011	0.511	0.058	99	98		
MSB-10	4.1	0.6434	0.0129	0.0814	0.0008	0.55	12.2776	0.1244	0.0573	0.0011	0.1955	0.0124	0.08	68	386	660	0.58	0.505	0.005	0.504	0.008	0.503	0.044	100	100		
MSB-10	1.1	0.6456	0.0133	0.0822	0.0008	0.54	12.1679	0.1256	0.0570	0.0012	0.0395	0.0045	0.28	63	93	715	0.13	0.509	0.005	0.506	0.008	0.481	0.045	100	103		
MSB-10	13.1	0.6605	0.0158	0.0828	0.0011	0.62	12.0718	0.1540	0.0568	0.0013	0.0455	0.0064	2.27	41	190	420	0.46	0.513	0.006	0.510	0.010	0.523	0.049	98	98		
MSB-10	8.1	0.6522	0.0159	0.0831	0.0009	0.98	12.0343	0.1323	0.0569	0.0014	0.0478	0.0062	1.00	65	179	611	0.29	0.515	0.005	0.510	0.010	0.489	0.056	100	105		
MSB-10	11	0.6601	0.0165	0.0835	0.0010	0.97	11.9720	0.1372	0.0573	0.0015	0.1539	0.0626	0.29	78	275	838	0.33	0.517	0.006	0.515	0.010	0.504	0.060	100	102		
MSB-10	6.1	0.6565	0.0136	0.0837	0.0009	0.95	11.9404	0.1228	0.0569	0.0011	0.0475	0.0058	1.60	103	178	1109	0.16	0.518	0.005	0.512	0.008	0.486	0.043	101	106		
MSB-10	18.1	0.6625	0.0143	0.0846	0.0010	0.64	11.8259	0.1420	0.0568	0.0011	0.0481	0.0044	2.62	55	194	567	0.34	0.523	0.006	0.516	0.009	0.485	0.044	101	107		
MSB-10	7.1	0.6647	0.0139	0.0851	0.0009	0.85	11.7526	0.1219	0.0567	0.0012	0.0450	0.0116	0.95	63	129	642	0.20	0.526	0.005	0.517	0.008	0.478	0.045	101	110		
MSB-10	10.1	0.6732	0.0157	0.0852	0.0009	0.85	11.7403	0.1272	0.0578	0.0014	0.2728	0.0109	1.87	50	226	482	0.47	0.527	0.005	0.526	0.010	0.523	0.054	100	100		
556.8 ± 3.7																											
MSB-10	14.1	0.7224	0.0245	0.0884	0.0013	0.87	11.3078	0.1685	0.0592	0.0019	0.1455	0.0047	0.13	20	63	165	0.38	0.546	0.008	0.552	0.014	0.576	0.071	98	94		
MSB-10	22.1	0.7255	0.0236	0.0901	0.0012	0.72	11.0940	0.1535	0.0594	0.0019	0.0799	0.0264	0.64	19	16	185	0.08	0.546	0.007	0.554	0.014	0.544	0.072	100	102		
MSB-10	24.1	0.7213	0.0154	0.0909	0.0010	0.99	11.0044	0.1246	0.0576	0.0013	0.1059	0.0436	3.80	59	238	599	0.40	0.561	0.006	0.551	0.009	0.513	0.048	101	109		
MSB-10	12.1	0.7505	0.0353	0.0913	0.0015	0.63	10.9516	0.1857	0.0596	0.0032	0.1686	0.0178	0.31	24	128	221	0.58	0.563	0.009	0.569	0.021	0.589	0.118	99	95		
*																											
MSB-10	17.1	0.6159	0.0319	0.0796	0.0014	0.12	12.5686	0.2137	0.0561	0.0031	0.0767	0.0113	1.31	10	24	103	0.24	0.493	0.008	0.487	0.020	0.458	0.120	101	107		
MSB-10	9.1	0.6820	0.0195	0.0853	0.0011	0.74	11.7272	0.1449	0.0580	0.0017	0.2320	0.0087	1.76	44	318	404	0.79	0.528	0.006	0.528	0.012	0.530	0.069	99	99		
MSB-10	3.1	0.6357	0.0156	0.0795	0.0009	0.78	13.0660	0.1599	0.0602	0.0014	0.4489	0.0249	0.00	40	5	463	0.01	0.475	0.006	0.500	0.009	0.612	0.052	95	77		
MSB-10	15.1	0.6044	0.0125	0.0775	0.0009	0.80	12.9075	0.1570	0.0566	0.0010	0.0360	0.0056	1.36	91	72	986	0.07	0.481	0.006	0.480	0.008	0.475	0.041	100	101		
MSB-10	23.1	0.5464	0.0161	0.0770	0.0009	1.00	14.2875	0.1897	0.0566	0.0017	0.1835	0.0167	3.95	18	203	68	2.96	0.436	0.006	0.443	0.011	0.477	0.066	98	91		
