UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE DIQUES INTRUSIVOS EM GRANITOIDES DA SUÍTE LAGOA DOURADA – CINTURÃO MINEIRO, MG

Stéphany Rodrigues Lopes

Ouro Preto, abril de 2020

PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE DIQUES INTRUSIVOS EM GRANITOIDES DA SUÍTE LAGOA DOURADA – CINTURÃO MINEIRO, MG

FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Profª. Dra. Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Prof. Dr. Sérgio Francisco de Aquino

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

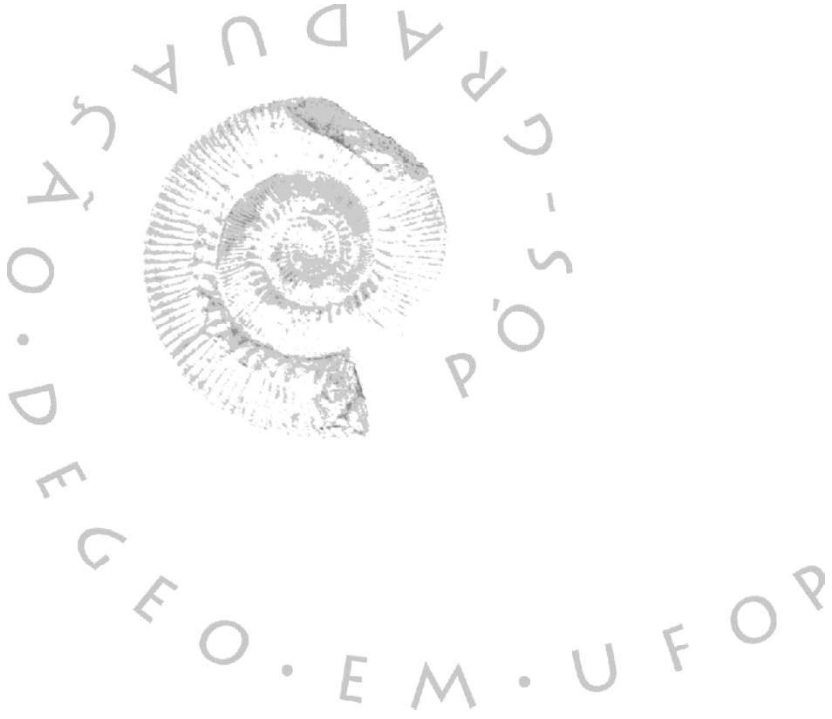
Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Me. Edson Tazava



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 79

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº - 413

PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DE DIQUES INTRUSIVOS EM GRANITOIDES DA SUÍTE LAGOA DOURADA – CINTURÃO MINEIRO, MG

Stéphany Rodrigues Lopes

Orientador

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

Co-orientadora

Profª. Drª. Cristiane Paula de Castro Gonçalves

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciência Naturais, Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais.

OURO PRETO

2020

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

L864p Lopes, Stephany Rodrigues .
Petrografia e geocronologia de diques intrusivos em granitóides da Suíte Lagoa Dourada – Cinturão Mineiro, MG. [manuscrito] / Stephany Rodrigues Lopes. - 2020.
85 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves.
Coorientadora: Profa. Dra. Cristiane Paula de Castro Gonçalves.
Dissertação (Mestrado Acadêmico). Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.
Área de Concentração: Tectônica, Petrogênese e Recursos Minerais - Tprm.

1. Petrologia. 2. Geocronologia - Sideriano. 3. Diques (Geologia). I. Gonçalves, Leonardo Eustáquio da Silva. II. Gonçalves, Cristiane Paula de Castro. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 552.321

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

FOLHA DE APROVAÇÃO

Stéphany Rodrigues Lopes

Petrografia e Geocronologia de Diques Intrusivos em Granitoides da Suíte Lagoa Dourada - Cinturão Mineiro, MG

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências Naturais

Aprovada em 27 de Abril de 2020

Membros da banca

Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves - Orientador - Universidade Federal de Ouro Preto
Dra. Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt - Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Dr. André Danderfer Filho - Universidade Federal de Ouro Preto

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito no Repositório Institucional da UFOP em 29/06/2020

Documento assinado eletronicamente por **Leonardo Eustaquio da Silva Goncalves**, **PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 01/10/2021, às 09:47, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015.

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0 , informando o código verificador **0227706** e o código CRC **4E5F5B86**.

R. Diogo de Vasconcelos, 122, - Bairro Pilar Ouro Preto/MG, CEP 35400-000
Telefone: 3135591600 - www.ufop.br

DEDICATÓRIA

Aos meus amados pais e irmã.

Agradecimentos

Aos meus pais, Silésia e Geraldo, que nunca mediram esforços e sacrifícios para me apoiar em todos os meus sonhos. A Stela, a melhor irmã do mundo, por sempre ter as palavras certas nos momentos de incertezas e desânimo, você é o meu porto seguro! Amo vocês!

Ao Thomás pelo amor, apoio, paciência, risadas e ajuda imprescindível para que este trabalho fosse realizado. Obrigada por dividir essa jornada comigo!

Ao meu cunhado Felipe pelas caronas e por sempre deixar as coisas mais leves.

Ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia – UFOP, pela estrutura e apoio oferecidos, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de estudos.

Aos professores Léo e Cris pela orientação, dedicação, paciência e todo conhecimento compartilhado durante a realização deste trabalho. Muito obrigada!!

Ao prof. Seixas pela oportunidade e contribuições para a realização deste projeto.

Ao Guilherme, Gustavo, Syro e Wilker pela disponibilidade, companhia e dedicação nos trabalhos de campo. Ao Núcleo de Estudos Microtectônicos - UFOP por todo o aprendizado e crescimento.

Ao pessoal dos laboratórios de Laminação, LMic, Lopag e Laboratório de geocronologia. Marco, Ana, Geraldo e Débora, muito obrigada pela disposição e conversas sempre proveitosas.

Enfim, a todos aqueles que de alguma forma contribuíram direta ou indiretamente para o desenvolvimento deste trabalho, muito obrigada!

Sumário

LISTA DE ILUSTRAÇÕES ..... **xv**
LISTA DE TABELAS ..... **xvii**
RESUMO ..... **xix**
ABSTRACT ..... **xxi**
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO **1**
1.1 - APRESENTAÇÃO 1
1.2 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSOS 2
1.3 - NATUREZA DO ESTUDO REALIZADO 3
1.4 - OBJETIVOS 4
1.5 - MATERIAIS E MÉTODOS 4
1.5.1 - Pesquisa Bibliográfica 4
1.5.2 - Trabalhos de Campo 5
1.5.3 - Petrografia e Orietação Espacial dos Diques 6
1.5.4 - Geocronologia U-Pb 7
1.5.5 - Elaboração da Dissertação/Artigo Científico 8
CAPÍTULO 2 - CROSTA CONTINENTAL JUVENIL **9**
CAPÍTULO 3 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO **15**
3.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO 15
3.2 - O CINTURÃO MINEIRO 18
3.2.1 - Definição e Limites 18
3.2.2 - Plútons Paleoproterozoicos 19
3.2.3 - Arcabouço Estrutural, Deformação e Metamorfismo 22
3.2.4 - Evolução Geológica 24
3.3 - A SUÍTE LAGOA DOURADA 25
3.3.1 - Localização e Idade 25
3.3.2 - Aspectos Petrográficos, Mineralógicos, Geoquímicos e Isotópicos 26
3.3.3 - Origem e Evolução Magmática 27
3.3.4 - Diques 27
3.3.5 - Modelos de Evolução Magmática 28
3.3.6 - Suíte Lagoa Dourada e Suíte Resende Costa 28
CAPÍTULO 4 - **31**
4.1 - INTRODUÇÃO 32
4.2 - GEOLOGIA REGIONAL 32
4.3 - AMOSTRAGEM E MÉTODOS 35
4.3.1 - Trabalho de Campo, Amostragem, Petrografia e Orientação Espacial dos Diques 35
4.3.2 - Geocronologia 36

4.4 - RESULTADOS 37
4.4.1 - Trabalho de Campo 37
4.4.2 - Classificação e Orientação Espacial dos Diques 37
4.4.3 - Geocronologia U-Pb 43
4.5 - DISCUSSÃO 46
4.5.1 - Características Ígneas 46
4.5.2 - Geocronologia e Idade de Cristalização 47
4.5.3 - Contexto de Formação dos Diques Cartografados 47
4.6 - CONCLUSÕES 48
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES 51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 53
APÊNDICES 59

Lista de Ilustrações

Figura 1.1- Mapa do Brasil com o estado de Minas Gerais destacado em vermelho (BH – Belo Horizonte) e Mapa de acesso à área de estudo partindo-se da cidade de Ouro Preto. O retângulo preto na imagem destaca a região onde as estações de tabalho estão localizadas (modificado do Google Maps, acesso em: 15/01/2020). 2

Figura 1.2- Mapa de localização de detalhe das quatro estações de trabalho investigadas no contexto da Suíte Lagoa Dourada (modificado do Google Maps, acesso em: 15/01/2020). 3

Figura 1.3- Mapa geológico simplificado do setor setentrional do Cinturão Mineiro, Cráton São Francisco meridional, com destaque para a posição das 4 estações de trabalho (LD1 a LD4) que são as áreas-alvo deste estudo (Modificado de Seixas *et al*. 2012). 5

Figura 2.1- Histograma mostrando a distribuição das idades U-Pb em zircão na crosta continental juvenil entre 3,0 e 1,0 Ga. O retângulo vermelho destaca um importante período de mínimo no registro do magmatismo global, entre 2,45 e 2,2 Ga (Modificado de Condie 2000). 10

Figura 3.1- (a) Localização dos crátons São Francisco e Congo em uma reconstrução da porção oeste de Gondwana (América do Sul e África), destacando-se a localização do Quadrilátero Ferrífero e Cinturão Mineiro (b), além da área de estudo deste trabalho representada pelo retângulo azul (Modificado de Alkmim & Teixeira 2017). 16

Figura 3.2- Contorno geológico-tectônico do paleocontinente São Francisco, exibindo as rochas arqueanas deste cráton e suas faixas orogênicas, representadas pelos cinturões Mantiqueira, Juiz de Fora e Mineiro. Destacando também os principais lineamentos e falhas presentes na região (e.g. ZCL: zona de cisalhamento Lenheiros). RV: Supergrupo Rio das Velhas. Maiores plútons do Cinturão Mineiro: (1): Suíte Lagoa Dourada, (2) Batólito Ritápolis, (3) Suíte Alto Maranhão, (4) Ortognaisse Resende Costa e rochas associadas. Cidades: ST (São Tiago), LD (Lagoa Dourada), RC (Resende Costa), SJ (São João del Rei), BA (Barbacena), CL (Conselheiro Lafaiete), CO (Congonhas), OP (Ouro Preto), BH (Belo Horizonte), RI (Ritápolis), LV (Lavras), AC (Acaiaca), IT (Itabira) (Modificado de Teixeira *et al*. 2015). 18

Figura 3.3- Modelo tectônico esquemático desenvolvido por Barbosa (2015) para representar a evolução das rochas do CM, durante o paleoproterozoico. Estágio 1: 2,4-2,3 Ga geração do arco 1 (Resende Costa - Lagoa Dourada) em um ambiente oceânico, simultâneo a deposição dos carbonatos na margem passiva Minas; arco 2 (Serrinha-Tiradentes) gerado em 2,2 Ga. Estágio 2: 2,1 Ga continuação da subducção oceânica e geração do arco continental (Lavras-Ritápolis). Estágio 3: 2,1-2,0 Ga fechamento do oceano e deformação das rochas de arco e do paleo-Cráton São Francisco. 20

Figura 3.4- Mapa geológico simplificado da porção sul do CSF, mostrando as unidades do CM, entre elas, no setor central, a Suíte Lagoa Dourada (retângulo vermelho), foco do presente estudo (Modificado de Vieira *et al*. 2020). 21

Figura 4.1- A. Cráton São Francisco e suas faixas marginais, destacando-se a localização do Quadrilátero Ferrífero e Cinturão Mineiro (quadrado preto, ampliado na figura B; modificado de Moreira *et al.*, 2018); B. Cráton São Francisco meridional, parte de suas rochas arqueanas e as faixas orogênicas retrabalhadas no Neoproterozoico, representadas pelos cinturões Mantiqueira, Juiz de Fora e Mineiro (linha tracejada cinza: zona de cisalhamento Abre Campo, que define o contato entre os complexos Juiz de Fora e Mantiqueira; linha tracejada vermelha: limite atual do cráton; Seq. (Sequência); modificado de Moreira *et al.*, 2018); C. Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro: principais unidades, entre elas, no setor central, a Suíte Lagoa Dourada, com destaque para a posição das 4 estações de trabalho (LD1 a LD4), além dos principais lineamentos na região (modificado de Vieira *et al.*, 2020). 33

Figura 4.2- Mapa de detalhe do afloramento na estação LD3, exibindo a disposição espacial entre os diques intrusivos no granitoide da Suíte Lagoa Dourada. 38

Figura 4.3- Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) com a classificação das amostras coletadas. 39

Figura 4.4- A. Aspecto de campo do dique máfico (biotita plagioclásio hornblendito), Tipo 1 - estação LD4; B. Grãos de hornblenda (Hbl) orientados e plagioclásio (Pl) (SL14A – Tipo 1); C. Amostra de mão do biotita granitoide rico em quartzo com estratificação composicional, Tipo 2 - estação LD3; D. Grãos de plagioclásio (Pl) euédricos a subédricos, quartzo (Qtz) e cristais de biotita (Bt) orientados, definindo a foliação (SL1B – Tipo 2); E. Aspecto de campo de dique representando o Tipo 3, biotita granodiorito na estação LD3; F. Grãos de quartzo (Qtz), biotita (Bt) e plagioclásio (Pl) (SL3 – Tipo 3) - (fotomicrografias em luz transmitida plano-polarizada). 40

Figura 4.5- A. Aspecto de campo dos diques leucograníticos Tipo 4 - estação LD3; B. Aspecto de campo do hornblenda biotita tonalito - Tipo 5 - estação LD2 - observa-se um enclave da rocha hospedeira no interior do dique; C. Respectiva fotomicrografia em luz transmitida plano-polarizada com grãos de plagioclásio (Pl) euédricos a subédricos, quartzo (Qtz), hornblenda (Hbl) e biotita (Bt) (SL4)..... 42

Figura 4.6- Rosetas com as direções preferenciais dos diques cartografados. 43

Figura 4.7- A. Relação de campo entre os diques Tipo 1 e Tipo 5, observada na quadrícula E1 do mapa construído da estação LD4; B. aspecto de campo do respectivo afloramento. 44

Figura 4.8- Imagens de catodoluminescência (CL) com as características principais (grãos prismáticos, subédricos a euédricos e com zoneamento oscilatório) de alguns grãos analisados; A. (SL2) e B. (SL5) da rocha hospedeira; C. do dique Tipo 1 (SL14); D. do dique Tipo 5 (SL4). 45

Figura 4.9- Diagramas Concórdia produzidos de análises U-Pb em zircão por LA-SF-ICP-MS exibindo as idades das amostras; A. (SL2) da estação LD3 e B. (SL5) da estação LD2, referentes as rochas hospedeiras; C. biotita plagioclásio hornblendito, Tipo 1 (SL14) - estação LD4; D. hornblenda biotita tonalito, Tipo 5 (SL4) - estação LD2, referentes aos diques. 45

Lista de Tabelas

Tabela 1.1- Relação das estações de trabalho e suas respectivas coordenadas, amostras coletadas, lâminas e análises geocronológicas realizadas. 6

Tabela 4.1- Relação das estações de trabalho, amostras coletadas, lâminas e análises geocronológicas realizadas. 36

Resumo

A Suíte Lagoa Dourada (SLD), localizada no Cinturão Mineiro (CM), borda sul do Cráton São Francisco, é composta por biotita-hornblenda tonalitos e biotita trondhjemitos, datados em ca. 2,35 Ga. Estas rochas são intrudidas por uma rede de diques cujas relações petrográficas, controle estrutural e do "timing" de colocação são abordadas neste trabalho. Através de mapeamentos de ultra detalhe (escala 1:25) em 4 estações de trabalho, foram identificadas 5 gerações distintas para os diques (Tipo 1 a 5), com base nas relações de corte e orientação espacial observadas em campo, além da composição modal e textura das rochas. Tais tipos foram identificados como biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1), biotita granitoide rico em quartzo (Tipo 2), biotita granodiorito (Tipo 3), diques leucograníticos (Tipo 4) e hornblenda biotita tonalito (Tipo 5). Estes diques subverticais encontram-se subparalelos ou discordantes da foliação dos granitoides hospedeiros, possuindo direção preferencial entre N25W e N80W (Tipo 1, Tipo 3 e Tipo 5) e N75E (Tipo 2 e Tipo 4). As idades U-Pb em zircão, obtidas através do ICP-MS sector field (LA-SF-ICP-MS), certificam as relações de corte observadas em campo, em que o Tipo 1, composto por diques máficos, é o mais antigo, com idade de cristalização de ca. 2347 Ma, que superpõe, dentro do erro analítico, a idade da rocha hospedeira. Já os diques mais jovens (Tipo 5) possuem idade de cristalização de ca. 2332 Ma e seccionam todos os demais tipos observados. Com características microestruturais majoritariamente ígneas, estas intrusões não registram a superposição de evento metamórfico e/ou deformacional regional, sendo a foliação interna observada nestes diques gerada durante a sua colocação, associadas ao próprio fluxo magmático. Os diques Tipo 1 foram alojados por meio de um sistema de fraturas sin-intrusivas provenientes da contração volumétrica do plúton durante a sua cristalização. Já os demais tipos sugerem colocação por meio de fraturamento hidráulico, sendo ainda o Tipo 5 provavelmente vinculado também ao sistema de "stoping". Portanto, o processo de cristalização da SLD, seguido da intrusão dessa rede de diques, ocorreu de forma rápida no Sideriano, dentro de um período de ca. 20 Ma.

Palavras-chave: Cinturão Mineiro, Suíte Lagoa Dourada, crosta continental juvenil, enxame de diques, Sideriano

Abstract

The Lagoa Dourada Suite (LDS), located in the Mineiro Belt, southern margin of the São Francisco Craton, is composed of biotite-hornblende tonalites and biotite trondhjemites, dated at ca. 2.35 Ga. These rocks are crosscut by a network of dykes whose petrographic, structural control, and emplacement timing are addressed in this work. Through the outcrop mapping (scale 1:25) of 4 workstations, 5 different generations were identified for the dykes (Types 1 to 5), based on their cutting relationships and spatial orientation observed in the field, besides the modal composition and texture. These types were identified as Biotite plagioclase hornblendite (Type 1), Biotite granitoid quartz-rich (Type 2), Biotite granodiorite (Type 3), Leucogranitic dykes (Type 4) and Hornblende biotite tonalite (Type 5). These subvertical dykes are subparallel or discordant with the foliation of the host granitoids, having preferential direction between N25W and N80W (Type 1, Type 3, and Type 5) and N75E (Type 2 and Type 4). The U-Pb ages in zircon, obtained through the sector field ICP-MS (LA-SF-ICP-MS), certify the cutting relationship observed in the field, in which Type 1, composed of mafic dykes, is the oldest one, with a crystallization age ca. 2347 Ma, whose obtained age overlaps, within the analytical error, the age of the host rock. The youngest dykes (Type 5) have a crystallization age ca. 2332 Ma and cuts off all other observed types. With microstructural features mostly igneous, these intrusions do not register the overlapping a regional metamorphic and/or deformational event, with the internal foliation observed in these dykes generated during their emplacement, associated with the magmatic flow itself. Type 1 dykes were lodged through a system of syn-intrusive fractures resulting from the volumetric contraction of the pluton during its crystallization. For the other types suggest emplacement through hydraulic fracturing, with Type 5 probably also linked to the stoping system. Therefore, the SLD crystallization process, followed by the intrusion of this dykes network, occurred quickly in the Sideriano, within a period of ca. 20 Ma.

Keywords: Mineiro Belt, Lagoa Dourada Suite, juvenile crustal growth, dike swarm, Siderian

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

A busca pela compreensão da história geológica do paneta Terra mantém a necessidade do entendimento sobre o início e mudanças ao longo do tempo na tectônica de placas, além dos processos e períodos determinantes para geração e estabilização da crosta continental. Diversos estudos identificaram as ocorrências de magmatismo continental juvenil distribuídas globalmente a fim de estabelecer o período e o mecanismo de crescimento crustal terrestre (e.g. Hurley & Handy 1969, Condie 1998, Cawood *et al.* 2013). Entretanto, poucos registros de rochas juvenis foram obtidos do início do Paleoproterozoico, surgindo a necessidade da busca por novos registros globais, com idades entre 2,45 e 2,22 Ga, para se compreender melhor este período magmático (Condie 2000, Partin *et al.* 2014, Pehrsson *et al.* 2014, Spencer *et al.* 2018).

As estruturas e os diferentes padrões microestruturais e texturais impressos nas rochas preservam registros da sua história de formação. Por sua vez, diques são geralmente colocados ao longo de superfícies que perderam a sua força coesiva, seja pela pressão do magma em ascensão ou por regimes distensivos locais, sendo frequentemente cortados e, em alguns casos deslocados, por estruturas intrusivas mais recentes (Anderson 1951, Newall & Rast 1970). O estudo do magmatismo sob a forma de enxame de diques tem um papel relevante na elucidação dos processos magmáticos e tectônicos envolvidos em sua colocação. Além disso, a correta caracterização das feições produzidas pelas tramas na rocha e consequentemente de seus processos geradores é essencial para a compreensão do processo de alojamento e "*timing*" de plútons graníticos, sendo decisiva para o melhor entendimento dos mecanismos que ocorrem no interior das câmaras magmáticas (Paterson *et al.* 1989, 1998, Vernon 2000, Zak *et al.* 2008).

Nesse contexto, a Suíte Lagoa Dourada (SLD), situada no Cinturão Mineiro (CM), borda sul do Cráton São Francisco, é um excelente laboratório natural para o estudo das intrusões materializadas na forma de uma rede de diques nesta suíte. Além de representar um raro exemplo de ocorrência de crosta continental juvenil no CM durante o Sideriano (Seixas *et al.* 2012), sendo seu estudo uma contribuição ímpar para melhor compreensão da evolução crustal do planeta neste período.

Portanto, este volume reúne os estudos destes diques efetuados por diferentes métodos e os resultados obtidos, que serão apresentados em 5 capítulos. Neste primeiro capítulo, apresenta-se a localização da área de estudo, a natureza do trabalho a ser realizado, os objetivos que se visam alcançar e as metodologias utilizadas. O Capítulo 2 apresenta uma revisão sobre o início da formação e evolução da crosta continental juvenil no planeta Terra. O Capítulo 3 discorre sobre o conhecimento e contexto geológico da SLD no cenário tectônico do CM, através de uma compilação dos dados

descritos na literatura. O Capítulo 4 foi elaborado em formato de artigo científico e contém os resultados, interpretações e discussões a partir dos dados obtidos nos trabalhos de campo e nas análises petrográficas e geocronológicas realizadas na área de estudo. O Capítulo 5 apresenta as conclusões finais, conforme as regras do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Por fim, são listadas as referências bibliográficas utilizadas, seguidas dos apêndices que apresentam: os mapas confeccionados e os dados geocronológicos obtidos.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSOS

Os quatro afloramentos estudados encontram-se nas proximidades da cidade de Lagoa Dourada – MG. O acesso à região, tomando por referência a cidade de Ouro Preto - MG, se dá pelas rodovias MG-129, MG-040 e BR-383, percorrendo-se até a última estação de trabalho (LD4) aproximadamente 133 Km (Fig. 1.1).

Figura 1.1- Mapa do Brasil com o estado de Minas Gerais destacado em vermelho (BH – Belo Horizonte) e Mapa de acesso à área de estudo partindo-se da cidade de Ouro Preto. O retângulo preto na imagem destaca a região onde as estações de tabalho estão localizadas (modificado do Google Maps, acesso em: 15/01/2020).

O retângulo em destaque na Figura 1.1 pode ser observado com maiores detalhes na Figura 1.2, onde é possível representar a posição de cada estação de trabalho e as respectivas referências de localização para acesso às mesmas.

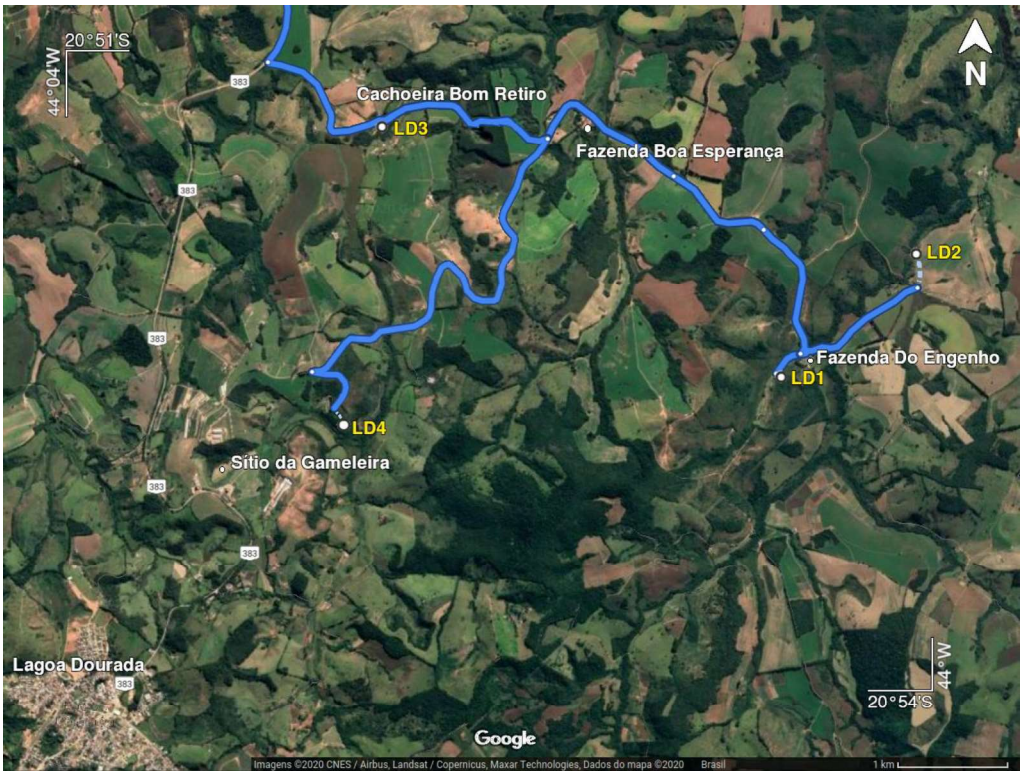


Figura 1.2- Mapa de localização de detalhe das quatro estações de trabalho investigadas no contexto da Suíte Lagoa Dourada (modificado do Google Maps, acesso em: 15/01/2020).

1.3 - NATUREZA DO ESTUDO REALIZADO

As rochas da Suíte Lagoa Dourada registram uma história importante tanto regionalmente quanto mundialmente. Grande parte do interesse em suas rochas, provém da descoberta da sua idade de cristalização, que corresponde a um período até então desconhecido do magmatismo félsico juvenil no CM, uma vez que as idades anteriormente registradas para os granitoides transamazônicos deste cinturão datavam de 2,2-2,1 Ga (e.g. Ávila *et al.* 2010, Seixas *et al.* 2012, 2013). A SLD representa um dos primeiros registros do magmatismo Sideriano ocorrido no sul do Cráton São Francisco.

A idade de cristalização desta suíte compreende um período geológico conhecido pela diminuição global nos registros de formação crustal juvenil; portanto o estudo das suas rochas representa uma contribuição peculiar para a compreensão deste intervalo de tempo (Sideriano) e consequentemente da evolução crustal do planeta.

Embora alguns avanços tenham sido realizados no estudo da SLD nos últimos anos (Seixas *et al.* 2012), ainda resta em aberto o estudo da suíte do ponto de vista de estruturas magmáticas e

tectônicas, incluindo-se neste rol a caracterização petrográfica dos diferentes litotipos que se entrecortam, entre o granitoide hospedeiro e os diques, além das suas relações cronológicas. Sob essa perspectiva, surgem questões como: (*i*) a microtrama de corpos constituintes da Suíte Lagoa Dourada reflete a existência de tramas magmáticas e/ou metamórficas? (*ii*) qual a relação espacial e temporal existente entre os granitoides e os diques encontrados na Suíte Lagoa Dourada? (*iii*) qual momento da história evolutiva do CM estes corpos intrusivos registram?

1.4 - OBJETIVOS

O presente trabalho apresenta como objetivo geral realizar o estudo das estruturas magmáticas e tectônicas da Suíte Lagoa Dourada, incluindo a caracterização petrográfica para diferenciação da rocha hospedeira e da rede de diques existente nesta suíte, além de identificar as relações temporais entre esses litotipos, e, potencialmente, os processos de colocação destas intrusões, a fim de contribuir para o entendimento da história evolutiva da SLD. Como objetivos específicos, têm-se:

1) caracterização macro-estrutural das rochas graníticas e dos diques observados na região;

2) caracterização modal, textural e orientação espacial da rede de diques;

3) determinar a possível ocorrência de variações de padrões texturais e/ou microestruturais entre os litotipos amostrados;

4) estabelecer, dentro dos limites possíveis, a natureza dos processos magmáticos que geraram a rede de diques observadas neste plúton;

5) obter as idades de cristalização (U-Pb em zircão) dos granitoides e dos diques que recortam a SLD.

1.5 - MATERIAIS E MÉTODOS

Baseado nos objetivos anteriormente apresentados, foram seguidas as seguintes etapas de trabalho:

1.5.1- Pesquisa Bibliográfica

Inicialmente uma série de pesquisas bibliográficas foram realizadas sobre a evolução da crosta continental durante o Paleoproterozoico (Sideriano; Condie *et al.* 2009a), microtramas presentes em plútons graníticos (Paterson *et al.* 1989) e trabalhos referentes à evolução geológica e formação do Cinturão Mineiro (Noce *et al.* 2000, Barbosa 2015). Pesquisou-se, também, trabalhos anteriores desenvolvidos na região de Lagoa Dourada-MG e adjacências (Seixas *et al.* 2012, Teixeira *et al.* 2015).

1.5.2- Trabalhos de Campo

Realizou-se um trabalho de campo regional, para reconhecimento da área de pesquisa, e 5 campos de detalhe nas áreas alvo, para mapeamento de afloramentos de ultra detalhe (*outcrop mapping*), análise petrográfica das rochas, coleta de dados estruturais e amostragem. Os afloramentos encontram-se na vizinhança da cidade de Lagoa Dourada (Fig. 1.3) e foram escolhidos com base nos trabalhos de Seixas *et al.* (2012) visando agregar novos dados e informações nestes pontos e assim permitir o estudo deste plúton em toda a sua extensão. As 4 estações de trabalho investigadas, denominadas de LD1 a LD4 (Fig. 1.3), representam os melhores e mais bem expostos afloramentos das rochas da SLD na região.

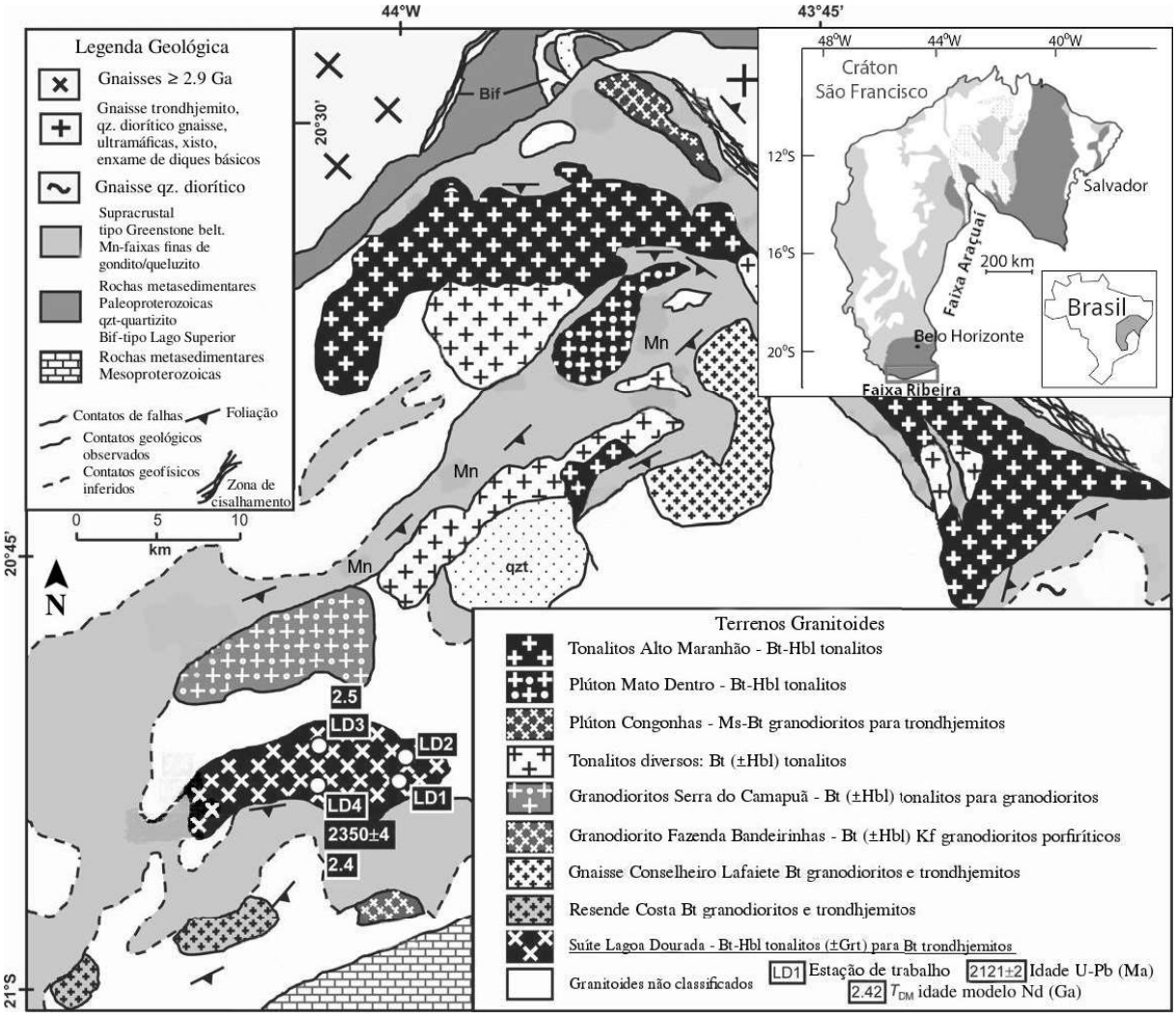


Figura 1.3- Mapa geológico simplificado do setor setentrional do Cinturão Mineiro, Cráton São Francisco meridional, com destaque para a posição das 4 estações de trabalho (LD1 a LD4) que são as áreas-alvo deste estudo (Modificado de Seixas *et al.* 2012).

Para o mapeamento de ultra detalhe, foram selecionadas áreas planas, sobre as quais delimitou-se uma malha quadricular com dimensões de 2 x 2 metros através de cordas e piquetes. O número de quadrículas em cada mapa variou de acordo com a rede de diques exposta e a área plana

disponível. Foram obtidos 5 mapas, em escala 1:25, nas 4 estações de trabalho (apresentados posteriormente no capítulo 4 e no apêncice - item 1), sendo que na estação LD4 foram elaborados dois mapas a fim de melhor representar os dois diques amostrados no local.

Durante os trabalhos de campo, foram coletadas 23 amostras, das quais 16 foram selecionadas para confecção de 25 lâminas delgadas e 4 para análises geocronológicas, conforme a Tabela 1.1.

Tabela 1.1- Relação das estações de trabalho e suas respectivas coordenadas, amostras coletadas, lâminas e análises geocronológicas realizadas.

Estação de trabalho	Coordenadas	Nº de Amostras	Nº de Lâminas	Nº de Idade(s) obtida(s)	Litotipos
LD1	7690010/ 602513	5	3	0	Hospedeira e dique
LD2	7691068/ 603732	6	8	2	Hospedeira e diques
LD3	7692302/ 598843	3	6	1	Hospedeira e diques
LD4	7689647/ 598546	9	8	1	Hospedeira e diques
TOTAL		23	25	4	

1.5.3 – Petrografia e Orientação Espacial dos Diques

A partir das amostras coletadas foram confeccionadas 25 lâminas delgadas, obtidas no laboratório de laminação (Lamin) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP), representando os diferentes litotipos observados em campo. Em seguida, realizou-se uma caracterização petrográfica das amostras e descrição das lâminas, com base em diversas características, dentre elas, composição mineralógica, texturas, granulação, estimativa de porcentagem modal, sinais de alteração da rocha, entre outras feições sob microscópio óptico de luz transmitida. Através de câmeras digitais acopladas ao microscópio óptico do Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic, DEGEO-UFOP) obtiveram-se fotomicrografias dos minerais descritos. Nestas fotomicrografias utilizaram-se as abreviações minerais contidas na padronização internacional, segundo Whitney & Evans (2010), para a identificação mineral. A classificação destas rochas foi realizada através do diagrama QAP concebido por Streckeisen (1976).

A partir dos mapas de ultra detalhe confeccionados, as direções preferenciais dos diques de cada tipo foram determinadas. Para a construção das rosetas utilizou-se do comprimento dos diques, para que as atitudes preferenciais fossem equivalentes à distribuição dos mesmos. Tomou-se como base 1 medida de orientação para cada 1 cm de comprimento no dique, logo, um dique com 8 cm teria sua atitude contabilizada 8 vezes na construção da roseta do respectivo tipo. A análise de orientação espacial dos diques foi acompanhada de tratamento estatístico, utilizando-se do *software Stereonet*© 9.2.3.

1.5.4 - Geocronologia U-Pb

As datações geocronológicas U-Pb em zircão foram realizadas em 4 amostras (2 da rocha hospedeira e 2 amostras de diques, Tabela 1.1) utilizando-se o LA-SF-ICP-MS no Laboratório de Geoquímica Isotópica da UFOP. No Laboratório de Preparação de Amostras (LOPAG-DEGEO-UFOP) o material amostrado foi britado e posteriormente pulverizado para se obter os minerais constituintes da rocha, em seguida, os minerais pesados foram concentrados na fração de 80 a 120# por bateia.

Na sequência, o material obtido foi encaminhado ao Laboratório de Separação de Minerais (LOPAG-DEGEO-UFOP), onde inicialmente realizou-se a separação e descarte dos minerais magnéticos presentes nas amostras. Esta etapa contou com o auxílio de um imã de mão cilíndrico envolto em um pedaço de papel cartão, sendo tal procedimento necessário para que estes grãos não interfiram magneticamente na agulha metálica utilizada nas próximas etapas. Em seguida, a fração não magnética foi colocada em diiodometano para separação por líquido denso onde foi separada uma fração de densidade superior a 3,32 e outra de densidade inferior a 3,31. O material mais denso foi submetido à separadora eletromagnética Frantz, onde o material diamagnético foi separado do paramagnético. Na sequência, o material diamagnético passou por um processo de separação manual de grãos de zircão utilizando-se uma agulha metálica e lupa binocular. Os zircões encontrados foram agrupados alinhadamente em superfícies de um contra-molde circular e foram produzidas pastilhas de resina. Após a secagem da resina, as pastilhas foram lixadas e polidas em uma politriz com abrasivos de alumina e diamante para exposição dos grãos de zircão e, assim, permitir análises confiáveis e precisas nas próximas etapas.

Após a preparação das pastilhas, estas foram levadas ao laboratório de microanálise (LMic-DEGEO-UFOP), onde foram submetidas ao imageamento dos zircões para se observar a morfologia externa e características internas dos grãos. Através das imagens obtidas, foi possível a escolha dos grãos a serem datados, apresentados no apêncice - item 2, a fim de fornecerem os melhores resultados. Para este procedimento utilizou-se o Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) JEOL, modelo JSM 6510 LA, sob voltagem de 20kV.

As pastilhas foram por fim encaminhadas para o setor de Isótopos Radiogênicos do LOPAG, onde os zircões selecionados foram analisados pelo método U-Pb através do ICP-MS *sector field* da *Thermo- Finnigan Element 2* (LA-SF-ICP-MS) acoplado a um sistema de laser Photon-Machines 193nm. Neste processo de datação, o laser disparou com uma frequência de 10 Hz, usando uma energia de 6 J/cm² e utilizou-se He como gás transportador da amostra. Os dados foram obtidos no modo "*peak jumping"* durante 20 s de *background* seguidos por 20 s de ablação da amostra, com furos de 30 μm de diâmetro. Foram utilizados os seguintes materiais de referência para certificação da idade obtida: BB como padrão primário (Lana *et al.* 2017; Santos *et al.* 2017), Plešovice para o secundário (Sláma *et al*. 2008) e GJ como terciário (Jackson *et al.* 2004). Estes foram medidos antes e após a

realização de um conjunto de 14 furos na amostra analisada para conferência da calibração do equipamento.

Os dados obtidos foram então reduzidos no *software GLITTER* 4.4.4 (Van Achterbergh *et al*. 2001) no Setor de Isótopos Radiogênicos do Laboratório LOPAG, aplicando a correção de Chumbo (Pb) comum através de um programa de planilha MS Excel (Gerdes & Zeh 2006), com base no modelo de composição de Pb de Stacey & Kramers (1975). O Isoplot (Ludwig 2003) foi utilizado e os erros para todas as idades são reportados no nível 2σ. A tabela de resultados, apresentada no apêndice – item 3, foi construída de acordo com Horstwood *et al.* (2016).

1.5.5 - Elaboração da Dissertação/Artigo Científico

Para o tratamento das fotomicrografias e digitalização dos mapas usou-se o *software GIMP* 2.10.18. Já o tratamento das fotografias de campo foi realizado através do *software Adobe Illustrator*© 23.0.1.

Todas as informações obtidas com a revisão bibliográfica, trabalhos de campo e dados das análises realizadas, foram compiladas e permitiram a construção da dissertação, composta pelos capítulos introdutórios, resultados e respectivas discussões em forma de artigo científico e por fim a conclusão, de acordo com as normas do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais da Universidade Federal de Ouro Preto.

CAPÍTULO 2

CROSTA CONTINENTAL JUVENIL

Os processos de evolução da Terra e suas peculiaridades no tempo geológico podem ser reveladas através do estudo e entendimento dos processos de geração e estabilização da crosta continental. Sendo assim, as idades de formação e metamorfismo/deformação de rochas crustais, bem como a definição da extensão e evolução dos processos envolvidos em seu desenvolvimento são de extremo interesse e constituem pontos centrais de importantes trabalhos na literatura (Pearson *et al.* 2007, Hawkesworth *et al.* 2010, 2016, Cawood *et al.* 2013, Gazel *et al.* 2015, Spencer *et al.* 2018).

De acordo com Condie *et al.* (2005), no final do Arqueano, aproximadamente 39% da crosta continental estava formada e durante o Paleoproterozoico um volume aproximado de 31% de crosta foi produzido, sendo esse período, o de maior geração de crosta juvenil no continente sul-americano (Seixas *et al.* 2012). No Meso-Neoproterozoico, cerca de 12% de crosta teria sido formada e o restante foi acrescida durante o Fanerozoico (18%). O Paleoproterozoico (2,5-1,6 Ga) é tido globalmente como um período de mudanças fundamentais nos processos tectônicos e características da litosfera, quando comparado aos regimes geodinâmicos do Arqueano, que iniciaram a formação da crosta continental terrestre (Condie, 2016). O Sideriano, início do Paleoproterozoico (2,5-2,3 Ga), constitui um período do Pré-cambriano bastante explorado sob esse ponto de vista, decorrente do aumento do número de registros de material crustal juvenil nos últimos anos e inúmeras mudanças nos padrões tectônicos operantes neste período (Pehrsson *et al.* 2014).