**																											
MSB-10	5.1	0.7028	0.0132	0.0878	0.0008	0.95	11.3893	0.1096	0.0580	0.0012	0.1907	0.0172	9.05	83	688	827	0.83	0.543	0.005	0.540	0.008	0.531	0.043	100	102		
MSB-10	2.1	0.6426	0.0136	0.0814	0.0009	0.90	12.2875	0.1293	0.0573	0.0012	0.1146	0.0055	0.00	56	-345	691	-0.50	0.504	0.005	0.504	0.008	0.502	0.046	100	100		
458 ± 5.6 Ma																											
MSB-10	11.1	0.5479	0.0140	0.0709	0.0038	0.13	14.1036	0.2437	0.0583	0.0018	12.0306	0.2466	0.01	3874	166711	4188	39.81	0.501	0.009	0.508	0.014	0.541	0.069	98	92		
MSB-10	6.1	0.4381	0.0158	0.0713	0.0050	0.68	14.0166	0.1935	0.0445	0.0158	46.4697	2.9325	0.34	997	47818	350	136.58	0.444	0.030	0.369	0.099	0.000	0.401	120	43469034		
MSB-10	18.1	0.4935	0.0783	0.0719	0.0025	0.32	13.9006	0.1782	0.0498	0.0032	81.574	563	144.96	0.448	0.015	0.407	0.053	0.183	0.015	0.407	0.053	0.183	0.273	109	244		
MSB-10	19.1	0.5332	0.0782	0.0720	0.0025	0.46	13.8922	0.1809	0.0537	0.0094	38.5473	2.4835	0.18	1341	71576	532	134.68	0.448	0.015	0.434	0.052	0.359	0.337	103	124		
MSB-10	3.1	0.5876	0.0689	0.0725	0.0038	0.24	13.7972	0.2788	0.0588	0.0093	44.9939	2.2841	0.05	1571	78982	538	146.83	0.451	0.023	0.469	0.061	0.360	0.335	96	80		
MSB-10	22.1	0.5668	0.0729	0.0724	0.0023	0.36	13.8067	0.4415	0.0558	0.0077	47.0577	1.7269	0.04	1867	99655	646	154.29	0.451	0.014	0.456	0.047	0.482	0.277	98	93		
MSB-10	10.1	0.5701	0.0161	0.0740	0.0039	0.25	13.5163	0.1790	0.0559	0.0101	47.6610	2.0576	0.03	1358	64485	485	130.40	0.460	0.024	0.458	0.067	0.448	0.369	100	102		
MSB-10	16.1	0.6148	0.0732	0.0752	0.0023	0.57	13.2944	0.4142	0.0593	0.0076	36.5416	2.0994	0.17	1673	90644	755	120.09	0.468	0.014	0.487	0.048	0.577	0.282	96	80		
MSB-10	5.1	0.5781	0.0178	0.0755	0.0040	0.38	13.2472	0.7059	0.0555	0.0106	36.4726	1.6019	0.13	960	46188	441	104.71	0.469	0.024	0.463	0.070	0.434	0.360	101	108		
MSB-10	13.1	0.5886	0.1018	0.0757	0.0039	0.49	13.2057	0.6824	0.0545	0.0103	40.8540	1.7102	0.24	1321	63344	525	120.60	0.471	0.023	0.458	0.067	0.394	0.357	102	119		
MSB-10	4.1	0.5474	0.1351	0.0770	0.0046	0.20	12.9816	0.7819	0.0515	0.0144	44.5989	2.8358	0.19	1014	50002	378	132.86	0.478	0.028	0.443	0.088	0.365	0.439	107	180		
MSB-10	12.1	0.5423	0.1249	0.0780	0.0044	0.18	12.8243	0.7188	0.0504	0.0127	39.0766	2.1403	0.06	895	43111	376	113.97	0.484	0.026	0.440	0.085	0.215	0.348	110	224		
511.6 ± 2.9 Ma																											
MSB-10	26.1	0.6491	0.0227	0.0808	0.0016	0.30	12.3902	0.2437	0.0583	0.0018	12.0306	0.2466	0.01	3874	166711	4188	39.81	0.501	0.009	0.508	0.014	0.541	0.069	98	92		
MSB-10	2.1	0.6442	0.0360	0.0810	0.0028	0.33	12.3391	0.4281	0.0576	0.0024	16.3308	1.1991	0.02	4441	205174	3795	54.06	0.502	0.017	0.505	0.022	0.516	0.090	99	97		
MSB-10	1.1	0.6370	0.0364	0.0812	0.0028	0.74	12.3160	0.4287	0.0569	0.0024	14.8288	1.0960	0.00	3236	143372	3752	38.22	0.503	0.017	0.500	0.022	0.488	0.093	100	103		
MSB-10	24.1	0.6506	0.0226	0.0814	0.0016	0.29	12.2817	0.2288	0.0580	0.0018	11.9326	1.041	0.03	4253	192159	4766	40.32	0.506	0.009	0.509	0.014	0.528	0.071	99	95		
MSB-10	20.1	0.6482	0.0188	0.0819	0.0015	0.81	12.2156	0.2264	0.0575	0.0015	7.0201	0.0449	0.02	4796	205036	8535	24.02	0.507	0.009	0.507	0.012	0.508	0.056	99	99		
MSB-10	7.1	0.6344	0.0360	0.0819	0.0028	0.30	12.2048	0.4159	0.0562	0.0024	12.7446	0.0925	0.03	3727	157106	4083	38.47	0.508	0.017	0.499	0.022	0.458	0.092	101	110		
MSB-10	23.1	0.6639	0.0221	0.0819	0.0016	0.57	12.2048	0.2342	0.0588	0.0024	17.6349	0.7156	0.02	6041	287384	4733	60.71	0.508	0.009	0.517	0.014	0.559	0.070	98	90		
MSB-10	8.1	0.6553	0.0359	0.0822	0.0028	0.57	12.1651	0.4134	0.0578	0.0023	4.9118	0.2138	0.06	1345	49182	3641	13.51	0.509	0.017	0.512	0.022	0.5					

Dissertação de Mestrado

B.C. Xavier *Dissertação de Mestrado*

Tabela 10: Análises de U/Pb em zircão para amostras MSB 36 e MSB 44 Granito Caladão.

19/09/2015 H 18 BRUNA M331 MSB 36 GRANITO CALADÃO SPL 1293.6Hz, 6mJ, 32um	SPOT	509.5 ± 3.6 Ma										Conc. 206/238 207/206							
		207/235 1sigma	206/238 1sigma	1sigma	coef. corr	RATIOS 238/206 1sigma	207/206 1sigma	208/206 1sigma	1sigma	Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	1 sigma 207/206	1 sigma 206/238	AGES 1 sigma 207/206	1 sigma	
MSB 36	7,1	0.665	0.0704	0.08	0.0019	0.44	12.5066	0.2982	0.0603	0.0068	0.2603	0.0214	0.0214	0.642	0.496	0.011	0.615	0.259	80
MSB 36	21,1	0.6322	0.0228	0.08	0.0009	0.69	12.4923	0.1352	0.0573	0.0021	0.2512	0.0072	0.0072	1.093	0.496	0.005	0.502	0.084	98
MSB 36	25,1	0.6258	0.026	0.0799	0.0009	0.39	12.5122	0.1446	0.0568	0.0025	0.1136	0.0143	0.0143	0.32	0.496	0.006	0.483	0.099	102
MSB 36	14,1	0.6507	0.0499	0.0802	0.0014	0.12	12.469	0.2156	0.0588	0.0049	0.2417	0.0183	0.0183	0.662	0.497	0.008	0.561	0.193	88
MSB 36	19,1	0.6291	0.0469	0.0803	0.0013	0.33	12.4606	0.2043	0.0569	0.0047	0.1711	0.0147	0.0147	0.463	0.498	0.008	0.486	0.17	102
MSB 36	22,1	0.6379	0.0221	0.0808	0.0008	0.81	12.3698	0.1295	0.0572	0.0021	0.2217	0.0067	0.0067	0.562	0.501	0.005	0.5	0.081	100
MSB 36	15,1	0.6438	0.0305	0.081	0.001	0.64	12.3494	0.1946	0.0572	0.0029	0.2192	0.0035	0.0035	0.619	0.502	0.006	0.516	0.112	97
MSB 36	23,1	0.6335	0.019	0.081	0.0008	0.26	12.3456	0.1199	0.0567	0.0018	0.1968	0.008	0.008	0.452	0.502	0.005	0.481	0.069	104
MSB 36	5,1	0.6576	0.0479	0.0812	0.0014	0.31	12.3203	0.218	0.0588	0.0046	0.336	0.0176	0.0176	0.889	0.503	0.009	0.558	0.172	90
MSB 36	11,1	0.6444	0.021	0.0815	0.0009	0.41	12.308	0.1356	0.0567	0.0019	0.2234	0.0202	0.0202	0.459	0.504	0.005	0.478	0.07	105
MSB 36	20,1	0.6414	0.0381	0.0815	0.0012	0.14	12.2687	0.1732	0.0571	0.0037	0.1793	0.0127	0.0127	0.469	0.505	0.007	0.494	0.135	102
MSB 36	1,1	0.6508	0.0448	0.0816	0.0014	0.64	12.2491	0.2081	0.0578	0.0042	0.3349	0.0036	0.0036	1.069	0.506	0.008	0.523	0.157	96