A crosta continental juvenil se forma através da fusão direta do manto convectivo ou da rápida diferenciação química deste material primitivo da Terra. Já a fusão parcial de porções da crosta continental misturada ao magma recém extraído do manto promove a formação de crosta reciclada (Partin *et al.* 2014). Eventos orogênicos e/ou magmáticos subsequentes podem acarretar o retrabalhamento parcial de crostas juvenis; todavia, estas rochas ainda preservam os registros isotópicos com suas idades de extração do manto (Condie *et al.* 2011). Ao longo das últimas décadas diversos estudos foram realizados para definir quais os processos e os períodos exatos de formação de crosta continental juvenil. Porém, não se sabe ao certo, se durante o Pré-cambriano essa formação ocorreu de forma contínua ou episódica, sendo este um tema bastante explorado na literatura (McCulloch & Bennett 1994, Condie 1998, 2016; Condie *et al.* 2009 a,b; Belousova *et al.* 2010, Partin *et al.* 2014, Pehrsson *et al.* 2014, Spencer *et al.* 2018).

Uma das primeiras teorias formalizadas para explicar o desenvolvimento da crosta continental foi sugerida por Armstrong (1968, 1981, 1991) que defendia que grande parte ou todas as rochas crustais foram formadas durante o Arqueano e que desde então elas são recicladas por meio de subducções. Hurley & Randy (1969) postularam que a formação dos continentes ocorreu ao longo do

tempo de forma progressiva, baseados em idades radiométricas (obtidas principalmente pelo método Potássio-Argônio) encontradas nos registros de rochas juvenis. Este conceito é defendido até hoje por diversos estudiosos, entre eles Belousova *et al.* (2010) e Dhuime *et al.* (2012). Uma outra teoria, empregada por Condie (1998, 2000) e baseada em idades de zircões magmáticos e detríticos, advoga que o crescimento da crosta continental ocorreu de forma progressiva episódica, devido a ocorrência de picos nos registros das idades, que corresponderiam a atividades de plumas mantélicas. Stein & Hofmann (1994), Breuer & Spohn (1995), Albarède (1998) também adotam a participação destas superplumas, provocadas por avalanches de material subductado no manto, no crescimento episódico da crosta continental.

Na figura 2.1 é possível observar a distribuição global das idades U-Pb em zircão na crosta continental juvenil, onde estas datações isotópicas sugerem períodos de maior produção de crosta juvenil em 2,7, 1,9 e 1,2 Ga (Condie 1998, 2000; Rino *et al.* 2004), precedidos de um crescimento mais lento, que são representados pelos mínimos no gráfico. Uma importante lacuna no registro do magmatismo global ocorre entre 2,45 e 2,2 Ga (Condie *et al.* 2005, 2009a; Rino *et al.* 2008). A compreensão deste registro de processo magmático episódico é de extrema importância para o entendimento das alterações no movimento das placas tectônicas e no ciclo dos supercontinentes.

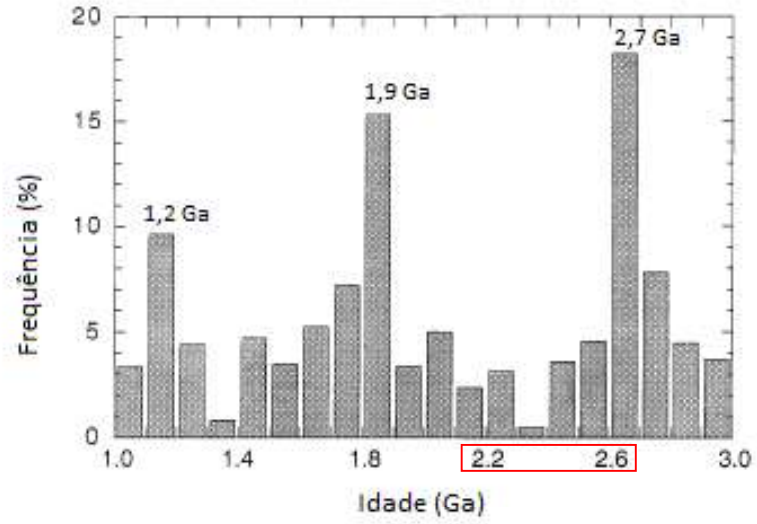


Figura 2.1- Histograma mostrando a distribuição das idades U-Pb em zircão na crosta continental juvenil entre 3,0 e 1,0 Ga. O retângulo vermelho destaca um importante período de mínimo no registro do magmatismo global, entre 2,45 e 2,2 Ga (Modificado de Condie 2000).

Para Condie *et al.* (2009 a,b) este hiato temporal entre 2,45 e 2,2 Ga, que ocorre durante o Sideriano, poderia ser o resultado de uma desaceleração ou desligamento da tectônica de placas. Como grande parte do vulcanismo terrestre está intimamente ligado ao movimento das placas, essa diminuição da atividade magmática a nível planetário acarretaria uma escassez na produção de crosta continental neste período. Esta quiescência tectônica permitiria explicar outros eventos geológicos descritos no mesmo período de tempo Paleoproterozoico, e que, segundo estes autores, poderiam estar

relacionados, tais como: início de um período glacial (uma vez que a redução no vulcanismo terrestre diminui a quantidade de CO_2 que entra para a atmosfera-hidrosfera, acarretando assim o resfriamento do planeta) e diminuição do nível do mar devido a redução das taxas de espalhamento da crosta oceânica, menor vigor na convecção mantélica.

Condie *et al.* (2011) analisaram um conjunto de dados de idades episódicas U-Pb juntamente com as relações isotópicas de Háfnio (Hf) em zircões detríticos e verificaram que a taxa de preservação da crosta aumenta em períodos de supercontinentes, pois existe uma maior chance da crosta continental juvenil e retrabalhada ser capturada e consequentemente preservada. Sendo assim, eles sugerem que as lacunas encontradas nos registros das idades das rochas juvenis (1400-1300, 900-650 e 185-120 Ma) estão associadas aos períodos de separação dos supercontinentes, onde o volume de produção de crosta continental jovem e as taxas de reciclagem são praticamente as mesmas (Condie *et al.* 2011, Hawkesworth *et al.* 2009). Esta premissa teria como exceção o intervalo de 2,4-2,2 Ga, que ainda permanece explicado como uma desaceleração global do magmatismo e da tectônica de placas (e.g. Condie *et al.* 2009 a,b).

Partin *et al.* (2014) apresentaram dados de isótopos de Hf e Oxigênio (O) obtidos em grãos de zircão magmáticos e detríticos do escudo canadense, datados dentro do intervalo de 2,45 a 2,2 Ga. De acordo com os autores, a proporção de crosta juvenil e retrabalhada, obtida para os dados de zircão detríticos do escudo é similar às proporções apresentadas por Condie *et al.* (2011) para os picos aparentes de idade U-Pb gravados no banco de dados global destes zircões. Tal fato reafirmaria a existência de períodos onde as taxas de produção e reciclagem da crosta juvenil seriam equivalentes. Com base nesses novos dados, Partin *et al.* (2014) defendem que não seria possível ocorrer uma espécie de desligamento magmático e tectônico durante o Sideriano, uma vez que a revisão global realizada indica um regime geodinâmico global atuante nesse período. Sendo assim, eles sugerem que a ausência de grãos de zircão detríticos em estudos anteriores pode estar relacionada com a localização das amostragens ou preservação das rochas.

Belousova *et al.* (2010) e Dhuime *et al.* (2012) também abordaram a formação progressiva da crosta continental utilizando dados de isótopos de O e/ou Hf e estimaram que pouco mais de 60% da mesma foi separada do manto no Arqueano. Posteriormente, os mecanismos de retrabalhamento crustal foram dominantes no planeta (Voice *et al.* 2011). Sendo assim, os registros episódicos de formação de crosta juvenil, que são datados durante o Paleoproterozoico, são explicados por Hawkesworth *et al.* (2009, 2013) relacionando estes picos pronunciados de rochas juvenis com modelos de preservação da crosta. Segundo estes autores, as variações do registro das rochas juvenis ocorrem devido às diferentes capacidades de preservação das rochas, dependendo do ambiente tectônico que elas estão inseridas, sendo assim, uma crosta com maior potencial de preservação pode estar relacionada a um ambiente de amalgamação de supercontinentes. Seguindo este modelo, os períodos de mínimos no registro das idades da crosta juvenil seriam épocas com baixa preservação da

crosta jovem e não momentos de menor produção de rochas juvenis como proposto por Condie (2009 a,b).

Pehrsson *et al.* (2014) utilizaram atualizações das idades juvenis Paleoproterozoicas, encontradas no banco de dados global (registros magmáticos, tectono-metamórfico, paleomagnético e estratigráfico) para propor que não houve um desligamento da tectônica de placas durante o intervalo de mínimo Sideriano. Eles sugerem que, de fato, ocorreu uma redução na atividade tectônica global associada ao período posterior a amalgamação de supercontinentes ou de supercraton (e.g. Kenorland), ocorrendo em suas bordas magmatismo com implicações apenas locais, sendo esta atividade conhecida como orogênese periférica (*peripheral orogenesis*). Após o período de aglutinação, o interior cratônico pode ser considerado estável e dependendo de diversos fatores na região, tais como natureza e taxa da subducção marginal (Pehrsson *et al.,* 2014), podem ocorrer períodos de magmatismo nas regiões externas durante certo tempo. Esse processo acarreta maior reciclagem da crosta antiga e consequentemente uma menor contribuição do manto para a crosta (material juvenil), como observado por Voice *et al.* (2011) nas orogêneses periféricas relativas à formação de Rodínia.

Recentemente, Spencer *et al.* (2018) analisaram um amplo registro geológico mundial e reconheceram a hipótese de desaceleração tectono-magmática durante o Sideriano, porém eles defendem que o período deste desligamento tectônico ocorreu provavelmente entre cerca de 2,3 e 2,2 Ga. Para eles, caso tenha ocorrido tal desligamento, seria possível haver algumas subducções operantes durante esta calmaria magmática, provavelmente em ambiente de arcos oceânicos que não foram preservados no registro geológico. Esta diminuição da atividade magmática acarreta em uma redução expressiva na velocidade da deriva continental e consequentemente na carência de dados paleomagnéticos neste período, embora nos paleo-pólos que se tem registro, observa-se que houve uma lenta deriva das placas continentais.

Ainda segundo Spencer *et al.* (2018), em 2,2 Ga este período de quiescência magmática chegou ao fim com uma explosão do magmatismo juvenil, decorrente da liberação de energia térmica acumulada durante a calmaria tectônica. Sendo assim, eles propõem que este mecanismo poderia ser o gatilho para o aumento nos movimentos das placas, fundamentais para permitir a transição entre um sistema primitivo de rochas arqueanas dispersas (Supercratons) para a tectônica de placas modernas. Haveria então produção de crosta suficiente para o desenvolvimento do primeiro supercontinente que se tem registro na Terra, chamado Nuna.

Nas últimas décadas, o volume de pesquisas e registros de crosta continental juvenil com idades siderianas aumentaram rapidamente. Globalmente, foram relatadas rochas juvenis com idades entre 2,45 e 2,22 Ga no norte do Canadá (Partin *et al.* 2014), norte da China (Zhao *et al.* 2008, Diwu *et al.* 2014), Austrália (Smits *et al.* 2012), África Ocidental (Gasquet *et al.* 2003) e no Brasil (e.g. Seixas *et al.* 2012, Teixeira *et al.* 2015). Nesse contexto, estas ocorrências brasileiras encontram-se

distribuídas no Cráton Amazônico (2,36 Ga, Macambira *et al.* 2009), na porção ocidental da Província Borborema (ca. 2,35 Ga, Dos Santos *et al.* 2009), ao sul do país, no Cráton Rio de La Plata (2,38 Ga, Girelli *et al.* 2016) e no CM (2,35–2,32 Ga, Seixas *et al.* 2012, Teixeira *et al.* 2015). Dentre estes exemplos brasileiros, a Suíte Lagoa Dourada, datada em ca. 2,35 Ga por Seixas *et al*. (2012), corresponde a um período até então desconhecido do magmatismo félsico juvenil no Paleoproterozoico do CM e se tornou um importante exemplo da ocorrência de crosta continental juvenil durante o intervalo de tempo acima mencionado.

CAPÍTULO 3

ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO

3.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O limite da transição Arqueana-Proterozoica é caracterizado pelo final da estabilização das áreas cratônicas arqueanas, rápido crescimento dos continentes e mudanças climáticas. No decorrer do Paleoproterozoico, surgiram ao redor destes núcleos estáveis as plataformas continentais e as bacias oceânicas profundas, que abrigaram as formações ferríferas bandadas. Já no seu interior, ocorreram magmatismos anorogênicos e formação das bacias sedimentares cratônicas, responsáveis pelo registro dos sedimentos durante esta época (Breuer & Spohn 1995, Barbosa 2015**)**. Neste período, houve também um intenso retrabalhamento da crosta arqueana e disseminação dos orógenos acrescionários, com ocorrência de arcos continentais e oceânicos em diversos continentes, principalmente entre 2,1 e 1,8 Ga (Partin *et al.* 2014, Teixeira *et al.* 2015).

Segundo Heilbron *et al.* (2004), geotectonicamente os orógenos são entendidos como resultado da interação convergente das placas litosféricas. Os orógenos acrescionários formam-se basicamente pela adição de magmas e sedimentos a margem de uma placa durante vários ciclos, que também envolvem subducção da litosfera oceânica e metamorfismo promovidos pelas atividades tectono-termais. Ao longo do tempo, estes orógenos acrescionários evoluem para orógenos colisionais (convergência até a colisão), envolvendo assim eventos de encurtamento crustal, deformação compressiva, espessamento da crosta, fusão parcial e, consequentemente, estabilização da litosfera (Heilbron *et al.* 2004). Algumas rochas possuem características típicas de ambientes acrescionários, como por exemplo rochas supracrustais (*greenstone belts)*, graníticas, metassedimentares e ofiolitos, sendo capazes de registrar a evolução do crescimento crustal (Cawood *et al.* 2009, Condie *et al.* 2009a, Barbosa 2015**)**.

Atualmente os crátons são compreendidos como "*partes diferenciadas da litosfera continental, caracterizadas por possuírem espessas e antigas raízes mantélicas. Em virtude disso, exibem alta resistência mecânica e comportamento tectônico marcado por longa estabilidade"* (Alkmim 2004). Os crátons localizados nos continentes sul-americano e africano, incluindo o do São Francisco-Oeste Congo, colidiram diacronicamente ao final do Neoproterozoico, aglutinando estas crostas arqueanas, para formarem a região ocidental do continente Gondwana (Fig. 3.1a). As bordas destas placas e as porções acrescentadas durante a colisão, correspondem aos cinturões orogênicos retrabalhados durante o período conhecido como brasiliano-panafricano (orogenias neoproterozoicas). Sendo assim, no Brasil, os limites destes cinturões podem ser localizados através das zonas de sutura proeminentes ao redor dos núcleos arqueanos cratônicos (Alkmim 2004). Na plataforma sul-americana, o Paleoproterozoico é considerado o principal período de crescimento da crosta continental

juvenil, estando relacionado com à orogenia Transamazônica (2,2 – 2,1 Ga), na qual os movimentos orogênicos produziram uma imensa quantidade de arcos magmáticos associados as zonas de subducção (Teixeira & Figueiredo 1991, Sato 1998, Cordani & Sato 1999, Almeida *et al.* 2000).

O Cráton São Francisco – CSF (Almeida 1977) localiza-se na plataforma Sul-Americana e constitui uma extensa unidade tectônica cercada por orógenos neoproterozoicos (Fig. 3.1; Teixeira & Figueiredo 1991, Alkmim & Noce 2006, Teixeira *et al.* 2015). As unidades litoestratigráficas do CSF podem ser divididas em um embasamento arqueano e paleoproterozoico constituído por terrenos metamórficos de alto a médio graus compostos por gnaisses TTG's de idade arqueana, granitoides e *greenstone belts*, complexos máfico-ultramáficos e granitoides sin- e pós-colisionais (Teixeira *et al.* 2000, Barbosa 2015). Este substrato cratônico encontra-se coberto por unidades metassedimentares de idade paleo à neoproterozoicas pertencentes aos Supergrupo Espinhaço (1,75-0,9 Ga) e Supergrupo São Francisco (850-580 Ma; Teixeira *et al.* 2000, Alkmim & Martins-Neto 2012). Tendo o seu substrato consolidado no fim do Ciclo Transamazônico (Almeida 1977, Alkmim 2004), de maneira similar a outros crátons no mundo, essa região apresentou acresções juvenis e retrabalhamentos crustal, caracterizando a formação do proto-cráton durante este período neoarqueano e paleoproterozoico (*e.g.* Teixeira *et al.* 2000, Barbosa 2015).

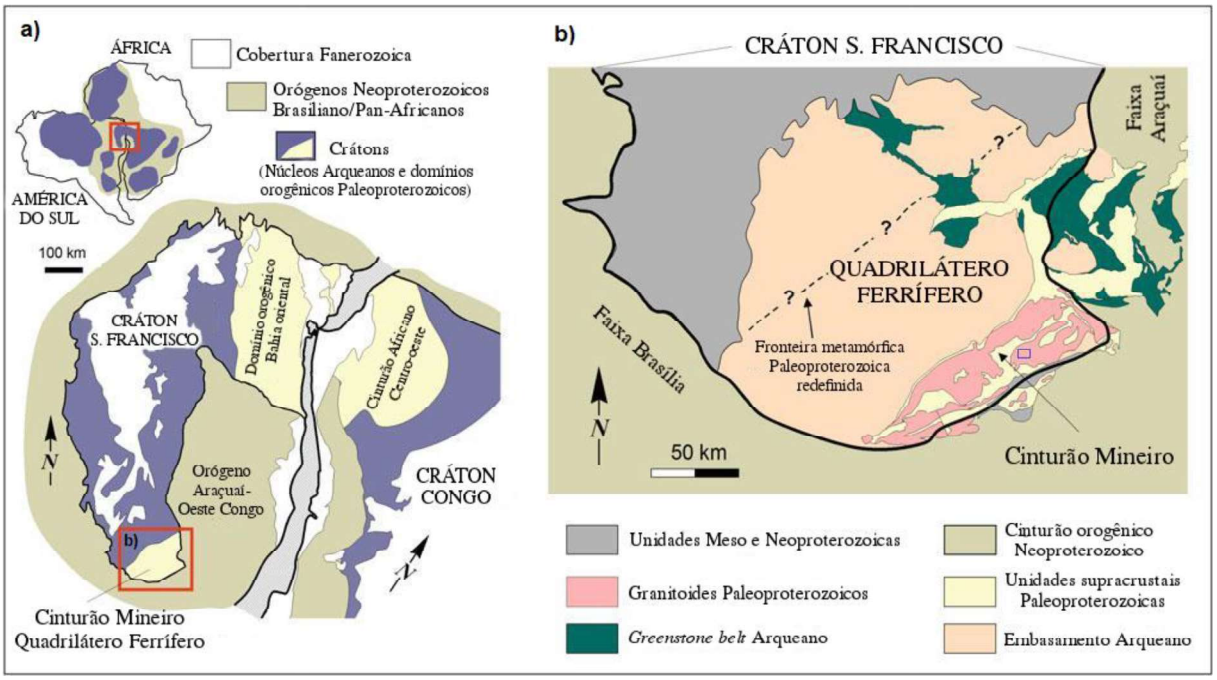


Figura 3.1- (a) Localização dos crátons São Francisco e Congo em uma reconstrução da porção oeste de Gondwana (América do Sul e África), destacando-se a localização do Quadrilátero Ferrífero e Cinturão Mineiro (b), além da área de estudo deste trabalho representada pelo retângulo azul (Modificado de Alkmim & Teixeira 2017).

Uma pequena parte dos cinturões formados em torno do CSF, compostos por rochas plutônicas paleoproterozoicas com grande variedade composicional, encontram-se preservados e expostos no domínio norte, através do Cinturão Itabuna Salvador-Curaçá, e na borda sul do cráton no

complexo Mantiqueira, complexo Juiz de Fora e também no Cinturão Mineiro, sendo este último a região de estudo deste trabalho (Teixeira & Figueiredo 1991, Teixeira *et al.* 2000, 2015; Alkmim 2004).

Ao sul do CSF encontra-se o Quadrilátero Ferrífero - QF (Fig. 3.1b; Dorr II 1969) ocupando uma área de aproximadamente 7000 km². Ele é formado por um *greenstone belt* neoarqueano e circundado por complexos graníticos sob uma sequência sedimentar paleoproterozoica, sendo todos afetados pela tectogênese Transamazônica, também conhecida na região como orogenia Minas (Alkmim 2004, Teixeira *et al.* 2015, 2017). As quatro unidades litoestratigráficas principais deste segmento crustal são: terrenos metamórficos gnáissico-migmatíticos formados por uma sequência vulcanossedimentar do tipo *greenstone belt* (ca. 2,77 Ga; Supergrupo Rio das Velhas) de baixo a médio grau e idades arqueanas, sequências metassedimentares supracrustais (Supergrupo Minas) neoarqueanas-paleoproterozoicas, metarenitos e metaconglomerados pertencentes ao Grupo Itacolomi (Alkmim & Marshak 1998, Alkmim 2004). Por fim, intrusões magmáticas cortam as sequências anteriores, no embasamento e nas unidades mais jovens do Supergrupo Minas ocorrem corpos graníticos paleoproterozoicos e pegmatitos, bem como diversos diques e soleiras máficas proterozoicas intrudem as rochas do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi em toda a região (Alkmim & Teixeira 2017).

O Supergrupo Minas, formado em uma bacia de rift intracratônica (Teixeira & Figueiredo 1991, Chemale *et al.* 1994, Moreira *et al.* 2018), registra um momento de extrema relevância na montagem da porção sul do CSF, pois além de abrigar uma das maiores e importantes províncias de ferro do continente sul-americano (Formação Cauê; Dorr II 1969) registra o magmatismo plutônico relacionado ao seu fechamento (~ 2,12 Ga; Alkmim & Marshak 1998, Teixeira *et al.* 2015). Durante este período foram formados o complexo Mantiqueira (2,20-2,00 Ga; Heilbron *et al.* 2004, Noce *et al.* 2007a,b), o complexo Juiz de Fora (2,20-2,08 Ga; Noce *et al.* 2007b) e o Cinturão Mineiro (2,47-2,10 Ga; Alkmim & Teixeira 2017), que juntos caracterizam um sistema de arcos magmáticos oceânicos e continentais (Fig. 3.2) que se desenvolveram com a inversão e posterior fechamento da bacia Minas, decorrente da orogenia Minas (Teixeira *et al.* 2015).