MSB 36	16,1	0.6526	0.0803	0.0822	0.002	0.04	12.1619	0.2957	0.0576	0.0078	0.1857	0.0204	0.0204	0.464	0.509	0.012	0.513	0.273	99
MSB 36	9,1	0.6437	0.0233	0.0823	0.001	0.01	12.1478	0.1408	0.0567	0.0021	0.1774	0.0129	0.0129	0.368	0.51	0.006	0.48	0.082	106
MSB 36	13,1	0.6494	0.0137	0.0824	0.0008	0.69	12.1355	0.1123	0.0572	0.0011	0.092	0.0027	0.0027	0.365	0.51	0.005	0.497	0.043	102
MSB 36	2,1	0.665	0.0245	0.083	0.001	0.77	12.0427	0.1429	0.0581	0.0021	0.276	0.0155	0.0155	0.78	0.514	0.006	0.533	0.08	96
MSB 36	8,1	0.66	0.0293	0.0835	0.0011	0.5	11.9782	0.1553	0.0573	0.0027	0.2182	0.0174	0.0174	0.592	0.517	0.006	0.505	0.109	102
MSB 36	6,1	0.6615	0.025	0.0839	0.001	0.78	11.9241	0.1429	0.0572	0.0022	0.2279	0.0078	0.0078	0.604	0.519	0.006	0.499	0.086	103
MSB 36	12,1	0.6706	0.0511	0.0847	0.0015	0.53	11.8023	0.2101	0.0574	0.0048	0.3952	0.0229	0.0229	1.032	0.524	0.009	0.507	0.154	103
MSB 36	3,1	0.6796	0.0247	0.0852	0.001	0.99	11.7398	0.1368	0.0579	0.0022	0.2417	0.0973	0.0973	0.959	0.527	0.006	0.524	0.085	100
MSB 36	10,1	0.6719	0.0396	0.0858	0.0013	0.29	11.6591	0.1786	0.0568	0.0037	0.2315	0.0117	0.0117	0.643	0.53	0.008	0.484	0.145	109
MSB 36	26,1	0.7029	0.032	0.0867	0.0011	0.56	11.5311	0.1409	0.0588	0.0029	0.2082	0.011	0.011	0.526	0.536	0.006	0.559	0.108	95
MSB 36	17,1	0.6293	0.0299	0.0796	0.001	0.62	12.5599	0.1953	0.0573	0.0029	0.2676	0.0107	0.0107	0.721	0.494	0.006	0.504	0.109	97
MSB 36	4,1	0.6282	0.0162	0.0797	0.0008	0.72	12.547	0.1257	0.0572	0.0014	0.1604	0.0061	0.0061	0.519	0.494	0.006	0.498	0.055	99
MSB 36	18,1	0.6353	0.0167	0.0796	0.0007	0.26	12.5577	0.1161	0.0579	0.0016	0.1746	0.0054	0.0054	0.448	0.494	0.004	0.525	0.061	94
MSB 36	24,1	0.6236	0.0669	0.0816	0.0017	0.56	12.2608	0.2573	0.0554	0.0066	0.2649	0.0281	0.0281	0.679	0.505	0.01	0.43	0.237	117
MSB 36	24,1	0.6236	0.0669	0.0816	0.0017	0.56	12.2608	0.2573	0.0554	0.0066	0.2649	0.0281	0.0281	0.679	0.505	0.01	0.43	0.237	117
 
MSB 36	24,1	0.6236	0.0669	0.0816	0.0017	0.56	12.2608	0.2573	0.0554	0.0066	0.2649	0.0281	0.0281	0.679	0.505	0.01	0.43	0.237	11

Dissertação de Mestrado

06/06/2016 MSEB-IO - BRUNNA MSB-01 - CHARNOKITO SPL 2089, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 7mJ, 32mm, ablation time = 40s.		RATIOS										AGES										Conc. 206/238 207/235			
		207/235 1sigma 206/238 1 sigma coef. corr 239/206 1 sigma 207/206 1 sigma 208/206 1 sigma										$T_{206/238}$ 1 sigma $T_{207/235}$ 1 sigma $T_{207/206}$ 1 sigma													
SPOT		Pb total ppm Pb rad ppm Th ppm U ppm Th/U										1 sigma $T_{206/238}$ 1 sigma $T_{207/235}$ 1 sigma $T_{207/206}$ 1 sigma										Conc. 206/238 207/235			
MSEB-IO - BRUNNA MSB-01 - CHARNOKITO - M 496 SPL 2091, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 7mJ, 32mm, ablation time = 40s.		RATIOS										AGES										Conc. 206/238 207/235			
SPOT		207/235 1sigma 206/238 1 sigma coef. corr 239/206 1 sigma 207/206 1 sigma 208/206 1 sigma										$T_{206/238}$ 1 sigma $T_{207/235}$ 1 sigma $T_{207/206}$ 1 sigma													