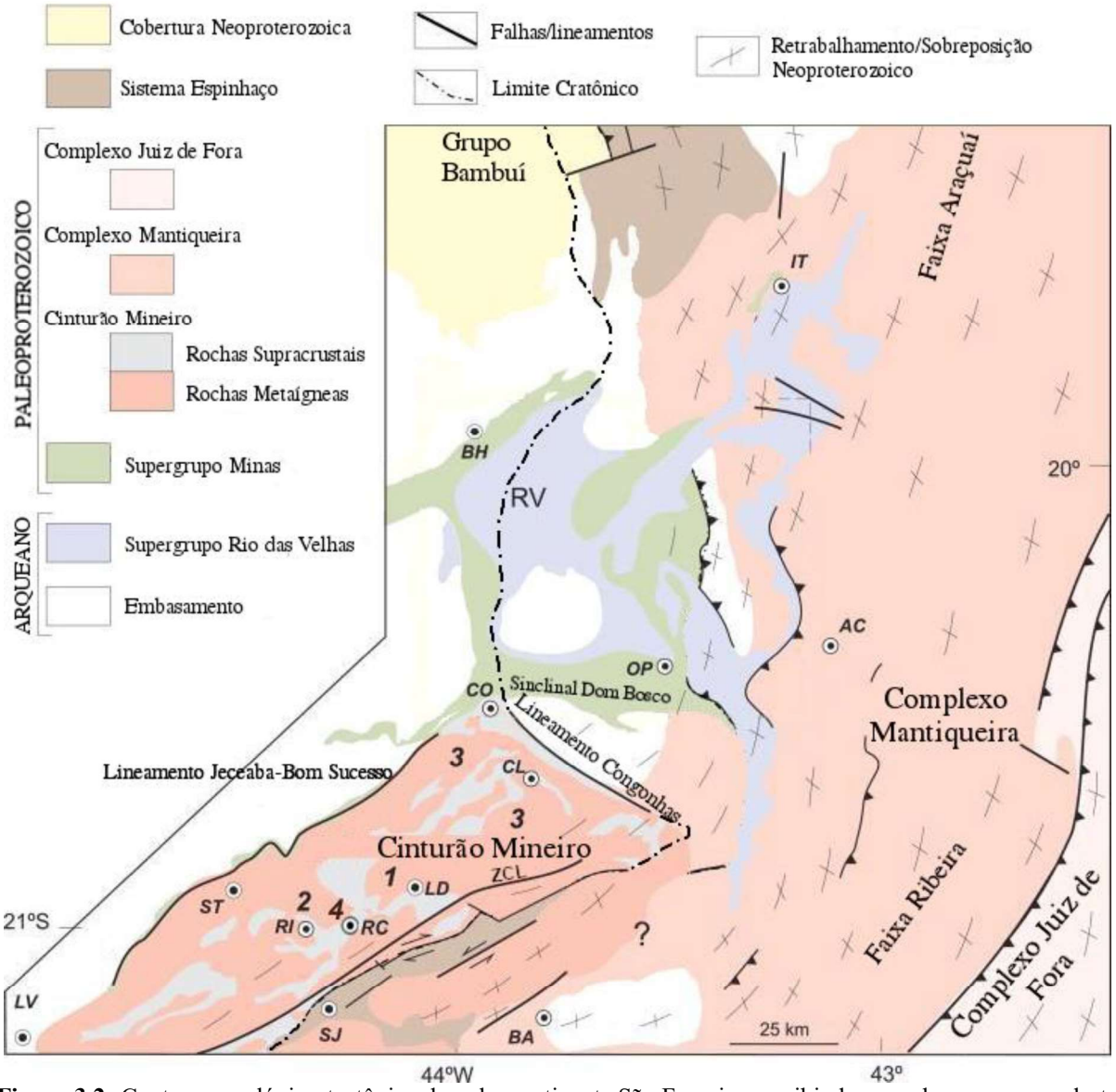


Figura 3.2- Contorno geológico-tectônico do paleocontinente São Francisco, exibindo as rochas arqueanas deste cráton e suas faixas orogênicas, representadas pelos cinturões Mantiqueira, Juiz de Fora e Mineiro. Destacando também os principais lineamentos e falhas presentes na região (e.g. ZCL: zona de cisalhamento Lenheiros). RV: Supergrupo Rio das Velhas. Maiores plútons do Cinturão Mineiro: (1): Suíte Lagoa Dourada, (2) Batólito Ritápolis, (3) Suíte Alto Maranhão, (4) Ortognaisse Resende Costa e rochas associadas. Cidades: ST (São Tiago), LD (Lagoa Dourada), RC (Resende Costa), SJ (São João del Rei), BA (Barbacena), CL (Conselheiro Lafaiete), CO (Congonhas), OP (Ouro Preto), BH (Belo Horizonte), RI (Ritápolis), LV (Lavras), AC (Acaiaca), IT (Itabira) (Modificado de Teixeira *et al*. 2015).

3.2 - O CINTURÃO MINEIRO

3.2.1 - Definição e Limites

O Cinturão Mineiro (Fig. 3.2; Teixeira 1985) consiste em uma faixa orogênica formada entre 2,4-2,1 Ga (Hasui *et al.* 2012), sendo definido a partir dos primeiros estudos geocronológicos (Rb-Sr e K-Ar) em rochas plutônicas regionais que identificaram rochas paleoproterozoicas na borda sul do Cráton São Francisco (Teixeira 1982, Teixeira & Figueiredo 1991). Avanços nas pesquisas nesta

região permitiram que Noce *et al.* (2000) descriminassem as rochas plutônicas com diferentes origens (juvenis e crustais) que compreendem o cinturão, com base em dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos. Em Alkmim (2004), o autor propôs que os limites do CM englobassem o domínio que preserva a deformação paleoproterozoica sobre as rochas arqueanas, presente na região sudoeste do QF.

Atualmente, o CM é tido como um fragmento crustal formado por extensas porções de rochas plutônicas dominantemente juvenis (intermediárias a félsicas) em associação com rochas vulcânicas e sedimentares, alojadas e depositadas durante o Sideriano/Riaciano (Noce *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2000, 2015; Seixas *et al.* 2012, 2013; Barbosa *et al.* 2015).

Com aproximadamente 170 km de extensão, o CM localiza-se na porção meridional do CSF, a sudoeste do QF (Fig. 3.1), tendo em suas imediações a cidade de Conselheiro Lafaiete, a norte, e o município de Lavras, a sul. Possuindo direção aproximada NE-SW, encontra-se separado das unidades do CSF a norte pelo lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (LJBS), a leste pelo lineamento Congonhas-Itaverava (LCI) e a sul por um terreno metamórfico de alto grau, conforme ilustrado na Figura 3.2 (Teixeira *et al.* 2015, Noce *et al.* 2007a).

Este cinturão é constituído por sucessivas colagens diacrônicas de arcos oceânicos e continentais ativos durante o paleoproterozoico (Noce *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2015, Ávila *et al.* 2014). Composto predominantemente por metagranitoides e ortognaisses (2,36-2,12 Ga; trondhjemito, tonalito, granodiorito) e por sequências metavulcanossedimentares (2,34-2,19 Ga), seu embasamento ainda se mantém preservado no domínio do QF (porção norte) e envolve unidades meso- e neo-arqueanas (terreno granito-*greenstone*; Hasui *et al.* 2012).

3.2.2 - Plútons Paleoproterozoicos

Diversos autores, dentre eles Ávila *et al.* (2014) e Barbosa (2015), descrevem três estágios de formação de três arcos magmáticos (vide Fig. 3.3) como responsáveis pela geração de crosta continental no CM desde 2,47 Ga, tendo este processo duração de ca. 380 Ma. As idades dos corpos plutônicos que registram a atividade desses arcos possuem amplitude temporal entre ca. 2,47 e 2,00 Ga (Noce *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2008, Seixas *et al.* 2012, 2013, Barbosa 2015, Cardoso *et al.* 2019) ocorrendo entre estes diversos corpos de rochas juvenis (e.g. Seixas *et al.* 2012, 2013, Teixeira *et al.* 2015, Ávila *et al.* 2014).

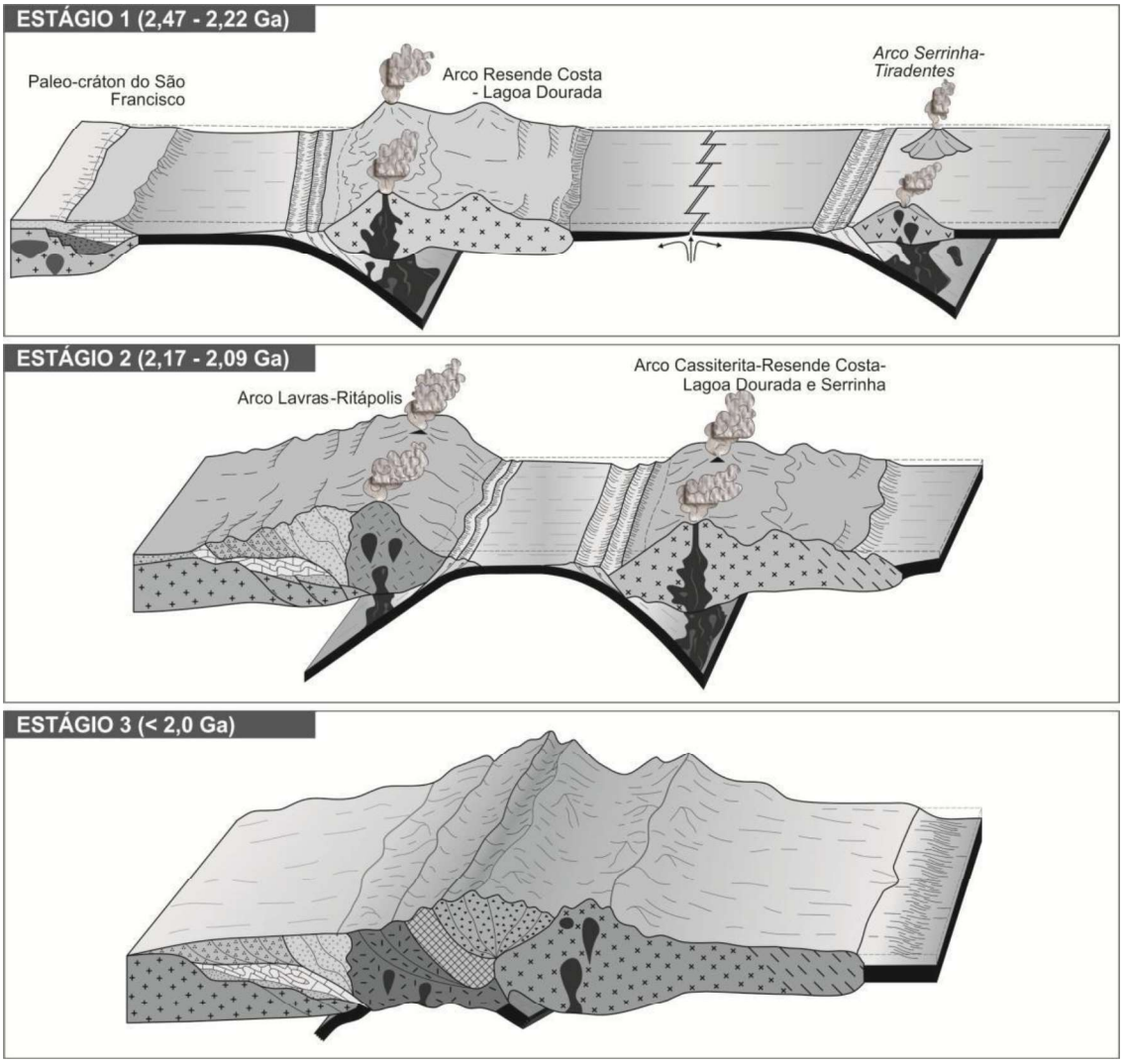


Figura 3.3- Modelo tectônico esquemático desenvolvido por Barbosa (2015) para representar a evolução das rochas do CM, durante o paleoproterozoico. Estágio 1: 2,4-2,3 Ga geração do arco 1 (Resende Costa - Lagoa Dourada) em um ambiente oceânico, simultâneo a deposição dos carbonatos na margem passiva Minas; arco 2 (Serrinha-Tiradentes) gerado em 2,2 Ga. Estágio 2: 2,1 Ga continuação da subducção oceânica e geração do arco continental (Lavras-Ritápolis). Estágio 3: 2,1-2,0 Ga fechamento do oceano e deformação das rochas de arco e do paleo-Cráton São Francisco.

Estes plútons paleoproterozoicos intrudem *greenstone belts* arqueanos e/ou proterozoicos e tendem a ter forma alongada de direção NE-SW (Seixas *et al.* 2012, 2013, Corrêa-Neto *et al.* 2012), apesar de alguns corpos não seguirem esta estruturação (vide Fig. 3.4); grande parte destas rochas são cortadas por diques máficos (Pinese 1997, Chaves & Neves 2005a,b; Chaves 2013) e também por diques aplíticos a pegmatíticos (Alkmim & Teixeira 2017, Moreira *et al.* 2018, Araújo *et al.* 2019). Destacam-se abaixo alguns dos corpos plutônicos mais importantes na construção do CM, sendo que a Suíte Lagoa Dourada, foco deste estudo, será tratada separadamente no tópico 3.3.

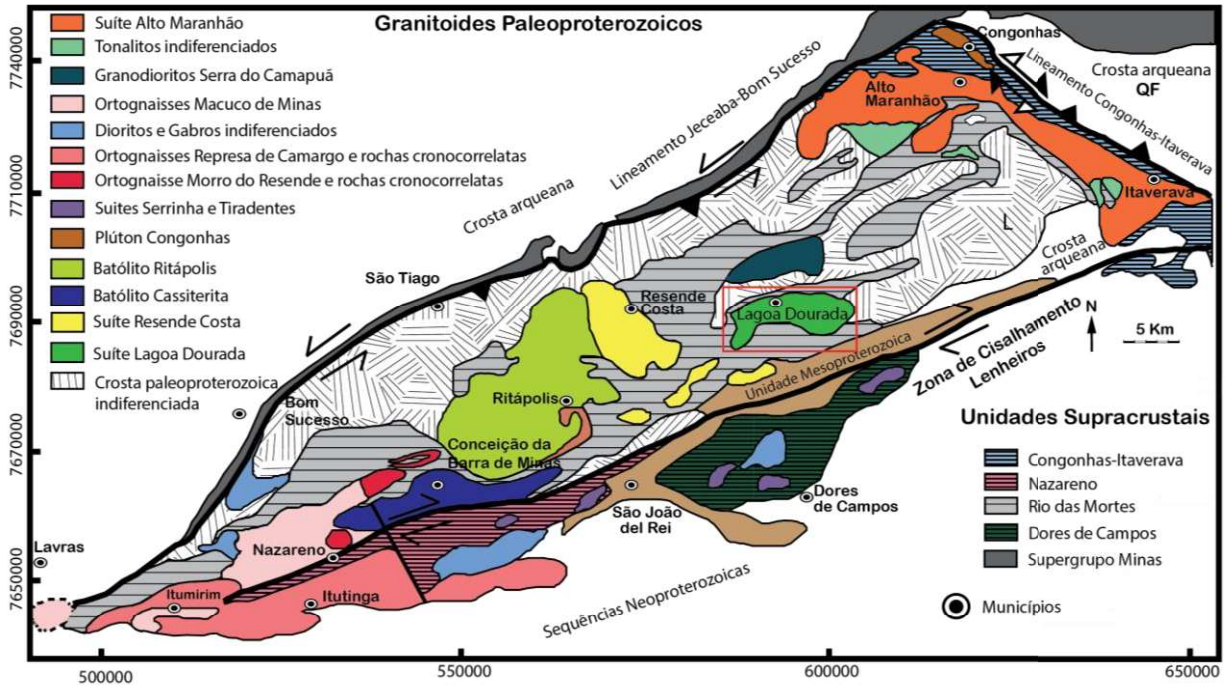


Figura 3.4- Mapa geológico simplificado da porção sul do CSF, mostrando as unidades do CM, entre elas, no setor central, a Suíte Lagoa Dourada (retângulo vermelho), foco do presente estudo (Modificado de Vieira *et al.* 2020).

Barbosa *et al.* (2013) encontraram idades entre 2,47 e 2,41 Ga para o Batólito Cassiterita e corpos cronocorrelatos, tornando-se o representante de crosta juvenil mais antigo do CM. Localizado próximo à cidade de Conceição da Barra de Minas, na porção sudoeste do CM, compõe-se por rochas tonalítica e trondhjemítica geradas a partir de fusão de crosta máfica (Ávila *et al.* 2003). Cortado por zonas de cisalhamento e falhas, este corpo magmático possui intrusões de granitoides e pegmatitos, além de xenólitos de rochas máficas e ultramáficas (Ávila 2000). De acordo com Barbosa (2015) estas rochas foram *"geradas em ambiente intra-oceânico com eventual contaminação de sedimentos derivados da margem do antepaís arqueano/Margem passiva Minas (Paleo-Cráton São Francisco)"*. Barbosa (2015) e Barbosa *et al.* (2019) integraram o Batólito Cassiterita como parte do primeiro arco magmático juvenil que viria a compor o CM, que também é tido por estes autores como responsável pela concepção das suítes Resende Costa e Lagoa Dourada (Fig. 3.3).

A sul da zona de cisalhamento Lenheiros encontram-se as suítes contemporâneas Serrinha e Tiradentes, com idades estimadas em ca. 2,23-2,21 Ga, cortando sequências vulcanossedimentares (Ávila *et al.* 2014). Formadas por rochas tonalíticas a graníticas, além de rochas subvulcânicas e vulcânicas félsicas. Com características metaluminosas a peraluminosas, estas rochas apresentam fontes juvenis com curta residência crustal, sendo interpretadas como provenientes de um mesmo arco magmático oceânico (Ávila *et al.* 2010, 2014).

Localizada na porção norte do CM, a Suíte Alto Maranhão faz fronteira com as rochas arqueanas do CSF, sendo um dos episódios mais novos de magmatismo juvenil nesta região, com

idade aproximada de 2,13 Ga (Seixas *et al.* 2013). Composta por tonalitos contendo hornblenda, por vezes foliados, hospedam enclaves dioríticos e é cortada por granitoides e pegmatitos (Seixas *et al.* 2013, Aguilar *et al*. 2017, Vieira *et al.* 2020). Seixas *et al.* (2013) interpretaram esta suíte como consequência da fusão de uma cunha do manto metassomatizada acima de uma zona de encurtamento paleoproterozoica. Sendo assim, neste período houve uma inversão no ambiente tectônico, passando de um ambiente com arcos oceânicos (Suíte Lagoa Dourada) para arcos continentais, também tendo uma fonte juvenil de curta permanência crustal.

O Batólito Ritápolis encontra-se a norte da zona de cisalhamento Lenheiros, fazendo fronteira com a Suíte Resende Costa e cortando a sequência Rio das Mortes (Teixeira *et al.* 2015). Com idade de cristalização entre 2,15–2,12 Ga, o Batólito Ritápolis é formado por tonalitos a leucogranitos foliados, além de vários tipos de xenólitos (anfibolitos, dioritos e gabros) e diques de pegmatitos. De acordo com Teixeira *et al.* (2014a), estas rochas possuem características cálcio-alcalinas, peraluminosas a metaluminosas e de alto a baixo potássio, tendo assim pelo menos dois magmas diferentes como fonte, em um ambiente de margem continental ativa. Com base nos dados geocronológicos obtidos por Noce *et al.* (2000) e Teixeira *et al.* (2014a), sugere-se que durante a concepção deste batólito ocorreu a participação dos protólitos arqueanos. Juntamente com a Suíte Alto Maranhão, o batólito Ritápolis marca o registro final de acresção juvenil no CM (Teixeira *et al.* 2015).

3.2.3 - Arcabouço Estrutural, Deformação e Metamorfismo

Em termos estruturais, o CM, tem orientação geral NE-SW e uma foliação regional mergulhando para SE. Duas grandes estruturas separam suas rochas das unidades arqueanas do CSF. A norte, o limite é dado pelo lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (LJBS), cuja estruturação ocorre na direção NE-SW, possui componente de cisalhamento de caráter dominantemente sinistral (Campos & Carneiro 2008). A norte este lineamento limita as unidades do QF e a sul os plútons paleoproterozoicos e as sequências supracrustais do CM (Fig. 3.4).

Orientado na direção NW-SE, portanto ortogonalmente ao LJBS, encontra-se o lineamento Congonhas-Itaverava (LCI) (Seixas 1988, 2000; Teixeira *et al.* 2015), que separa as rochas da região nordeste do cinturão e a porção arqueana vizinha (Seixas *et al.* 2012, Teixeira *et al.* 2015). Reativações e consequente movimentações neoarqueanas e transamazônicas atuantes na região estão registradas nas rochas do QF, circunvizinhas ao lineamento, e também podem ser observadas na cinemática (sinistral reversa) e direção do LCI (Corrêa Neto *et al.* 2012). Estes dois lineamentos regionais podem ser registros da sutura decorrente da orogenia acrescionária Minas, que contribuiu para a evolução tectono-magmática do CM (Teixeira *et al.* 2015).

As suítes magmáticas relacionadas aos arcos paleoproterozoicos são controladas por falhas transcorrentes e zonas de cisalhamento regionais, como por exemplo a zona de cisalhamento Lenheiros (ZCL), com *trend* NE-SW, considerada uma importante feição local que baliza a

estruturação das rochas adjacentes (Barbosa *et al.* 2015). A falha Lenheiros apresenta indícios de reativação durante o começo da orogenia brasiliana, atuante na borda do CSF, pois ela atinge a megasequência de Andrelândia (Neoproterozoico; Ribeiro *et al.* 2003).