MSB 09 12.1		0.5871	0.0361	0.0792	0.0016	0.58	12.6205	0.2486	0.0637	0.0035	0.2005	0.0188	3.51	9	61	89	0.68	0.492	0.009	0.469	0.023	0.360	0.139	104	136
MSB 09 9.1		0.6358	0.0184	0.0797	0.0010	0.31	12.5248	0.1633	0.0578	0.0016	0.1457	0.0039	0.50	30	134	288	0.45	0.495	0.006	0.500	0.011	0.520	0.103	99	95
MSB 09 24.1		0.6363	0.0271	0.0798	0.0012	0.28	12.5425	0.1913	0.0579	0.0027	0.0849	0.0077	0.50	15	46	156	0.29	0.495	0.007	0.500	0.017	0.525	0.101	98	94
MSB 09 6.1		0.6526	0.0406	0.0799	0.0017	0.01	12.5138	0.2619	0.0592	0.0041	0.1756	0.0177	3.34	8	52	81	0.64	0.496	0.010	0.510	0.025	0.575	0.150	97	86
MSB 09 7.1		0.6090	0.0289	0.0802	0.0014	0.62	12.4763	0.2104	0.0551	0.0027	0.2227	0.0185	1.27	12	94	115	0.81	0.497	0.008	0.483	0.018	0.471	0.109	102	119
MSB 09 20.1		0.6597	0.0358	0.0803	0.0015	0.27	12.4467	0.2275	0.0595	0.0036	0.1969	0.0589	5.63	10	64	96	0.67	0.498	0.009	0.514	0.022	0.587	0.135	96	84
MSB 09 21.1		0.6451	0.0273	0.0804	0.0012	0.01	12.4431	0.1900	0.0582	0.0026	0.1680	0.0138	0.34	22	132	211	0.63	0.498	0.007	0.505	0.017	0.538	0.099	98	92
MSB 09 10.1		0.6291	0.0292	0.0805	0.0014	0.37	12.4156	0.2088	0.0567	0.0028	0.2245	0.0247	0.89	14	104	127	0.82	0.499	0.008	0.496	0.018	0.478	0.115	100	104
MSB 09 14.1		0.6335	0.0271	0.0806	0.0012	0.65	12.4093	0.1892	0.0570	0.0026	0.1691	0.0100	2.27	17	122	159	0.77	0.500	0.007	0.498	0.017	0.492	0.105	100	101
MSB 09 17.1		0.6376	0.0287	0.0806	0.0013	0.44	12.4046	0.1960	0.0574	0.0028	0.2051	0.0091	0.39	18	104	167	0.62	0.500	0.008	0.501	0.018	0.506	0.106	99	98
MSB 09 11.1		0.6902	0.0538	0.0807	0.0021	0.54	12.3855	0.1619	0.0620	0.0054	0.2288	0.0232	3.17	6	43	60	0.71	0.501	0.012	0.533	0.033	0.674	0.202	93	74
MSB 09 4.1		0.6523	0.0255	0.0813	0.0013	0.01	12.2929	0.1912	0.0582	0.0023	0.1685	0.0130	0.00	20	110	183	0.57	0.504	0.008	0.510	0.016	0.536	0.085	98	94
MSB 09 4.1		0.6441	0.0185	0.0814	0.0011	0.61	12.2874	0.1598	0.0574	0.0016	0.1270	0.0093	0.19	32	125	328	0.38	0.504	0.006	0.505	0.011	0.507	0.058	99	99
MSB 09 5.1		0.6663	0.0238	0.0822	0.0012	0.48	12.1659	0.1805	0.0588	0.0021	0.1074	0.0064	0.64	17	67	175	0.38	0.509	0.007	0.518	0.015	0.559	0.082	98	91
MSB 09 13.1		0.6466	0.0262	0.0828	0.0012	0.91	12.0779	0.1798	0.0566	0.0024	0.1225	0.0059	4.04	22	116	213	0.54	0.513	0.007	0.506	0.016	0.474	0.089	101	108
MSB 09 3.1		0.6548	0.0239	0.0834	0.0011	0.84	11.9910	0.1618	0.0569	0.0018	0.1826	0.0069	1.22	27	161	245	0.66	0.516	0.007	0.511	0.013	0.490	0.067	100	105
MSB 09 23.1		0.6459	0.0380	0.0833	0.0016	0.83	11.9978	0.2252	0.0562	0.0037	0.1123	0.0323	5.14	16	121	146	0.83	0.516	0.009	0.506	0.023	0.460	0.144	102	112
MSB 09 2.1		0.7019	0.0481	0.0885	0.0019	0.72	11.2987	0.2485	0.0575	0.0045	0.3183	0.0375	0.43	11	104	90	1.16	0.547	0.012	0.540	0.029	0.512	0.167	101	106
MSB 09 19.1		0.6024	0.0689	0.0760	0.0024	0.17	13.1573	0.1465	0.0575	0.0076	0.2706	0.0460	3.38	6	55	61	0.89	0.472	0.014	0.479	0.043	0.510	0.271	98	92
MSB 09 16.1		0.6735	0.0689	0.0780	0.0024	0.26	12.8137	0.3939	0.0626	0.0074	0.1970	0.0204	1.40	5	32	50	0.64	0.484	0.014	0.523	0.042	0.694	0.257	92	69
MSB 09 22.1		0.6089	0.0843	0.0784	0.0028	0.27	12.7613	0.4576	0.0564	0.0091	0.2258	0.0633	3.49	4	25	34	0.75	0.486	0.017	0.483	0.051	0.466	0.300	100	104
MSB 09 8.1		0.6047	0.0284	0.0785	0.0013	0.65	12.7393	0.2190	0.0559	0.0028	0.1848	0.0128	0.00	13	84	130	0.64	0.487	0.008	0.480	0.018	0.447	0.116	101	108
MSB 09 15.1		0.6534	0.0889	0.0785	0.0030	0.14	12.7369	0.4810	0.0613	0.0098	0.1533	0.0307	3.56	4	26	42	0.63	0.487	0.018	0.517	0.054	0.649	0.318	94	75
MSB 09 48.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.0035	0.2095	0.0307	0.24	24	125	245	0.55	0.493	0.009	0.503	0.021	0.473	0.107	101	106
MSB 09 18.1		0.6407	0.0293	0.0788	0.0012	0.92	12.6292	0.1753	0.0573	0.00															

Tabela 12: Análises U/Pb em zircão nas amostras MSB 33 e MSB 47 Charnockito Padre Paraíso.

16/09/2016 H 18 BRUNA M331 MSB 33 CHARNOKITO SPL 1294.6Hz 6mJ 32um	SPOT	RATIOS					576.0 ± 2.2 Ma					573.0 ± 5.1 Ma								
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Conc. 206/238 207/206					
MSB 33	3,1	0,7803	0,0294	0,0954	0,002	0,45	10,4842	0,2158	0,0593	0,0018	0,0057	0,0465	0,0018	0,0593	0,0012	0,587	0,012	0,579	0,066	101
MSB 33	4,1	0,7761	0,027	0,0955	0,0019	0,89	10,47	0,2097	0,0589	0,0016	0,0571	0,0236	0,0016	0,0571	0,0236	0,0571	0,0236	0,0571	0,066	104
MSB 33	5,1	0,7624	0,0295	0,0955	0,002	0,95	10,473	0,2206	0,0579	0,0017	0,0663	0,0266	0,0017	0,0663	0,0266	0,0579	0,012	0,526	0,065	111
MSB 33	6,1	0,7719	0,0316	0,0944	0,002	0,72	10,596	0,2269	0,0593	0,002	0,0534	0,0176	0,002	0,0534	0,0176	0,0581	0,012	0,579	0,075	100
MSB 33	7,1	0,7756	0,0254	0,0952	0,0018	0,63	10,503	0,2032	0,0591	0,0014	0,0398	0,07	0,0014	0,0398	0,07	0,586	0,011	0,570	0,053	102
MSB 33	8,1	0,7763	0,0294	0,0943	0,002	0,39	10,6095	0,2214	0,0591	0,0018	0,0385	0,0896	0,0018	0,0385	0,0896	0,581	0,012	0,594	0,066	97
MSB 33	9,1	0,7851	0,02	0,0963	0,0017	0,66	10,388	0,1845	0,0591	0,0009	0,0181	0,001	0,007	0,0181	0,001	0,592	0,010	0,573	0,033	103
MSB 33	11,1	0,8003	0,0283	0,0967	0,0019	0,97	10,3449	0,2085	0,06	0,0016	0,0341	0,0238	0,0016	0,0341	0,0238	0,595	0,011	0,605	0,058	98
MSB 33	13,1	0,7702	0,0383	0,0936	0,0022	0,45	10,6781	0,2557	0,0596	0,0022	0,1662	0,0103	0,0022	0,1662	0,0103	0,577	0,013	0,591	0,101	97
MSB 33	14,1	0,7715	0,0224	0,0944	0,0018	0,65	10,5943	0,2021	0,0593	0,0017	0,0475	0,0158	0,0017	0,0475	0,0158	0,581	0,011	0,577	0,065	100
MSB 33	15,1	0,7686	0,0216	0,0942	0,0018	0,61	10,6176	0,1999	0,0592	0,0016	0,0551	0,0083	0,0016	0,0551	0,0083	0,580	0,010	0,574	0,058	101
MSB 33	16,1	0,7616	0,0175	0,0935	0,0015	0,87	10,696	0,1704	0,0591	0,0011	0,0557	0,0396	0,0011	0,0557	0,0396	0,576	0,009	0,570	0,039	101