A ZCL divide o CM em domínios norte e sul, de acordo com as assembleias litológicas paleoproterozoicas (Seixas *et al.* 2012, Ávila *et al.* 2010). No primeiro, tem-se plútons tonalíticos, trondjemíticos e granodioríticos maciços a deformados, como ocorre na Suíte Lagoa Dourada, além de corpos gabroicos e dioríticos disseminados, levemente cobertos pelas rochas metassedimentares Meso/Neoproterozoicas pertencentes aos grupos São João Del Rei e Andrelândia. Já no segundo, dominam ortognaisses plutônicos agrupados como complexo Mantiqueira, plútons máficos e félsicos (e.g. suítes Serrinha-Tiradentes), rochas metassedimentares do grupo São João del Rei e unidades supracrustais Proterozoicas.

As sequências metavulcanossedimentares apresentam-se relacionadas a estes lineamentos, sendo formadas principalmente em faixas alongadas e cortadas pelos corpos intrusivos paleoproterozoicos. A sequência denominada Congonhas-Itaverava (2,34 Ga; Teixeira *et al*. 2015), composta essencialmente por metabasaltos, ocorre próxima ao lineamento homônimo, a unidade Rio das Mortes (2,23 a 2,20 Ga; Teixeira *et al.* 2015, Ávila 2000, Ávila *et al.* 2012), composta por rochas anfibolíticas, metassedimentares e metaultramáficas, posiciona-se a norte da ZCL, já as sequências Nazareno (2,26 a 2,22 Ga; Ávila *et al.* 2010, 2012), considerada do tipo *greenstones belt*, e Dores de Campos (2,19 Ga; Ávila *et al.* 2010), constituída principalmente por rochas toleíticas, afloram ao sul da ZCL. Os plútons intrusivos possuem idades de colocação correlacionadas às fases pré, sin e pós-colisionais do CM (Noce *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2000).

Segundo Endo (1997), a estruturação tectônica dominante do cinturão ocorre para NE-SW e o deslocamento ao longo das zonas de cisalhamento possui movimento preferencial transpressional dextral, entretanto movimentos sinistrais podem ocorrer de maneira alternada, de acordo com os indicadores cinemáticos observados na região. Estudos no CM sugerem que as estruturas presentes em suas rochas possuem três fases distintas de deformação (Toledo 2002, Barbosa 2015, Alkmim & Teixeira 2017):

- D1: presente apenas nas rochas da sucessão vulcanosedimentar e nos gnaisses bandados tonalíticos. Nos locais preservados dos efeitos promovidos pela segunda fase deformacional (anfibolitos e rochas da sequência Rio da Mortes) tem-se uma foliação tectônica S1, que também pode ser encontrada em xenólitos de anfibolitos que ocorrem nos plútons intrusivos, onde esta foliação é visivelmente discordante da foliação da fase D2, registrada nestes corpos;
- D2: esta fase é considerada mais expressiva que as demais, promovendo o dobramento da foliação S1, formação de foliação S2 que constitui a feição planar dominante na área

investigada, intrusão de corpos sin a tardi-colisionais orientados segundo a direção NE-SW, presença de dobras verticais a reclinadas e zonas de cisalhamento *strike-slip*. A foliação principal NE-SW (mergulho subvertical) é reflexo dessa fase de deformação, que reflete a estruturação regional da foliação das rochas e das zonas de cisalhamento predominantes;

- D3: dominada por zonas de cisalhamento e falhas de deslizamento com tendências NW-SE. Esta fase promoveu também dobramentos suaves e crenulações da foliação S2.

Vale ressaltar que as deformações impressas nas rochas deste cinturão são relativamente sutis quando comparadas ao retrabalhamento (encurtamento crustal e metamorfismo) ocorrido nos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, durante o evento Brasiliano no Neoproterozoico (formação das faixas Ribeira e Araçuaí; Barbosa 2015, Moreira *et al.* 2018). Enquanto o primeiro complexo apresenta metamorfismo de fácies anfibolito e diversas fases de dobramento o segundo possui metamorfismo de fácies granulito e foliação milonítica (Alkmim & Noce 2006).

Em termos metamórficos, a região do CM foi afetada dominantemente por metamorfismo de médio grau reconhecido em três episódios distintos em intensidade. O primeiro é datado em aproximadamente 2,19 Ga, nas rochas anfibolíticas, aflorantes entre Lavras e São João Del Rei, e consiste em fácies anfibolito baixo a médio (Ávila *et al.* 2010). O segundo evento metamórfico é encontrado na mesma região do primeiro e alcançou o metamorfismo fácies anfibolito baixo a xisto verde (entre 2,16-2,10 Ga), afetando *greenstone belts*, metapiroxenitos e granitoides (Barbosa 2015). O último evento metamórfico é registrado principalmente nos gnaisses próximos ao município de São Tiago, datado em 2,05 Ga, atingindo fácies anfibolito (Silva *et al.* 2002).

3.2.4 - Evolução Geológica

Apesar de ainda ser mal compreendido, ao longo da última década, modelos geodinâmicos foram postulados para a evolução do CM, empregando ambientes oceânicos e/ou continentais com base em dados isotópicos, correlações geológicas e litológicas, além de registros geoquímicos (Noce *et al.* 2000, Ávila *et al.* 2010, 2014; Seixas *et al.* 2012, 2013; Teixeira *et al.* 2015). A importância no conhecimento desta evolução se dá pela possível reconstrução do ambiente tectônico da borda sul do CSF e consequentemente de sua bacia, representada pelo Supergrupo Minas.

No final do Neoarqueano, a massa continental que viria a integrar o CSF, iniciou seu processo de distensão, resultante da fase divergente do Ciclo Transamazônico (Hasui *et al.* 2012). Esse regime tectônico intraplaca seguiu durante o Paleoproterozoico e permitiu que na região do atual CM se iniciasse a formação de uma margem passiva (vide Fig. 3.3) com a deposição dos sedimentos do Supergrupo Minas (entre ~ 2,5-2,12 Ga; Ávila *et al.* 2010). A ruptura da litosfera durante a abertura da bacia e sua posterior inversão viabilizaram a formação de intrusões ígneas provenientes dos arcos

magmáticos de margem ativa. A inversão da bacia Minas ocorreu a partir de 2,2 Ga, sendo seguida da deposição do Grupo Sabará em uma bacia de antepaís, por volta de 2,17-2,13 Ga (Hasui *et al.* 2012).

Nete período, o complexo Mantiqueira, complexo Juiz de Fora e o Cinturão Mineiro foram formados, decorrentes do fechamento da bacia Minas, quando os arcos magmáticos oceânicos e continentais se soldaram no antepaís (massa terrestre estável arqueana) para formar o paleocontinente São Francisco (~ 2,0 Ga; Teixeira *et al.* 2015, Alkmim & Teixeira 2017). Após a aglutinação destes terrenos houve um colapso orogênico (entre 2,07 e 2,05 Ga) responsável pelas estruturas de domos e quilhas presentes no QF (Marshak & Alkmim 1989, Marshak *et al.* 1992**)**. Estes processos de abertura e posterior fechamento da bacia caracterizam a orogenia acrescionária Minas (2,36-2,00 Ga; Teixeira *et al.* 2015). Por fim, o CSF passou por um período de resfriamento durante sua estabilização e começou a ser exumado apenas por volta de 1,9-1,8 Ga (Hasui *et al.* 2012).

De acordo com Barbosa *et al.* (2015) os cinturões paleoproterozoicos citados registram um Ciclo de Wilson completo formado entre 2,4-2,1 Ga, com rifteamento da crosta e subducção, formação de margem passiva, arcos magmáticos com geração de rochas juvenis e finalmente convergência e colisão (Alkmim & Marskak 1998, Teixeira *et al.* 2015).

Após o período de estabilização do recém-formado paleocontinente, duas famílias de diques máficos intrudiram o CM com direções NW. A primeira em 1,7 Ga, composta de diques gabronoríticos e a segunda em 1,0 Ma formada por diques gabroicos (Carneiro & Barbosa 2008). Segundo Hasui *et al.* (2012) estes diques podem ser evidências de dois registros do rompimento da crosta continental, ocorrida no mesmo período do desenvolvimento do Espinhaço e do início do Ciclo Brasiliano, respectivamente.

3.3 - A SUÍTE LAGOA DOURADA

A SLD tem recebido atenção especial nos últimos anos por possuir idade de cristalização mais antiga do que as idades postuladas anteriormente para os granitoides transamazônicos do CM (entre 2,2-2,1 Ga; e.g. Ávila *et al.* 2010, Seixas *et al.* 2012, 2013). Além disso, representa um raro episódio de plutonismo félsico juvenil no CM, em uma época conhecida pela diminuição global nos registros de formação crustal, que ocorreu no Sideriano (vide Capítulo 2).

3.3.1 - Localização e Idade

Localizada na porção central do CM (Fig. 3.4), a norte da zona de cisalhamento Lenheiros e sudoeste da sequência Rio das Mortes, a SLD apresenta aproximadamente 18 km de comprimento e 8 km de largura (Seixas *et al.* 2012, Alkmim & Teixeira 2017). Esta suíte é composta principalmente por biotita-horblenda a hornblenda-biotita tonalitos e biotita trondhjemitos fracamente a fortemente

foliados, com texturas ígneas preservadas. De acordo com Seixas *et al.* (2012), as rochas circundantes ao plúton passaram por metamorfismo de fácies anfibolito de baixo grau.

Seixas *et al.* (2012) dataram as rochas da SLD e obtiveram idades U-Pb em zircão de 2356,1 ± 3,1 e 2349,9 ± 4 Ma e idades T_{DM}, Sm-Nd, entre 2,4 e 2,5 Ga. Sendo assim, estes autores estabeleceram a idade de cristalização em ca. 2350 Ma e estas rochas se tornaram o primeiro registro do magmatismo Sideriano no CM, além de representarem um exemplo globalmente raro de crosta juvenil produzida durante o início do Paleoproterozoico.

3.3.2- Aspectos Petrográficos, Mineralógicos, Geoquímicos e Isotópicos

De acordo com Seixas *et al.* (2012) as rochas da SLD possuem grãos médios, caráter cálcio-alcalino, metaluminosos a levemente peraluminosos, com baixo teor de Mg, baixo-K e alto Ca. Constituídas essencialmente por oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda, sendo variável a quantidade destes dois últimos minerais em diferentes pontos da suíte, estas rochas também possuem como minerais acessórios: zircão, apatita, alanita (epidoto corona) e magnetita, esta última encontrada apenas em algumas rochas da suíte. A biotita apresenta alto teor de ferro (Mg/Mg + Fet = 0,45 – 0,48), sendo este valor mais alto que nos demais granitoides da região (Martins 2008, Seixas *et al.* 2012).

Alguns atributos particulares foram caracterizados para os diferentes granitoides. Os trondhjemitos apresentam traços de K-feldspato e os tonalitos possuem conteúdo mineral máfico entre ~10% e 25% (Seixas *et al.* 2012). Estes últimos foram estudados por Martins (2008), que descreveu a presença de magnetita como fase óxido e granada como características distintivas destas rochas em comparação com as demais encontradas na região alvo do seu estudo, a Suíte Alto Maranhão.

Análises nas granadas mostram que estas possuem duas composições. A primeira constitui-se de uma almandina rica em Ca-Mg, sugerindo uma variedade ígnea, que pode ser produto de magma derivado do manto e/ou de rochas ígneas crustais. A segunda é uma variedade com alto teor de manganês que possivelmente formou-se a baixa pressão durante a recristalização pós-magmática da suíte (Martins 2008, Seixas *et al.* 2012).

Os estudos geoquímicos realizados por Seixas *et al.* (2012) revelaram anomalias positivas de Eu/Eu, baixo teor de elementos-traço litófilos (LILE, ou seja, Rb, Ba, e incluindo o Th - HSF) e elementos terras raras pesados (ETR, Yb <1,00 ppm). Além de altas relações de Sr/Y (≥41 até 81) e $(La/Yb)_N$ (≥12 até 46), onde a primeira relação indica ausência de plagioclásio no resíduo proveniente da fusão da fonte desta suíte e a segunda sugere que a mesma pode ser derivada de uma fonte toleítica levemente enriquecida em ETR com resíduo eclogítico ou uma fonte toleítica com padrão ETR uniforme e resíduos de granada-clinopiroxênio anfibolito (Seixas *et al.* 2012).

As rochas encaixantes da SLD consistem em anfibolitos toleíticos metabásicos, gnaisses trondhjemiticos e gnaisses quartzo dioríticos, que apresentam, respectivamente, valores de εNd(t) = -

1,5; -7,4; -10,6 e -7,8, além de T_{DM} 2,9 a 3,3 para os gnaisses félsicos (Seixas *et al.* 2012). Estes resultados εNd negativos das rochas encaixantes indicam que estas não colaboraram de modo relevante na formação desta suíte. Já os dados de isótopos de Nd das rochas que compõem a suíte apresentam-se ligeiramente esgotadas [εNd(t) = +1,0 a +2,1], sugerindo assim que houve pouco tempo de residência crustal do protólito ígneo, que serviu de fonte para a formação dessa suíte.

3.3.3- Origem e Evolução Magmática

As rochas da SLD apresentam características geoquímicas de elementos maiores, menores e traço comuns com suítes TTG arqueanas de alto alumínio, sendo formadas por fusão parcial de uma rocha ortoderivada, sem participação da crosta antiga em seu desenvolvimento ou alojamento. Sendo assim, sua concepção é tida como um processo de geração de crosta continental juvenil paleoproterozoica (Martins 2008, Seixas *et al.* 2012).

As interpretações feitas por Seixas *et al.* (2012) utilizando modelagem matemática e dados obtidos através de petrologia, geocronologia e geoquímica sugerem que suas rochas são derivadas de fontes metabasálticas toleíticas, fundidas no campo de estabilidade de granada-clinopiroxênio anfibolito, para resíduos de hornblenda eclogitos, em condições de alta pressão**,** logo após sua remoção do manto. Com base neste campo de estabilidade, a região de fusão pode ter ocorrido em 30 a 40 km de profundidade no mínimo e a 700-800 °C (Seixas *et al.* 2012 e referências nele contidas). Sendo assim, a colocação deste plúton representa o registro do desenvolvimento de uma nova crosta continental através da fusão parcial do manto empobrecido, que gerou rochas toleíticas do tipo MORB, que também foram fundidas parcialmente para enfim formar o magma parental desta suíte.

A granada almandina, mineral acessório presente em algumas porções da suíte, sugere a cristalização do magma à pressões e temperaturas elevadas (Seixas *et al.* 2012). Sendo assim, ainda de acordo com estes autores, a diferenciação magmática da suíte é principalmente controlada pela cristalização fracionada (hornblenda e minerais acessórios) juntamente com a incorporação de novos lotes de magma de maneira episódica e simultânea na crosta, refletindo assim os diferentes níveis de fusão da fonte, sendo observado em campo pela abundância de diques.

3.3.4- Diques

Os tonalitos da SLD são cortados por uma rede de inúmeros diques, alguns foliados, aparentemente de mais de uma geração. Estes corpos intrusivos integram a evolução geológica destas câmaras magmáticas e, segundo Seixas *et al.* (2012), sua colocação ocorreu nas fases pós-magmáticas e pré-sin-deformacionais, de acordo com as características estruturais comuns entre os diques e a hospedeira.

Martins (2008) descreveu a ausência de hornblenda e maior proporção de feldspato alcalino na composição dos diques, com presença também de zircão, apatita, alanita e titanita, que reforçam uma

associação genética destes corpos com as rochas hospedeiras. Seixas *et al.* (2012) afirmam que estes diques são petrograficamente semelhantes ao seu hospedeiro, com presença de granada e pirrotita, porém nas relações geoquímicas possuem maiores concentrações de elementos traço (Sr, Ba, Th, U e LREE). Portanto, o magma progenitor dos diques não pertence aos mesmos lotes de magma dos granitoides, nem constituem os líquidos remanescentes do magma principal da suíte. A fonte dos diques é então proveniente de diferentes lotes de magma produzidos a partir da mesma fonte dos granitoides, porém em diferentes condições de fusão

A colocação destes corpos ocorre de maneira subparalela ou discordante com a foliação impressa nos granitoides hospedeiros. Entretanto, as relações estruturais, espaciais e do "*timing*" de formação dos diques ainda são pouco estudadas e conhecidas.

3.3.5 –Modelos de Evolução Magmática

A SLD está inserida em um ambiente com abundantes corpos granitoides paleoproterozoicos do CM, relacionados com a orogenia Transamazônica. Cenários tectônicos envolvendo a fusão parcial de crosta oceânica subductada são cogitados para ilustrar a evolução da suíte, uma vez que em ambientes convergentes, em altas profundidades, a fonte máfica poderia ser proveniente do manto. Porém, os granitoides não possuem sinais de incorporação e/ou relação com o manto superior durante sua evolução (Seixas *et al.* 2012, 2013).

A fonte para este plúton, conforme as análises dos dados isotópicos, geoquímicos e mineralógicos, é melhor explicada através de uma fusão associada a um ambiente não enriquecido, ou seja, uma região de subducção juvenil, subducção plana ou um platô oceânico (Smithies *et al.* 2003). Sendo assim, atualmente a petrogênese desta suíte é interpretada como derivada da fusão parcial das raízes dos pacotes de *greenstone belt* toleíticos em um ambiente tectônico intra-oceânico, conforme pode ser observado no estágio 1 da figura 3.3 (Seixas *et al.* 2012).

3.3.6 – Suíte Lagoa Dourada e Suíte Resende Costa

O Ortognaisse Resende Costa (Teixeira *et al.* 2014b) aflora em uma área de aproximadamente 200 km², um pouco a oeste da SLD (Fig. 3.4) e é descrito como um metatonalito juvenil preservado em meio a unidades metaígneas e supracrustais mais jovens (ca. 2,23 e 2,13 Ga). Teixeira *et al.* (2015) encontraram na região de Resende Costa, em ortognaisses tonalíticos e anfibolitos cronocorrelatos da chamada sequência metavulcânica Restinga de Baixo, idades de cristalização em zircão entre 2351 ± 48 e 2317 ± 16 Ma.

Os dados isotópicos obtidos por Teixeira *et al.* (2015) produziram εNd(t) principalmente entre +1,1 a +3,2, εHf (t) divididos entre o manto empobrecido (até +4,2) e grãos de zircão retrabalhados (-2,9 a -9,2). Estes dados isotópicos e as assinaturas geoquímicas destes trondhjemitos são consistentes

com altas taxas de Al_2O_3, derivados de uma fonte toleítica com menor assimilação crustal. Sendo assim, em Teixeira *et al.* (2014b) os autores sugerem que *"estas rochas derivaram de uma fonte basáltica (toleítica) pouco empobrecida e de curta vivência crustal, semelhante à gênese proposta para a Suíte Lagoa Dourada"*, agrupando assim estas duas unidades geotectônicas e denominando-as como Resende Costa - Lagoa Dourada.

Todavia, existem algumas diferenças nas características petrogenéticas entre as suítes Lagoa Dourada e Resende Costa que devem ser ressaltadas. De acordo com os estudos de Teixeira *et al.* (2015) e Moreira *et al.* (2018), dados geoquímicos da SLD sugerem maior fracionamento e diferenciação dos trondhjemitos em relação as rochas da Suíte Resende Costa. Enquanto a primeira suíte é metaluminosa e apresenta padrões esgotados de elementos litófilos de íons grandes (LIL), particularmente K, Rb, Ba e Pb e maiores teores de Mg e Fe, as amostras do plúton Resende Costa são peraluminosas, enriquecidas em elementos alcalinos e mais empobrecidas em elementos de alto potencial iônico (HFS) e ETR do que as rochas da SLD.

Análises geocronológicas feitas por Moreira *et al.* (2018) em rochas da Suíte Resende Costa (U-Pb em grãos de titanita) produziram idade concordante de 2148 ± 6 Ma, o que levou os autores a duas hipóteses: a primeira é que esta idade representaria uma superposição metamórfica das rochas cristalizadas em 2,35 Ga, já a segunda supõe que esta seria a idade de cristalização ígnea destas rochas, ou seja, os núcleos mais antigos, que foram datados em ca. 2,35 Ga anteriormente, representariam zircões herdados. Sendo assim, de acordo com esta segunda hipótese, a Suíte Resende Costa, teria cristalizado muito depois da formação da SLD.

CAPÍTULO 4

ARCABOUÇO ESTRUTURAL, PETROGRAFIA E IDADES U-Pb EM ZIRCÃO DE DIQUES INTRUSIVOS EM GRANITOIDES DA SUÍTE LAGOA DOURADA (2350Ma) – CINTURÃO MINEIRO, SUDESTE DO BRASIL[1]

Os resultados e as discussões obtidos neste trabalho de mestrado estão aqui apresentados no formato de artigo científico, que foi submetido ao Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, conforme segue abaixo.

Abstract

The Siderian period registers numerous changes in the tectonic processes and characteristics of the lithosphere, including the crustal age-gap between 2.45 and 2.2 Ga. The Lagoa Dourada Suite (LDS), located in the Mineiro Belt, southern margin of the São Francisco Craton, dated at ca. 2.35 Ga, is an example of juvenile crust growth in this period. This suite is composed of biotite-hornblende tonalites that are crosscut by a network of dykes classified into 5 different types (Types 1 to 5). These types were individualized based on their cutting relationships and spatial orientation, through the outcrop mapping of 4 workstations, besides the modal composition and texture. With microstructural features, mostly igneous, the observed cutting relationships show that Type 1 (ca. 2347 Ma) is the oldest one, whose obtained age overlaps, within the analytical error, the age of the host rock, while Type 5 (ca. 2332 Ma) is the youngest intrusion and cuts off all other mapped dykes. The foliation observed in these dykes was generated during their emplacement, associated with the magmatic flow itself. Type 1 dykes were lodged through a system of syn-intrusive fractures resulting from the volumetric contraction of the pluton during its crystallization. Approximately 20 Ma after the crystallization of the host rock, this system was subjected to a new magmatism process, with the intrusion of Type 5 dykes. Therefore, there is a singular record of the production of crust at ca. 2350-2330 Ma for LDS and intrusive dykes, time that corresponds to a global paucity period in the continental crust formation.