MSB 33	17,1	0,7719	0,0255	0,0924	0,002	0,13	10,8218	0,2365	0,0606	0,0021	0,3436	0,0496	0,0021	0,3436	0,0496	0,570	0,012	0,624	0,077	91
MSB 33	18,1	0,7515	0,0176	0,0914	0,0015	0,97	10,9459	0,1763	0,0597	0,0012	0,0269	0,005	0,0012	0,0269	0,005	0,564	0,009	0,591	0,044	95
MSB 33	19,1	0,7518	0,0175	0,0919	0,0015	0,24	10,8829	0,1748	0,0593	0,0012	0,0312	0,0036	0,0012	0,0312	0,0036	0,567	0,009	0,580	0,043	97
MSB 33	20,1	0,7378	0,0194	0,0909	0,0016	0,43	10,9988	0,1941	0,0589	0,0014	0,0527	0,006	0,0014	0,0527	0,006	0,561	0,009	0,562	0,051	99
MSB 33	21,1	0,8227	0,0185	0,0955	0,0015	0,57	10,4766	0,1659	0,0626	0,0012	0,0389	0,0077	0,0012	0,0389	0,0077	0,588	0,009	0,694	0,040	84
MSB 33	22,1	0,766	0,0226	0,0926	0,0019	0,37	10,7986	0,2194	0,06	0,0018	0,0186	0,0176	0,0018	0,0186	0,0176	0,571	0,011	0,603	0,071	94
MSB 33	23,1	0,7227	0,0227	0,09	0,0018	0,55	11,1135	0,2264	0,0592	0,0018	0,0529	0,0109	0,0018	0,0529	0,0109	0,555	0,011	0,539	0,067	103
MSB 33	24,1	0,7422	0,0162	0,0908	0,0014	0,98	11,0078	0,1683	0,0593	0,0011	0,023	0,0121	0,0011	0,023	0,0121	0,561	0,008	0,576	0,041	97
MSB 33	25,1	0,7541	0,0174	0,0906	0,0015	0,59	11,0431	0,1792	0,0604	0,0012	0,0303	0,0122	0,0012	0,0303	0,0122	0,559	0,009	0,618	0,042	90
MSB 33	26,1	0,7495	0,0248	0,0928	0,002	0,64	10,7803	0,2306	0,0586	0,0019	0,1257	0,0479	0,0019	0,1257	0,0479	0,572	0,012	0,552	0,067	103
MSB 33	1,1	1,5753	0,0454	0,1597	0,003	1	6,2615	0,1161	0,0715	0,0015	0,155	0,0456	0,0015	0,155	0,0456	0,995	0,017	0,973	0,042	98
MSB 33	2,1	0,8884	0,0318	0,1062	0,0022	0,54	9,4144	0,1979	0,0607	0,0016	0,167	0,039	0,0016	0,167	0,039	0,627	0,013	0,627	0,061	103
MSB 33	10,1	5,1396	0,1182	0,3043	0,0054	0,99	3,2862	0,6578	0,1225	0,0015	1,992	0,0339	0,0015	1,992	0,0339	1,713	0,026	1,993	0,022	85
MSB 33	12,1	0,6936	0,0169	0,0869	0,0015	0,77	11,5028	0,2031	0,0579	0,0008	0,0007	0,0007	0,0008	0,0007	0,0007	0,537	0,009	0,524	0,030	102
H18 BRUNA M331 MSB 47 - CHARNOKITO SPL 1294.6Hz 6mJ 32um		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	Pb total comum % <td>Pb rad ppm</td> <td>Th ppm</td> <td>U ppm</td> <td>Th/U</td> <td>Conc. 206/238 207/206</td>	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Conc. 206/238 207/206					
MSB 47	1,1	0,738	0,0164	0,0914	0,0013	0,49	10,9443	0,1594	0,0586	0,0018	0,0392	0,0069	0,0018	0,0392	0,0069	0,564	0,008	0,552	0,067	102
MSB 47	4,1	0,8065	0,0193	0,0989	0,0014	0,80	10,1072	0,1432	0,0591	0,0017	0,0383	0,0046	0,0017	0,0383	0,0046	0,608	0,008	0,571	0,064	106
MSB 47	5,1	0,7468	0,0195	0,0905	0,0012	0,50	11,0463	0,1405	0,0598	0,0015	0,035	0,0049	0,0015	0,035	0,0049	0,559	0,007	0,597	0,054	93
MSB 47	6,1	0,7565	0,0188	0,0914	0,0013	0,73	10,9372	0,1610	0,0600	0,0019	0,0567	0,007	0,0019	0,0567	0,007	0,564	0,008	0,604	0,068	93
MSB 47	7,1	0,7584	0,0178	0,0926	0,0013	0,82	10,8013	0,1478	0,0594	0,0017	0,069	0,0274	0,0017	0,069	0,0274	0,571	0,007	0,582	0,062	98