Keywords: Mineiro Belt; juvenile crustal growth; Siderian dike swarm

[1] Stéphany Rodrigues Lopes[1]; Leonardo Gonçalves[1] & Cristiane Castro Gonçalves[1]

[1] Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, Campus Morro do Cruzeiro, s/ n°, 35400-000, Ouro Preto, MG, Brasil (stephanyrlopes@hotmail.com; leonardogeologo@hotmail.com; cristianepcgoncalves@gmail.com)

4.1- INTRODUÇÃO

O entendimento do mecanismo da tectônica de placas e sua mudança ao longo do tempo, além dos processos e períodos determinantes para geração e estabilização da crosta continental, é fundamental para compreensão da história geológica do planeta Terra. Entretanto, embora se tenha buscado estabelecer quando e quais foram os mecanismos de formação da crosta continental juvenil (e.g. Condie, 1998; Cawood *et al.*, 2013), ainda não se sabe ao certo se durante o Pré-cambriano essa formação ocorreu de forma contínua (Belousova *et al.*, 2010; Dhuime *et al.*, 2012) ou episódica (Condie, 1998), com períodos de maior produção de crosta juvenil em 2,7, 1,9 e 1,2 Ga.

Os picos de crescimento seriam precedidos por produção mais lenta, sendo identificada entre 2,45 e 2,2 Ga, no Sideriano, uma importante lacuna no registro do magmatismo global (Condie *et al.*, 2009a), conhecida por "*crustal/magmatic age gap*", "*magmatic shutdown"* ou "*magmatic lull*" (Condie *et al.*, 2009a; Partin *et al.*, 2014; Spencer *et al.*, 2018). Spencer *et al.* (2018) propõem que o período desta desaceleração tectono-magmática ocorreu provavelmente entre ~ 2,3-2,2 Ga. Para Condie *et al.* (2009a, 2009b) este hiato temporal resulta de uma desaceleração ou desligamento da tectônica de placas. Porém, o volume de registros de crosta continental juvenil naquele intervalo de tempo aumentaram rapidamente nos últimos anos e passou-se a questionar se essa quietude magmática realmente existiu ou se as rochas deste período não foram preservadas (Hawkesworth *et al.*, 2009, 2013; Partin *et al.*, 2014).

Foram relatadas rochas juvenis com idades entre 2,45 e 2,22 Ga no norte do Canadá (Partin *et al.*, 2014), norte da China (Diwu *et al.*, 2014), Austrália (Smits *et al.*, 2012), África Ocidental (Gasquet *et al.*, 2003) e no Brasil (e.g. Macambira *et al.*, 2009; Seixas *et al.*, 2012; Teixeira *et al.*, 2015). No Brasil tem-se a Suíte Lagoa Dourada (SLD), situada no Cinturão Mineiro (CM), borda sul do Cráton São Francisco, datada em ca. 2,35 Ga por Seixas *et al*. (2012), período até então sem reconhecimento de magmatismo félsico juvenil no CM. Esta suíte é composta por biotita-hornblenda tonalitos e biotita trondhjemitos, que são recortados por uma rede de diques cujas relações petrográficas, estruturais, espaciais e seu "*timing*" de colocação ainda eram desconhecidos. Portanto, busca-se discutir o significado destes diques a partir da caracterização da diversidade petrográfica, controle estrutural, além do "*timing*" de colocação destas intrusões, a fim de melhor compreender a história evolutiva da SLD. Por se tratar de importante exemplo da ocorrência de crosta continental juvenil durante o "*magmatic lull"*, tem-se uma contribuição ímpar para melhor compreensão da evolução crustal do planeta no Sideriano.

4.2- GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton São Francisco – CSF (Figura 4.1A; Almeida, 1977) é uma extensa unidade tectônica, localizada na plataforma Sul-Americana, e cercada por orógenos neoproterozoicos (Teixeira & Figueiredo, 1991; Teixeira *et al.*, 2015). Nos cinturões marginais leste e sul encontram-se

preservados o Complexo Mantiqueira, o Complexo Juiz de Fora e o Cinturão Mineiro (Figura 4.1B; Teixeira & Figueiredo, 1991; Teixeira *et al.*, 2015), sendo a geologia da borda meridional do CSF composta por diversos conjuntos litológicos com idades e evolução geológica distintas.

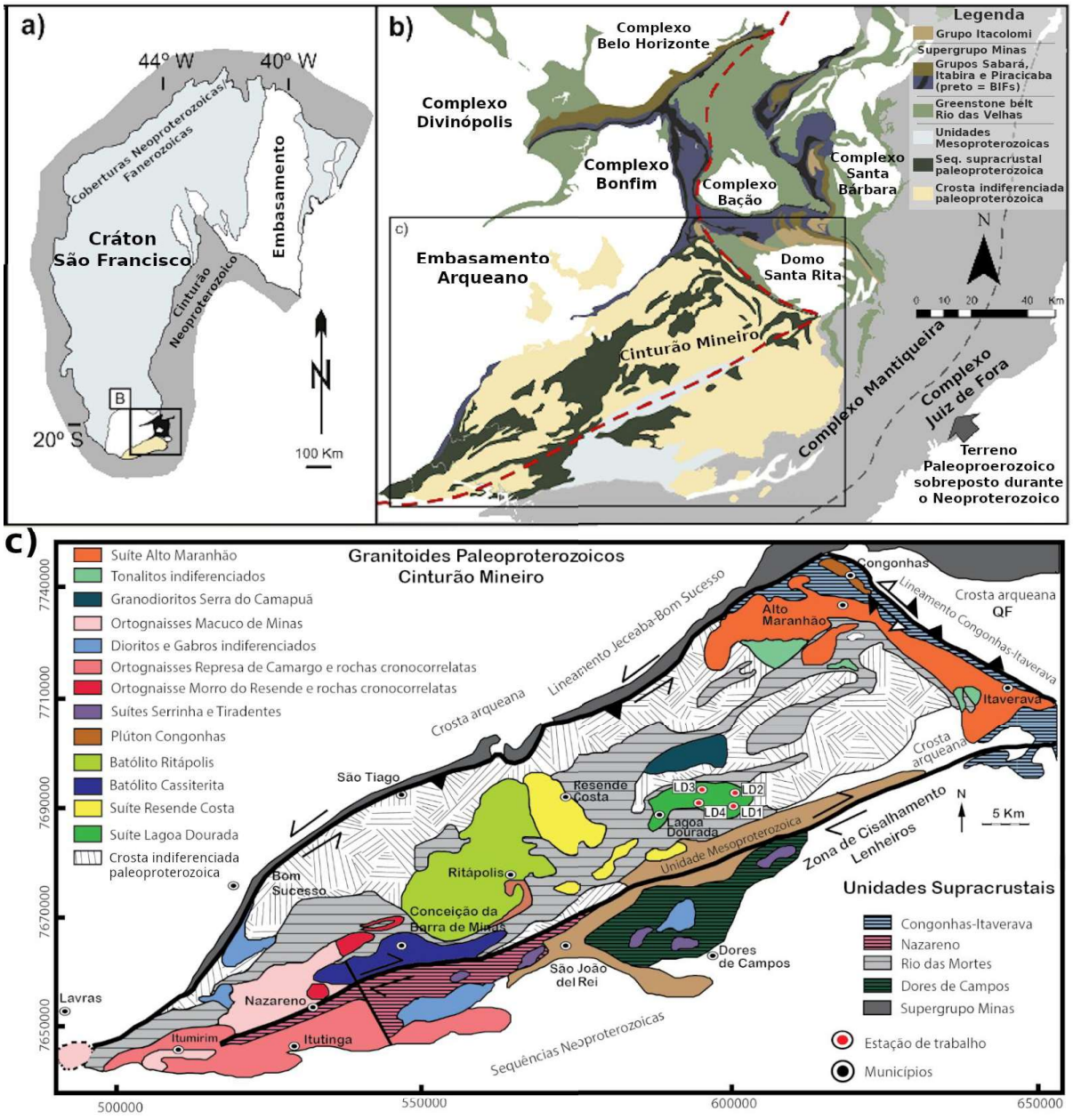


Figura 4.1- A. Cráton São Francisco e suas faixas marginais, destacando-se a localização do Quadrilátero Ferrífero e Cinturão Mineiro (quadrado preto, ampliado na figura B; modificado de Moreira *et al.*, 2018); B. Cráton São Francisco meridional, parte de suas rochas arqueanas e as faixas orogênicas retrabalhadas no Neoproterozoico, representadas pelos cinturões Mantiqueira, Juiz de Fora e Mineiro (linha tracejada cinza: zona de cisalhamento Abre Campo, que define o contato entre os complexos Juiz de Fora e Mantiqueira; linha tracejada vermelha: limite atual do cráton; Seq. (Sequência); modificado de Moreira *et al.*, 2018); C. Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro: principais unidades, entre elas, no setor central, a Suíte Lagoa Dourada, com destaque para a posição das 4 estações de trabalho (LD1 a LD4), além dos principais lineamentos na região (modificado de Vieira *et al.*, 2020).

O Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985), localizado a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero (QF), possui importantes vestígios de ampla atividade plutônica proveniente de sucessivas colagens diacrônicas de arcos oceânicos e continentais ativos durante o paleoproterozoico (Figura 4.1C; Noce *et al.*, 2000; Ávila *et al.*, 2014; Teixeira *et al.*, 2015). Esses arcos seriam decorrentes da inversão e posterior fechamento da bacia Minas (orogenia Minas; Teixeira *et al.*, 2015). Com aproximadamente 170 km de extensão, o CM é tido como um fragmento crustal formado por rochas dominantemente juvenis (intermediárias a félsicas) em associação com rochas vulcânicas e sedimentares, alojadas e depositadas durante o Sideriano/Riaciano (Noce *et al.*, 2000; Teixeira *et al.*, 2015; Seixas *et al.*, 2012, 2013; Barbosa *et al.*, 2015). Com direção aproximada NE-SW, o CM é separado das unidades do QF a norte pelo lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (LJBS), limitado a leste pelo lineamento Congonhas-Itaverava (LCI) e a sul por um terreno metamórfico de alto grau (Teixeira *et al.*, 2015). Este cinturão é composto predominantemente por granitoides e ortognaisses (2,47-2,09 Ga) que podem atingir até a fácies anfibolito inferior, sequências metavulcanossedimentares denominadas: Congonhas-Itaverava (2,34 Ga; Teixeira *et al*., 2015), que ocorre próximo ao lineamento homônimo, Rio das Mortes (2,23 a 2,20 Ga; Teixeira *et al.*, 2015), posicionada a norte da zona de cisalhamento Lenheiros (ZCL), Nazareno (2,26 a 2,22 Ga; Ávila *et al.*, 2010) e Dores de Campos (2,19 Ga; Ávila *et al.*, 2010) que afloram ao sul da ZCL. Dentre as rochas plutônicas do Cinturão Mineiro, na porção oeste, tem-se o Batólito Cassiterita, com as idades mais antigas relatadas no cinturão (2,47 a 2,41 Ga), composto por metatonalitos e metatrondhjemitos gerados a partir de fusão de crosta máfica (Ávila *et al.*, 2003; Barbosa *et al.*, 2019). A sul da ZCL encontram-se as suítes contemporâneas Serrinha e Tiradentes (ca. 2,23-2,21 Ga) formadas por rochas tonalíticas a granodioríticas, além de rochas subvulcânicas e vulcânicas félsicas. Com características metaluminosas a peraluminosas, estas rochas apresentam fontes juvenis com curta residência crustal, interpretadas como provenientes de um mesmo arco magmático oceânico (Ávila *et al.*, 2010*,* 2014). Localizado na porção central deste cinturão encontra-se o Ortognaisse Resende Costa (Teixeira *et al.*, 2014), metatonalito juvenil, cristalizado em 2,1 Ga e com presença de cristais herdados de 2,3 Ga (Moreira *et al.*, 2018). Na porção norte, a Suíte Alto Maranhão (ca. 2,13 Ga; Seixas *et al.*, 2013) faz fronteira com as rochas arqueanas do Cráton São Francisco e é composta por tonalitos, por vezes foliados, com enclaves dioríticos, cortados por granitoides e pegmatitos (Seixas *et al.*, 2013; Vieira *et al.,* 2020). Análises de isótopos Sm-Nd mostram que sua fonte também é juvenil, de curta residência crustal (Seixas *et al.*, 2013). O Batólito Ritápolis, com idade de cristalização entre 2,15–2,12 Ga, faz fronteira com a Suíte Resende Costa e é formado por tonalitos a leucogranitos foliados, com vários tipos de xenólitos e diques de pegmatitos. São rochas cálcio-alcalinas, peraluminosas a metaluminosas e de alto a baixo potássio, tendo assim pelo menos dois magmas como fonte, em ambiente de margem continental ativa (Barbosa, 2015). Juntamente com a Suíte Alto Maranhão, o Batólito Ritápolis registra o final da acreção juvenil no Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.*, 2015).

A Suíte Lagoa Dourada aflora na porção central do Cinturão Mineiro, a leste da Suíte Resende Costa, com ~18 km de comprimento e 8 km de largura (Figura 4.1C). É composta por biotita-hornblenda tonalitos e biotita trondhjemitos com características geoquímicas comuns a suítes TTG arqueanas de alto alumínio (Seixas *et al.*, 2012). Dados isotópicos de Nd em rocha total e Hf em cristais de zircão, além de modelagem geoquímica de elementos traço, sugerem que a suíte derivou da fusão parcial de metabasaltos oceânicos com pouco tempo de residência crustal, com idade de cristalização estabelecida em ca. 2,35 Ga (Seixas *et al.*, 2012). Portanto, é tida como resultante de um processo de geração de crosta continental juvenil paleoproterozoica, sendo um dos primeiros registros do magmatismo Sideriano no Cinturão Mineiro. Os biotita-hornblenda tonalitos desta suíte são constituídos por oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda como minerais essenciais, e microclíneo, epidoto, apatita, allanita, titanita, magnetita, granada e zircão como minerais acessórios. Estas rochas possuem grãos médios com texturas ígneas preservadas, conteúdo de mineral máfico de ~10% até ~25% e foliação dominante E-W. A granada almandina, mineral acessório presente em algumas porções da suíte, sugere cristalização a pressões e temperaturas elevadas (Seixas *et al.*, 2012). A diferenciação magmática da suíte é controlada por cristalização fracionada (hornblenda e minerais acessórios) e incorporação de novos lotes de magma, de maneira episódica e simultânea, refletindo diferentes níveis de fusão da fonte. Uma rede de diques cortando as rochas da Suíte Lagoa Dourada refletem tal processo. Estes diques podem estar foliados, com orientação subparalela ou discordante da foliação impressa nos granitoides hospedeiros, aparentemente indicando mais de uma geração (Seixas *et al.*, 2012).

4.3- AMOSTRAGEM E MÉTODOS

Apresenta-se a caracterização petrográfica, modal e textural dos litotipos amostrados durante os mapeamentos de ultra detalhe, para diferenciação da rocha hospedeira e intrusões materializadas na forma de uma rede de diques. Além das relações de campo, utilizou-se de datação por LA-SF-ICP-MS de U-Pb em zircão para se estabelecer relações temporais entre esses litotipos.

4.3.1- Trabalho de Campo, Amostragem, Petrografia e Orientação Espacial dos Diques

As áreas alvo LD1 a LD4 (Figura 4.1C; previamente estudadas por Seixas *et al.*, 2012) representam os melhores afloramentos da suíte. Nestas estações de trabalho realizou-se mapeamento de afloramentos de ultra detalhe (*outcrop mapping*), análise petrográfica das rochas, coleta de dados estruturais e amostragem. Foram selecionadas áreas planas para delimitação da malha quadricular de 2x2 metros através de cordas e piquetes. Foram obtidos 5 mapas em escala 1:25, coletadas 23 amostras, das quais 16 foram selecionadas para confecção de 25 lâminas delgadas (laboratório de laminação – Lamin, DEGEO-UFOP) e 4 para análises geocronológicas, conforme Tabela 4.1.

Tabela 4.1- Relação das estações de trabalho, amostras coletadas, lâminas e análises geocronológicas realizadas.

Estação	Coordenadas		Amostra	Classificação das rochas	Análises	
	UTM E	UTM N			Lâmina	Geocronologia
LD1	602513	7690010	SL 16	Hornblenda biotita tonalito (Tipo 5)	x	
			SL 17	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	
LD2	603732	7691068	SL 4	Hornblenda biotita tonalito (Tipo 5)	x	x
			SL 5	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	x
			SL 6	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	
			SL 7	Contato entre hospedeira e enclave	x	
			SL 8	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	
			SL 9	Contato de dique com hospedeira	x	
LD3	598843	7692302	SL 1	Biotita granitoide rico em quartzo (Tipo 2)	x	
			SL 2	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	x
			SL 3	Biotita granodiorito (Tipo 3)	x	
LD4	598546	7689647	SL 10	Contato de dique com hospedeira	x	
			SL 11	Biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1)	x	
			SL 12	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)		
			SL 13	Biotita hornblenda tonalito (hospedeira)	x	
			SL 14	Biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1)	x	x
			SL 15	Biotita granodiorito (Tipo 3)	x	

A partir dos mapas de ultra detalhe confeccionados, as direções preferenciais dos diques de cada tipo foram determinadas. Para a construção das rosetas utilizou-se do comprimento dos diques, para que as atitudes preferenciais fossem equivalentes à distribuição dos mesmos. Tomou-se como base 1 medida de orientação para cada 1 cm de comprimento no dique, logo, um dique com 8 cm teria sua atitude contabilizada 8 vezes na construção da roseta do respectivo tipo. Para a análise de orientação espacial dos diques utilizou-se do *software Stereonet*, enquanto que para o tratamento das imagens e digitalização dos mapas usou-se os *softwares GIMP* e *Adobe Photoshop.* Para a caracterização petrográfica das amostras (análise modal, aspectos texturais e sinais de alteração) utilizou-se de microscópio óptico de luz transmitida, com câmera acoplada, para registro por fotomicrografias (Laboratório de Microscopia e Microanálises – LMic, DEGEO-UFOP).

4.3.2- Geocronologia

As datações geocronológicas U-Pb em zircão foram realizadas em 4 amostras (2 da rocha hospedeira e 2 amostras de diques; Tabela 4.1) utilizando-se o LA-SF-ICP-MS (Laboratório de Geoquímica Isotópica da UFOP - LOPAG). Os cristais de zircão foram separados por técnicas convencionais: trituração e pulverização da amostra e subsequente concentração de minerais pesados, seguido de seleção manual dos grãos utilizando-se agulha metálica e lupa binocular. Os cristais selecionados foram embutidos em resina epoxy.

Imagens de catodoluminescência (CL) foram obtidas em Microscópio Eletrônico de Varredura JEOL JSM 6510 (LMic – DEGEO - UFOP), sob voltagem de 20kV, para se observar a morfologia externa e características internas dos grãos. A análise isotópica foi realizada no setor de Isótopos Radiogênicos do LOPAG, através do ICP-MS *sector field* da *Thermo-Finnigan Element 2* (LA-SF-ICP-MS) acoplado a um sistema de laser Photon-Machines 193nm. O laser disparou a uma frequência de 10 Hz, usando energia de 6 J/cm² e He como gás transportador da amostra. Os dados foram obtidos no modo "*peak jumping*" durante 20 s de *background* seguidos por 20 s de ablação da amostra, com furos de 30 μm de diâmetro. O padrão primário utilizado foi o zircão BB (Santos *et al.*, 2017) e para as referências secundárias e terciárias usou-se os padrões Plešovice (Sláma *et al.*, 2008) e GJ (Jackson *et al.*, 2004), respectivamente. Os dados obtidos foram reduzidos no *software* GLITTER VERSÃO 4.4.4 (Van Achterbergh *et al*., 2001), aplicando correção de Chumbo (Pb) comum através de planilha MS Excel (Gerdes & Zeh, 2006), com base no modelo de composição de Pb de Stacey & Kramers (1975). O Isoplot (Ludwig, 2003) foi utilizado e os erros para todas as idades foram reportados no nível 2σ.

4.4- RESULTADOS

4.4.1- Trabalho de Campo

Os afloramentos da Suíte Lagoa Dourada são esparsos o que exige interpolação entre pontos geograficamente distantes para delimitação do(s) plúton(s). Adotou-se, portanto, o mapeamento de ultra detalhe em afloramentos (*outcrop mapping*) com amplas exposições de rochas frescas para facilitar a representação das estruturas observadas. Foram construídos 5 mapas em escala 1:25 nas 4 estações de trabalho que mostram as relações entre as diferentes gerações de diques, bem como com a trama do granitoide hospedeiro. Na estação LD4 foram elaborados dois mapas a fim de melhor representar os dois diques amostrados no local. Dentre os mapas construídos é apresentado o que melhor retrata os diferentes litotipos encontrados (Figura 4.2): mapa construído na estação LD3, com 19 quadrículas e área total de 76m².

4.4.2- Classificação e Orientação Espacial dos Diques

Um enxame de diques reúne um conjunto de diques com idades e relações genéticas semelhantes no contexto de instalação da intrusão (Chaves & Neves, 2005). Nesse sentido, os múltiplos diques identificados foram classificados segundo 5 diferentes tipos (Tipo 1 a 5), com base nas relações de corte e orientação espacial, além da composição modal e textura das rochas. Levou-se em consideração a existência de estratificação composicional ou não, presença de biotita e/ou hornblenda e a variação na proporção de quartzo e feldspato para os diques félsicos. Morfologicamente estes diques são subverticais e encontram-se tanto de modo retilíneo quanto levemente curvos e sinuosos.