MSB 47	8,1	0,7511	0,0195	0,0906	0,0014	0,69	11,0400	0,1652	0,0601	0,0020	0,0554	0,0112	0,0020	0,0554	0,0112	0,569	0,008	0,609	0,071	91
MSB 47	9,1	0,7502	0,0207	0,0909	0,0014	0,43	11,0064	0,1739	0,0599	0,0021	0,155	0,0522	0,0021	0,155	0,0522	0,561	0,008	0,599	0,075	93
MSB 47	10,1	0,7634	0,0186	0,0929	0,0013	0,99	10,7684	0,1545	0,0596	0,0018	0,0506	0,0068	0,0018	0,0506	0,0068	0,572	0,008	0,590	0,065	97
MSB 47	11,1	0,7348	0,0172	0,0915	0,0013	0,49	10,9287	0,1508	0,0582	0,0017	0,0461	0,0088	0,0017	0,0461	0,0088	0,564	0,007	0,539	0,061	104
MSB 47	12,1	0,7473	0,0174	0,093	0,0013	0,16	10,7581	0,1480	0,0583	0,0017	0,0499	0,0135	0,0017	0,0499	0,0135	0,573	0,008	0,541	0,063	105
MSB 47	13,1	0,7399	0,0175	0,0916	0,0013	0,18	10,9209	0,1529	0,0586	0,0017	0,136	0,0167	0,0017	0,136	0,0167	0,565	0,008	0,552	0,063	102
MSB 47	15,1	0,8227	0,0333	0,0997	0,0025	0,27	10,0320	0,2548	0,0599	0,0019	0,0874	0,0064	0,0019	0,0874	0,0064	0,613	0,015	0,598	0,069	102
MSB 47	16,1	0,7742	0,0313	0,0931	0,0024	0,25	10,7430	0,2779	0,0603	0,0017	0,0583	0,0117	0,0017	0,0583	0,0117	0,574	0,014	0,615	0,063	93
MSB 47	17,1	0,7739	0,0304	0,0947	0,0024	0,06	10,5557	0,2687	0,0592	0,0017	0,1071	0,0152	0,0017	0,1071	0,0152	0,583	0,014	0,576	0,061	101
MSB 47	18,1	0,7667	0,0288	0,0929	0,0023	0,97	10,7611	0,2643	0,0598	0,0016	0,0306	0,0079	0,0016	0,0306	0,0079	0,573	0,013	0,598	0,057	95
MSB 47	20,1	0,7818	0,0239	0,0953	0,0022	0,99	10,4914	0,2413	0,0595	0,0011	0,1266	0,0867	0,0011	0,1266	0,0867	0,587	0,013	0,585	0,038	100
MSB 47	21,1	0,7759	0,0285	0,094	0,0023	0,93	10,6411	0,2611	0,0599	0,0014	0,065	0,0165	0,0014	0,065	0,0165	0,579	0,014	0,599	0,052	96
MSB 47	22,1	0,7939	0,0322	0,0985	0,0025	0,46	10,1550	0,2558	0,0585	0,0018	0,0563	0,0083	0,0018	0,0563	0,0083	0,605	0,015	0,548	0,066	110
MSB 47	25,1	0,7614	0,0273	0,0939	0,0023	0,73	10,6491	0,2606	0,0586	0,0014	0,0393	0,0053	0,0014	0,0393	0,0053	0,579	0,014	0,560	0,050	103
MSB 47	23,1	0,5103	0,0151	0,0603	0,0015	0,99	16,5703	0,3988	0,0613	0,0008	0,0157	0,0026	0,0008	0,0157	0,0026	0,378	0,009	0,651	0,030	58
MSB 47	14,1	0,5547	0,0151	0,0678	0,0015	0,83	14,7393	0,3257	0,0593	0,0009	0,032	0,0299	0,0009	0,032	0,0299	0,423	0,009	0,578	0,034	73
MSB 47	3,1	0,5502	0,0149	0,0678	0,0011	0,87	14,7418	0,2324	0,0588	0,0020	0,0416	0,0045	0,0020	0,0416	0,0045	0,423	0,006	0,561	0,073	75
MSB 47	24,1	0,5567	0,0145	0,0689	0,0015	0,99	14,3000	0,3019	0,0577	0,0008	0,0034	0,0034	0,0008	0,0034	0,0034	0,436	0,009	0,520	0,031	83
MSB 47	19,2	0,646	0,03	0,0808	0,0022	0,28	12,3749	0,3302	0,0580	0,0022	0,32	0,0058	0,0022	0,32	0,0058	0,501	0,013	0,529	0,078	94
MSB 47	2,1	0,7259	0,0164	0,0832	0,0012	0,65	12,0125	0,1671	0,0632	0,0016	0,07	0,0278	0,0016	0,07	0,0278	0,515	0,007	0,716	0,057	71
MSB 47	19,1	0,6253	0,0387	0,0817	0,0024	0,06	12,2420	0,3642	0,0555	0,0031	0,2753	0,025	0,0031	0,2753	0,025	0,506	0,014	0,433	0,121	