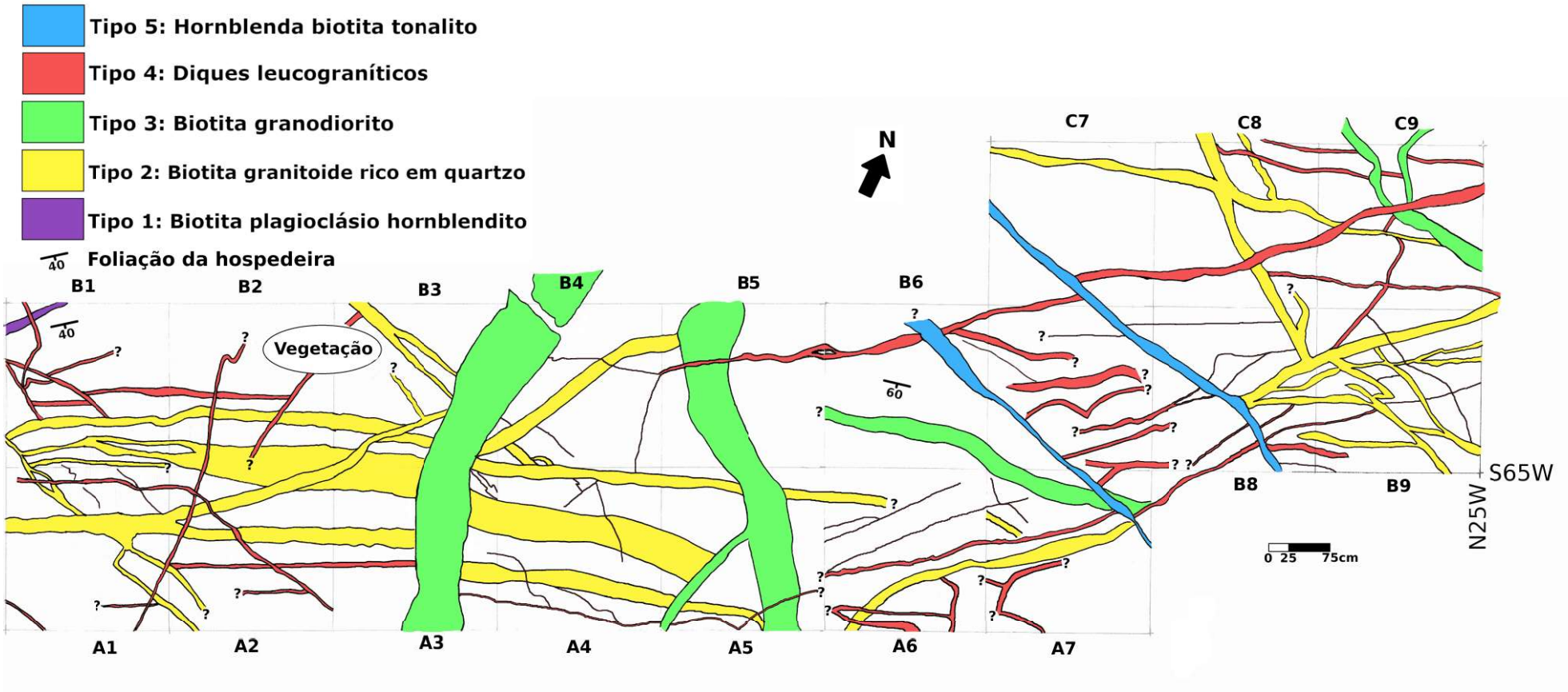


Figura 4.2- Mapa de detalhe do afloramento na estação LD3, exibindo a disposição espacial entre os diques intrusivos no granitoide da Suíte Lagoa Dourada.

O uso dos minerais varietais para classificação das rochas segue sua ordem crescente de abundância de acordo com Le Maitre (2002). A figura 4.3 mostra uma classificação geral para as rochas estudadas da Suíte Lagoa Dourada: hospedeira, Tipo 2, Tipo 3 e Tipo 5 baseada no diagrama QAP (Streckeisen, 1976).

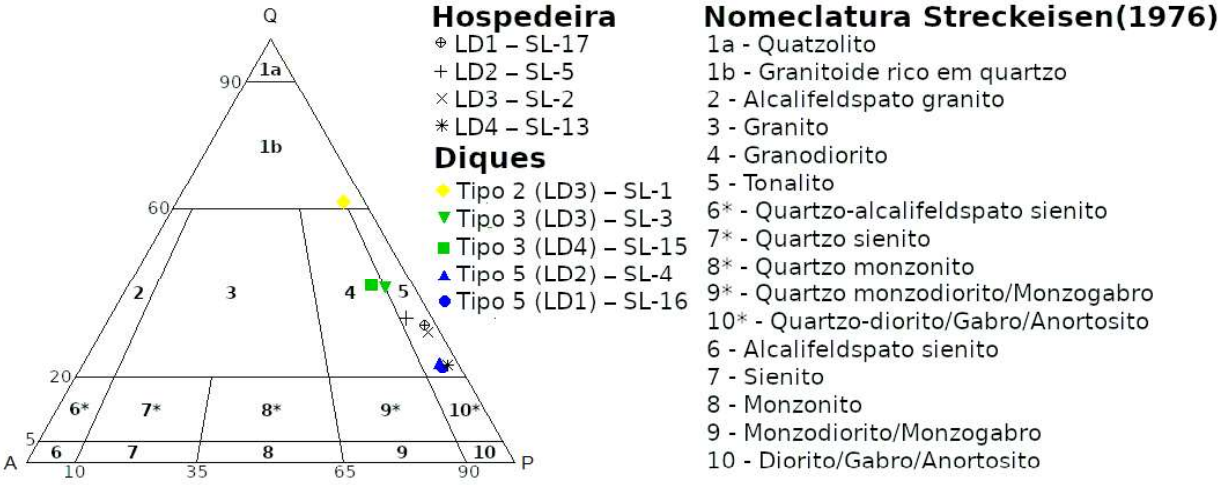


Figura 4.3- Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) com a classificação das amostras coletadas.

Tipo 1

Biotita plagioclásio hornblenditos compostos por rocha máfica de granulação média. Estes diques possuem espessura entre 5 a 10 cm, foliação interna subparalela as paredes do dique e contato abrupto entre o dique e a rocha hospedeira (Figura 4.4A). Identifica-se hornblenda (~60%), plagioclásio (~17%) e biotita (entre 3 e 7%) como minerais essenciais (Figura 4.4B), além de quartzo (<3%), epidoto (<3%), apatita (~2%), allanita (~3%), zircão (<2%) e minerais opacos (<1%) como acessórios. A hornblenda possui grãos euédricos a subédricos que se encontram orientados. O plagioclásio apresenta-se bem preservado, com maclas polissintéticas e é intersticial, acompanhando a orientação dada pelos grãos máficos. Em alguns desses cristais observa-se sericitização e saussuritização. Os cristais de biotita são lamelares, de granulação fina e em grande parte com orientação preferencial. Dentre os minerais acessórios, a apatita ocorre em grãos arredondados inclusos em hornblenda e plagioclásio, enquanto o quartzo, quando presente (<3%), apresenta-se em forma alongada e com extinção ondulante.

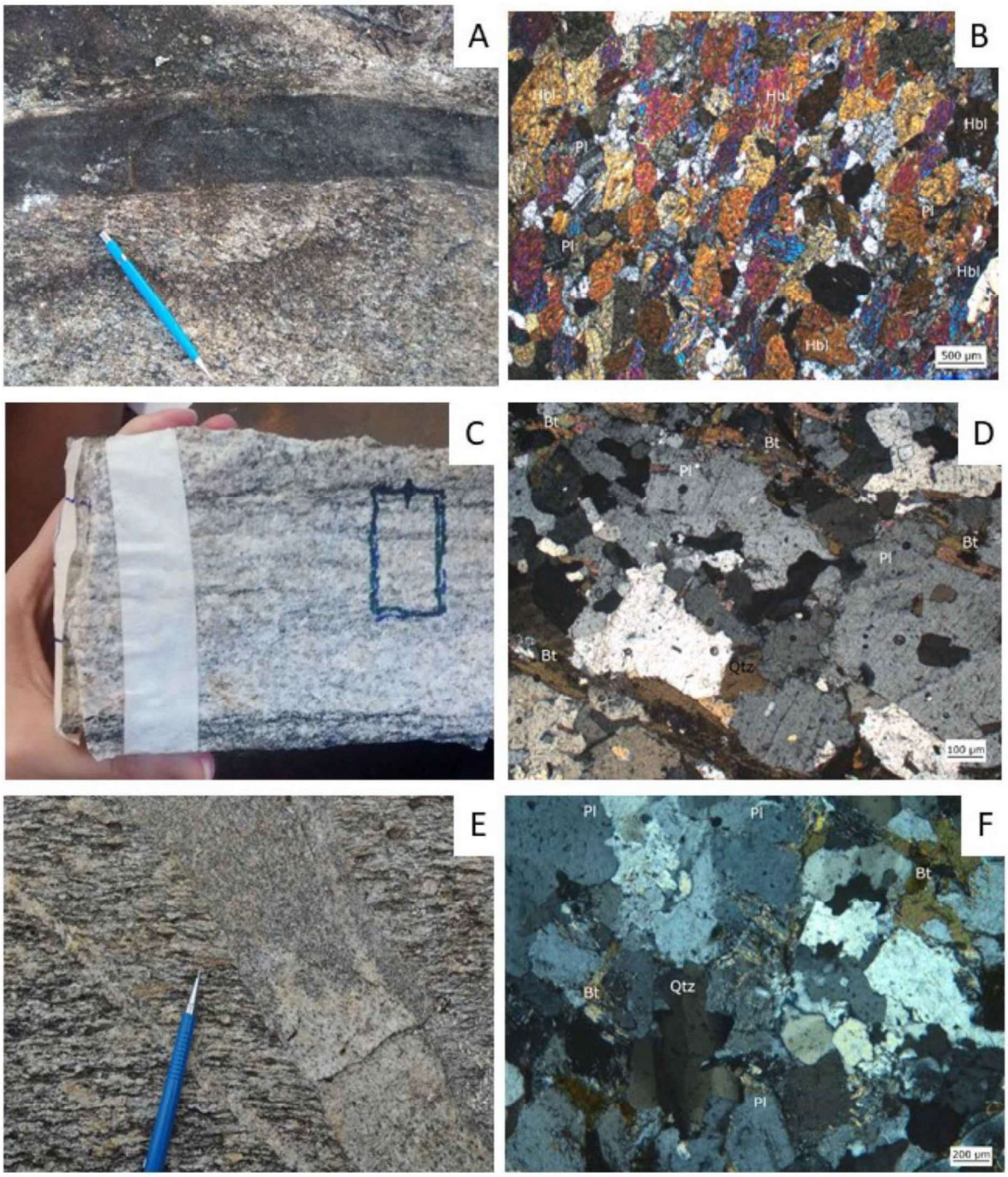


Figura 4.4- A. Aspecto de campo do dique máfico (biotita plagioclásio hornblendito), Tipo 1 - estação LD4; B. Grãos de hornblenda (Hbl) orientados e plagioclásio (Pl) (SL14A – Tipo 1); C. Amostra de mão do biotita granitoide rico em quartzo com estratificação composicional, Tipo 2 - estação LD3; D. Grãos de plagioclásio (Pl) euédricos a subédricos, quartzo (Qtz) e cristais de biotita (Bt) orientados, definindo a foliação (SL1B – Tipo 2); E. Aspecto de campo de dique representando o Tipo 3, biotita granodiorito na estação LD3; F. Grãos de quartzo (Qtz), biotita (Bt) e plagioclásio (Pl) (SL3 – Tipo 3) - (fotomicrografias em luz transmitida plano-polarizada).

Tipo 2

Estes diques possuem espessura de até 20 cm, compostos por biotita granitoide rico em quartzo, de granulação fina a média (Figura 4.3). Macroscopicamente a rocha apresenta estratificação composicional, minerais máficos separados dos quartzo-feldspáticos em bandas, subparalela aos

contatos do dique (Figura 4.4C), que implica em variações na proporção modal, consequentemente em definição de classificação. Observa-se quartzo (~50%), plagioclásio (~30%) e biotita (~10%) como minerais essenciais, além de epidoto (<5%), apatita, allanita, zircão e minerais opacos, que somam ~3%, como acessórios. O quartzo apresenta grãos inequigranulares, anédricos, com extinção ondulante, circundando e inclusos em "blebs" no plagioclásio. O plagioclásio é euédrico a subédrico, inequigranular, com contatos levemente sinuosos e presença de alguns grãos alongados. Estes cristais são frequentemente maclados, saussuritizados e sericitizados. Diferentemente do Tipo 1, o máfico presente é somente biotita, lamelar de granulação fina (que pode estar superestimada em função das características macroscópicas, vide Figura 4.4C). Esta encontra-se orientada, caracterizando uma foliação que é acompanhada pelos grãos alongados de plagioclásio na porção leucocrática (Figura 4.4D). Observa-se clorita nas bordas da biotita e mica branca (~2%) como produto de alteração do plagioclásio. Os cristais de apatita ocorrem com formas arredondadas inclusos nos grãos de plagioclásio e quartzo, e observa-se epidoto em núcleos de allanita ou associados aos grãos de biotita.

Tipo 3

É composto por diques de biotita granodiorito (Figura 4.3) com espessura de até 25 cm, textura granular anédrica e granulação fina a média (Figura 4.4E). Apresentando foliação interna subparalela aos limites da intrusão, estes diques se diferem macroscopicamente do tipo anterior por não apresentarem estratificação composicional e possuírem espessura maior. A composição principal é dada por plagioclásio (~40%), quartzo (~35%) e biotita (~12%), e tem como minerais acessórios microclíneo (~3-7%) e epidoto, apatita, allanita, zircão e minerais opacos, que não excedem ~3%. Os grãos de plagioclásio apresentam macla polissintética e carlsbad, forma anédrica a subédrica e contatos retilíneos a levemente sinuosos. Em alguns casos observa-se sericitização, saussuritização, zoneamento e pertita. Os grãos de quartzo são anédricos a subédricos, com granulação fina a média. Alguns grãos apresentam-se com forma alongada, extinção ondulante (Figura 4.4F) e formação de subgrãos localmente. A biotita é lamelar com granulação fina e encontra-se distribuída de forma orientada subparalela aos contatos da rocha. O epidoto encontra-se associado aos grãos de allanita e biotita.

Tipo 4

É composto pelos diques leucocráticos de menor espessura, não ultrapassando 5 cm. Estas rochas quartzo-feldspáticas (Figura 4.5A) são facilmente identificadas em algumas regiões por apresentarem alto relevo, se destacando da rocha hospedeira. Dada a dificuldade de amostragem, devido particularmente a sua pequena espessura, tais diques foram classificados como Diques leucograníticos, com base exclusivamente nas características macroscópicas.

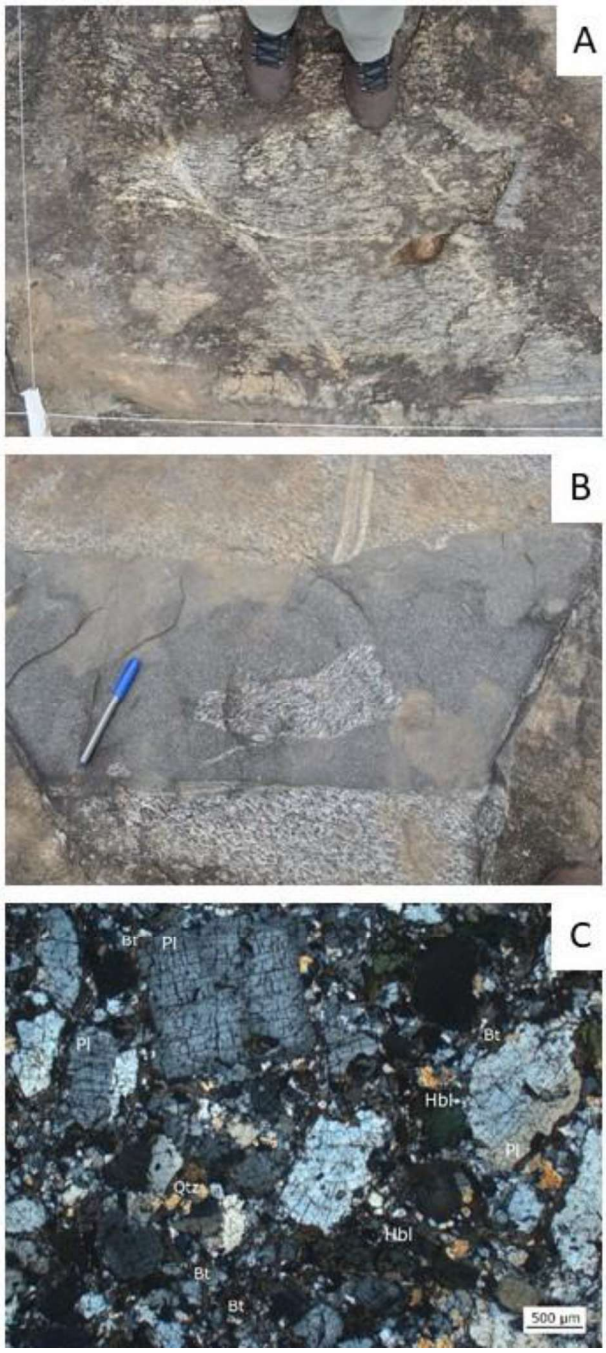


Figura 4.5- A. Aspecto de campo dos diques leucograníticos Tipo 4 - estação LD3; B. Aspecto de campo do hornblenda biotita tonalito - Tipo 5 - estação LD2 - observa-se um enclave da rocha hospedeira no interior do dique; C. Respectiva fotomicrografia em luz transmitida plano-polarizada com grãos de plagioclásio (Pl) euédricos a subédricos, quartzo (Qtz), hornblenda (Hbl) e biotita (Bt) (SL4).

Tipo 5

Estes hornblenda biotita tonalitos (Figura 4.3) possuem de 10 a 30 cm de espessura e granulação fina a média (Figura 4.5B). Apesar da coloração escura, são compostos essencialmente por plagioclásio (~55%), quartzo (~20%), biotita (~12%) e hornblenda (~8%), além de apatita (<2%), epidoto, allanita, zircão e opacos (que somam ~3%), como minerais acessórios. O plagioclásio é euédrico a subédrico (Figura 4.5C) por vezes com dupla macla (polissintética e carlsbad), macla

polissintética acunhada, zoneamento, saussuritização e sericitização. O quartzo, intersticial, é anédrico a subédrico, com granulação fina a média, por vezes com extinção ondulante. A hornblenda é subédrica com textura granular, comumente está associada a biotita e possui inclusões de opacos. A biotita é lamelar, de granulação fina dominantemente e também intersticial. Dentre os minerais acessórios, a apatita ocorre em grãos arredondados inclusos em hornblenda e plagioclásio, enquanto o epidoto cresceu a partir de núcleos de allanita e está incluso também em hornblenda e plagioclásio. Notam-se fraturas discretas, sobretudo no plagioclásio, e cristais sem orientação predominante.

Distribuição Espacial dos Diques

A partir dos 5 mapas de ultra detalhe, as atitudes preferenciais dos diques de cada tipo foram determinadas (Figura 4.6). Para os diques Tipo 1, biotita plagioclásio hornblendito, determinou-se direção preferencial N75W, com base em 56 medidas (~46% dos dados) (Figura 4.6A). Os diques Tipo 2, biotita granitoide rico em quartzo, apresentaram direção preferencial N75E (~30%) com base em 425 medidas (Figura 4.6B). Os diques de biotita granodiorito, Tipo 3, mostraram direção preferencial N25W (~20%), a partir de 185 medidas (Figura 4.6C). Os diques leucograníticos, Tipo 4, amplamente distribuídos, produziram 1136 medidas que mostram direção predominante para N75E (~20%) (Figura 4.6D). E os diques Tipo 5, hornblenda biotita tonalito, a partir de 111 medidas, mostraram direções dominantes em N80W (~31%) e N50W (~20%) (Figura 4.6E).

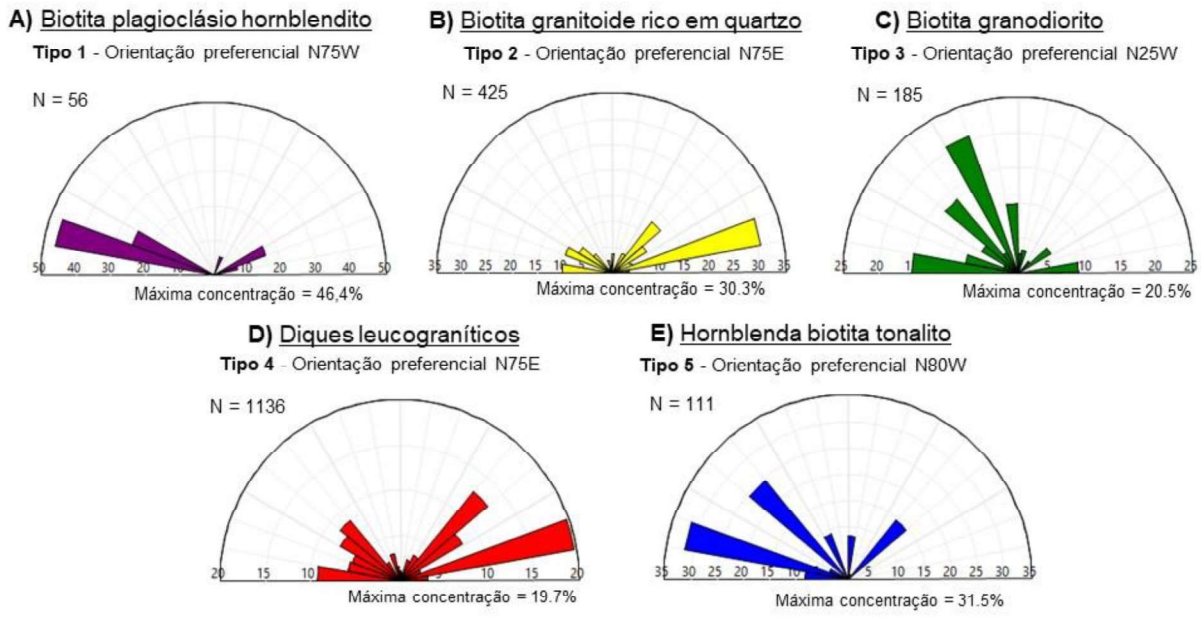


Figura 4.6- Rosetas com as direções preferenciais dos diques cartografados.

4.4.3- Geocronologia U-Pb

Foram datadas duas amostras da rocha hospedeira (biotita hornblenda tonalito) coletadas nas estações LD3 (amostra SL2) e LD2 (amostra SL5), uma amostra de dique Tipo 1, biotita plagioclásio hornblendito (estação LD4) e uma amostra de dique Tipo 5, hornblenda biotita tonalito (estação LD2),

por U-Pb em zircão, LA-SF-ICP-MS. As relações espaciais entre estes diques podem ser observadas na quadrícula E1, mapa da estação LD4 (Figuras 4.7A-B).

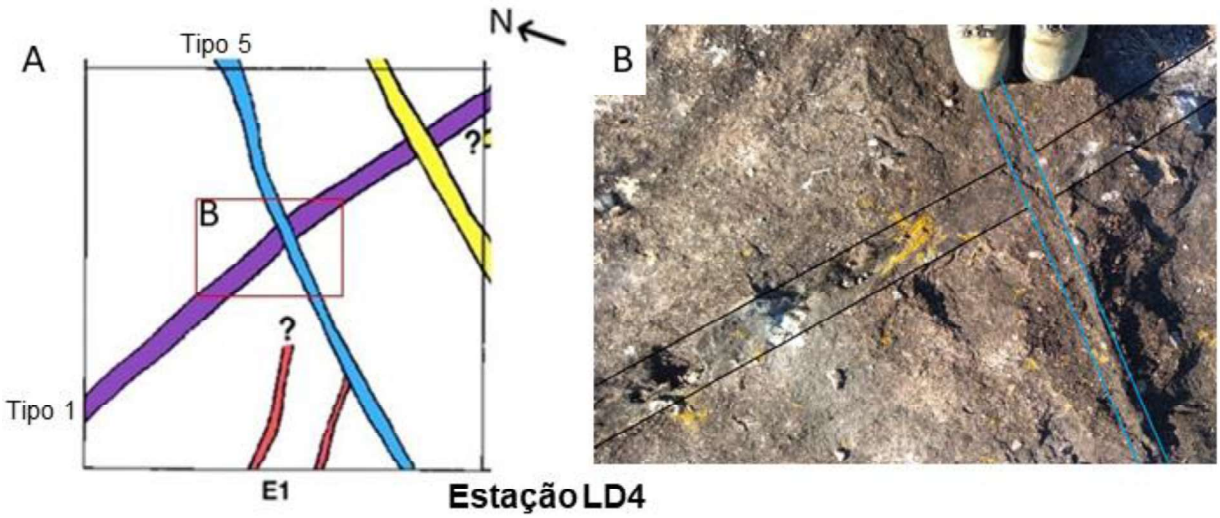


Figura 4.7- A. Relação de campo entre os diques Tipo 1 e Tipo 5, observada na quadrícula E1 do mapa construído da estação LD4; B. aspecto de campo do respectivo afloramento.

Os grãos de zircão das amostras da rocha hospedeira (SL2 e SL5) apresentam coloração acastanhada, são dominantemente prismáticos, euédricos, com comprimento entre 94 μm e 390 μm. A maioria dos cristais apresenta padrão de crescimento concêntrico e regular, do centro para a borda (zoneamento oscilatório) (Figuras 4.8A-B). Compatíveis com grãos magmáticos, todos exibem altas razões Th/U, entre 0,149 e 0,788. Os cristais de zircão da amostra SL14 (Tipo 1) são subédricos a euédricos, prismáticos, de cor acastanhada e comprimento máximo de 234 μm. Apresentam alta razão Th/U, variando de 0,301 a 0,624, e a maioria tem texturas internas com zoneamento oscilatório (Figura 4.8C). Já os cristais da amostra SL4 (Tipo 5) são castanho-claros a transparentes, arredondados a alongados, prismáticos e com comprimento entre 56 μm e 200 μm. A maioria destes grãos também apresenta zoneamento oscilatório (Figura 4.8D) e exibem altas razões Th/U, entre 0,200 e 0,898.

Na amostra SL2 (hospedeira - LD3), 28 análises foram realizadas em 26 grãos, produzindo uma idade concordante de 2353 ± 5 Ma e MSWD = 0,80 (Figura 4.9A). Na amostra SL5 (hospedeira - LD2), 23 análises foram realizadas em 22 grãos, produzindo uma idade concórdia de 2358 ± 7 Ma e MSWD = 0,92 (Figura 4.9B). Para o dique máfico Tipo 1 (SL14), 24 análises foram realizadas em 24 grãos, produzindo uma idade concordante de 2347 ± 5 Ma e MSWD = 1,04 (Figura 4.9C). E na amostra SL4 (Tipo 5 - LD2), 36 análises foram realizadas em 35 grãos, produzindo uma idade concórdia de 2332 ± 4 Ma e MSWD = 0,93 (Figura 4.9D).

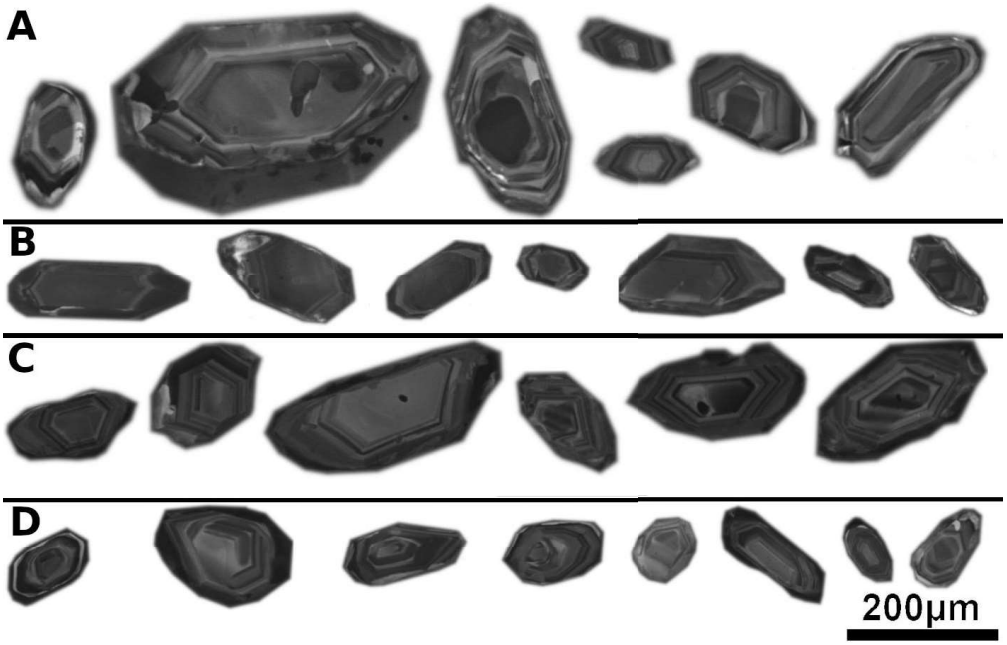


Figura 4.8- Imagens de catodoluminescência (CL) com as características principais (grãos prismáticos, subédricos a euédricos e com zoneamento oscilatório) de alguns grãos analisados; A. (SL2) e B. (SL5) da rocha hospedeira; C. do dique Tipo 1 (SL14); D. do dique Tipo 5 (SL4).

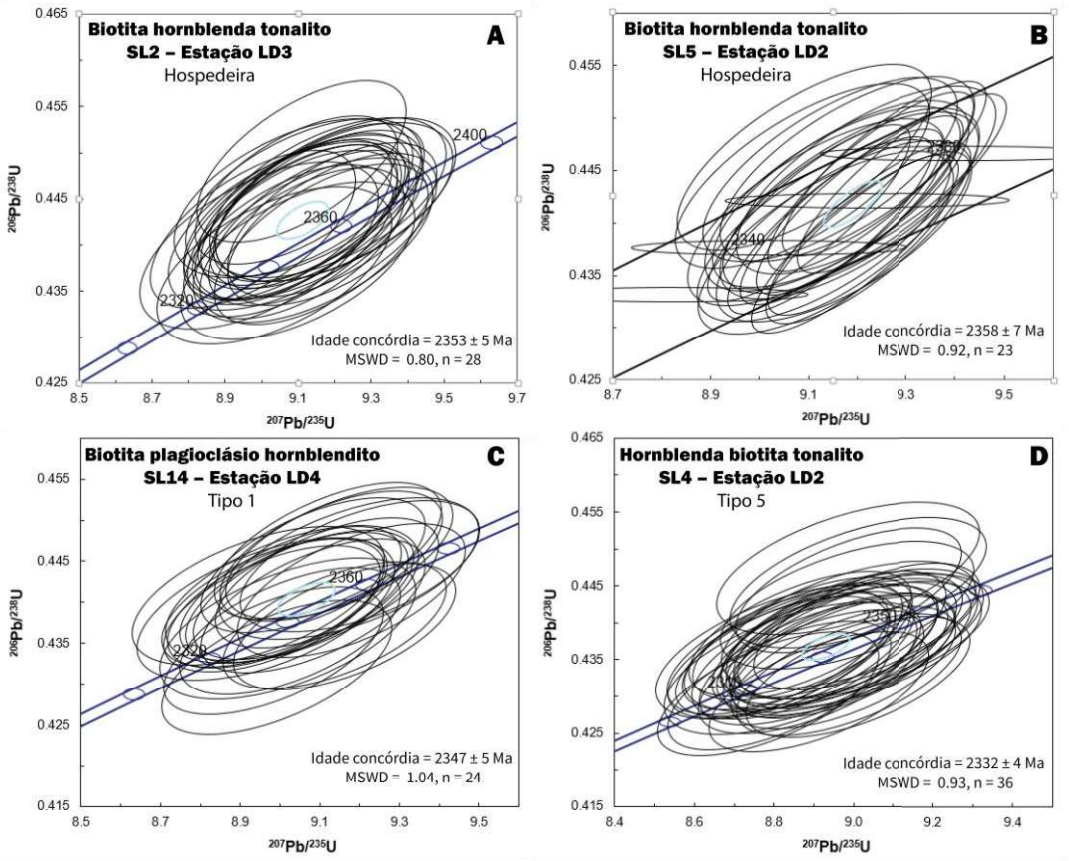


Figura 4.9- Diagramas Concórdia produzidos de análises U-Pb em zircão por LA-SF-ICP-MS exibindo as idades das amostras; A. (SL2) da estação LD3 e B. (SL5) da estação LD2, referentes as rochas hospedeiras; C. biotita plagioclásio hornblendito, Tipo 1 (SL14) - estação LD4; D. hornblenda biotita tonalito, Tipo 5 (SL4) - estação LD2, referentes aos diques.

4.5- DISCUSSÃO

A cartografia de ultra detalhe das 4 estações de trabalho, previamente estudadas sob ponto de vista petrológico, geoquímico e isotópico (vide Seixas *et al.*, 2012), combinada com análises petrográfica e geocronológica, permitiu a identificação de 5 tipos de diques intrusivos nos granitoides da Suíte Lagoa Dourada, ordenados do mais velho para o mais jovem. Tais tipos foram identificados como biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1), biotita granitoide rico em quartzo (Tipo 2), biotita granodiorito (Tipo 3), diques leucograníticos (Tipo 4) e hornblenda biotita tonalito (Tipo 5), que possuem direção preferencial entre N25W e N80W (Tipo 1, Tipo 3 e Tipo 5) e N75E (Tipo 2 e Tipo 4).

Estes diques são subverticalizados e as foliações internas, quando presentes, são subparalelas aos seus limites externos. Com características microestruturais majoritariamente ígneas, tais como cristais de hornblenda ígnea orientados e grãos de plagioclásio com zoneamento normal, estas rochas não registram a superposição de evento metamórfico e/ou deformacional regional. Cronologicamente suportado por relações de corte em campo, o Tipo 1 é o mais antigo, com idade de cristalização igual a ca. 2347 Ma, que superpõe, dentro do erro analítico, a idade da rocha hospedeira (~2350 Ma). O Tipo 5 é o mais jovem, com idade de cristalização de ca. 2332 Ma, aproximadamente 20 Ma após a cristalização da rocha hospedeira.

4.5.1- Características Ígneas

A caracterização petrográfica e textural da rede de diques presente na Suíte Lagoa Dourada aponta domínio de grãos primários que mostram: formas euédricas a subédricas, não fraturados ou recristalizados, por vezes com orientação preferencial de forma subparalela aos limites do dique, além de plagioclásio com zoneamento normal e maclas retilíneas. Tal padrão textural remete a processos estritamente ígneos, sem influência de processos posteriores (Paterson *et al.*, 1989). Grãos de quartzo intersticiais, anédricos, não mostram feições de deformação, o que reforça o caráter ígneo das feições observadas, uma vez que por possuírem menor resistência a processos deformacionais tendem a mostrar feições geradas pelos mesmos (Paterson *et al*., 1989). Extinção ondulante pode ser localmente observada em grãos de quartzo e mais raramente em feldspatos, o que deve ser proveniente da própria colocação e progressiva cristalização dos diques, já que não há indício de metamorfismo/deformação superpostos nestas rochas.

A forte orientação dos cristais de hornblenda observada nos diques Tipo 1 é atribuída à sua própria colocação (*sin-emplacement*), tendo cristalizado sob ação do fluxo magmático. Tem-se foliação ígnea que registra condições de moderada temperatura, condizente com a cristalização da hornblenda. A ausência de feições texturais que indiquem que a hornblenda seja proveniente da biotita, assim como ausência de piroxênio ou indícios de sua substituição pelo anfibólio, descarta a hipótese de que se tratasse de anfibólio secundário. Os diques Tipo 2 e Tipo 3 também apresentam foliação

interna primária, subparalela aos limites das intrusões, sendo também identificado no Tipo 2 estratificação primária de fluxo, características estas que também corroboram a ausência de deformação superposta nestes reticulados de veios.

4.5.2- Geocronologia e Idade de Cristalização

As idades U-Pb em zircão obtidas para a rocha hospedeira da rede de diques estudada, biotita-hornblenda tonalito de duas estações de trabalho (2353 ± 5 Ma - LD3 e 2358 ± 7 Ma - LD2), corroboram a idade de cristalização de ca. 2350 Ma obtida por Seixas *et al.* (2012) e confirmada por Moreira *et al.* (2018). Considerando-se a presença de rochas graníticas Riacianas nas proximidades da Suíte Lagoa Dourada, como a Suíte Alto Maranhão, com idade aproximada de 2,13 Ga (Seixas *et al.*, 2013), a norte, e o Batólito Ritápolis entre 2,15–2,12 (Barbosa, 2015) a sul, a rede de diques da SLD foi, inicialmente, a elas correlacionada. Os diques registrariam esse evento regional mais jovem, tendo sua colocação associada às fases pós-magmáticas, no contexto tectônico do Cinturão Mineiro (e.g. Ávila *et al.*, 2010; Barbosa *et al.*, 2015). Entretanto, o dique máfico Tipo 1 produziu uma idade concordante de 2347 ± 5 Ma, idade de cristalização cronocorrelata com a rocha hospedeira, representando assim a formação de diques sin-intrusivos. Os diques mais jovens, Tipo 5, produziram idade concórdia de 2332 ± 4 Ma, demonstrando que após ca. 20 Ma da cristalização da hospedeira esse sistema foi submetido a um novo processo de magmatismo. Tal mecanismo propiciou a formação de novos dutos e nova entrada de fundido, promovendo a cristalização dos hornblenda biotita tonalitos (Tipo 5).

4.5.3- Contexto de Formação dos Diques Cartografados

Diques são geralmente colocados ao longo de superfícies que perderam a sua força coesiva, seja pela pressão do magma em ascensão ou por regimes distensivos locais, sendo frequentemente cortados e, em alguns casos deslocados, por estruturas intrusivas mais recentes (Newall & Rast, 1970). Corpos magmáticos de origem profunda, em condição tardi-magmática, se contraem em decorrência da sua cristalização e para se contrapor a esta mudança volumétrica ocorre a dilatação do plúton, formando assim um sistema de fraturas que são preenchidas por diques geralmente de natureza básica (Araújo *et al.*, 1998). Condição condizente com os diques máficos sin-intrusivos do Tipo 1 (biotita plagioclásio hornblendito) que possuem direção preferencial N75W, subconcordante em relação à foliação principal da rocha hospedeira (E-W).

Embora o mecanismo de colocação de corpos ígneos mais difundido seja a intrusão ao longo de fraturas pré-existentes (Gill, 2014), existem outros modelos, dentre eles o fraturamento hidráulico (*hydraulic fracturing, magma fracturing*), que pode gerar fraturas na rocha hospedeira em decorrência da pressão magmática. Neste contexto, durante a ascensão do magma a pressão por ele exercida é tão alta que gera fraturas de tração, permitindo assim que este fluido se desloque e se aloje (Rubin, 1995). Sugere-se que os diques Tipos 2 a 5 tenham sido colocados na Suíte Lagoa Dourada por meio de

fraturamento hidráulico, sendo o Tipo 5 possivelmente vinculado também ao sistema de *"stoping"* (Gill, 2014). Neste processo de *"stoping"* é comum ocorrer o desprendimento e afundamento de blocos da rocha encaixante no fundido, que podem permanecer como xenólitos ou serem assimilados (Gill, 2014). Processo observado nos diques Tipo 5, que mostram assimilação incompleta de fragmentos da rocha hospedeira, conforme o exemplo da Figura 4.5B.

Embora números crescentes de ocorrências magmáticas estejam produzindo idades no intervalo de 2,45 a 2,2 Ga, período da calmaria magmática (e.g. Diwu *et al.*, 2014), ainda resta em aberto se o baixo volume de rochas datadas nesse período se deve a uma desaceleração global da tectônica de placas ou à não preservação destas rochas. Em função das rochas identificadas, de biotita plagioclásio hornblendito a diques leucograníticos, a rede de diques da Suíte Lagoa Dourada registra um amplo leque de composição dos magmas associados à geração da crosta continental juvenil na margem sul do Cráton São Francisco. Tem-se, portanto, um registro singular da produção de crosta continental juvenil em ca. 2350-2330, preenchendo parte da carência global do registro de geração de crosta continental no Sideriano. Para se ter um modelo tectônico global neste intervalo paleoproterozoico e definir se o modelo de crescimento e evolução da crosta continental foi episódico ou contínuo necessita-se de maiores informações geocronológicas. Faz-se necessário melhor caracterizar contribuições mantélicas, associadas a contribuições crustais permitindo melhor compreensão da evolução da crosta continental.

4.6- CONCLUSÕES

A partir de dados de campo, petrográficos e geocronológicos, novas perspectivas sobre o contexto de formação da Suíte Lagoa Dourada e de diques nela intrusivos, e consequentemente do Cinturão Mineiro, são apresentadas. A integração destes dados com informações já disponíveis na literatura leva às seguintes conclusões:

a- Cinco (5) tipos de diques são reconhecidos como intrusivos nos granitoides da SLD, sendo eles: biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1), biotita granitoide rico em quartzo (Tipo 2), biotita granodiorito (Tipo 3), diques leucograníticos (Tipo 4) e hornblenda biotita tonalito (Tipo 5);

b- Estes tipos são cronologicamente ordenados por relações de corte em campo. Tipo 1 é o mais antigo, com idade de cristalização de 2347 ± 5 Ma, ao passo que o Tipo 5 é o mais jovem, já que secciona todos os demais e tem idade de cristalização de 2332 ± 4 Ma;

c- Os diques apresentam-se com sua morfologia original e características microestruturais majoritariamente ígneas, portanto não registram a superposição de evento metamórfico/deformacional regional, preservando assim suas feições primárias de cristalização;

d- A foliação observada nos diques Tipo 1, 2 e 3 foram geradas durante sua colocação (*sin-emplacement*), associadas ao próprio fluxo magmático;

e- Os diques Tipo 1 devem ser sin-intrusivos associados a contração volumétrica da rocha hospedeira, enquanto os demais tipos relacionam-se potencialmente ao mecanismo de fraturamento hidráulico, sendo que o Tipo 5 pode ainda estar vinculado com o processo de intrusão *"stoping"*;

f- Portanto, este estudo indica que o processo de cristalização da Suíte Lagoa Dourada, seguido da intrusão dessa rede de diques, ocorreu de forma rápida, dentro de um período de ca. 20 Ma.

Agradecimentos[2]

[2] Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq; processo 167846/2017-5) e ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais – DEGEO - Universidade Federal de Ouro Preto, pela bolsa de mestrado concedida a Stéphany R. Lopes. Agradecem também ao Laboratório de Geoquímica Isotópica (UFOP) pelas análises geocronológicas e ao Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic-UFOP), parte da Rede de Microscopia e Microanálise de Minas Gerais/Brasil/FAPEMIG, pelo suporte. Ao prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas pelo apoio e contribuições para a realização deste trabalho. Aos professores Dra. Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt (UFRGS) e Dr. André Danderfer Filho (UFOP) pelas críticas e sugestões à versão preliminar do manuscrito. Ao editor Dr. Gustavo Pires, agradecemos pelo tratamento editorial cuidadoso, e ao revisor Dr. Fabiano Faulstich por suas correções, cujas ressalvas levaram a uma melhoria significativa do manuscrito.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

De acordo com os dados obtidos e posterior interpretação e discussão, as seguintes conclusões foram obtidas:

- Cinco (5) tipos de diques são reconhecidos como intrusivos nos granitoides da SLD, sendo eles: biotita plagioclásio hornblendito (Tipo 1), biotita granitoide rico em quartzo (Tipo 2), biotita granodiorito (Tipo 3), diques leucograníticos (Tipo 4) e hornblenda biotita tonalito (Tipo 5);

- Estas tipos são cronologicamente ordenados por relações de corte em campo. Tipo 1 é o mais antigo, com idade de cristalização de 2347 ± 5 Ma, ao passo que o Tipo 5 é o mais jovem, já que secciona todos os demais e tem idade de cristalização de 2332 ± 4 Ma;

- Os diques apresentam características microestruturais majoritariamente ígneas, portanto não registram a superposição de evento metamórfico/deformacional regional, preservando assim suas feições primárias de cristalização;

- A foliação observada nos diques Tipo 1, 2 e 3 foram geradas durante sua colocação (*sin-emplacement*), associada ao próprio fluxo magmático;

- A idade de cristalização do Tipo 1 se superpõe, dentro do erro analítico, à idade da rocha hospedeira (~2350 Ma), sendo assim, sugere-se que estes diques sejam sin-intrusivos, associados a contração volumétrica da rocha hospedeira;

- Já os demais tipos sugerem colocação por meio de fraturamento hidráulico. Sendo ainda o tipo mais jovem a se alojar nesta suíte (Tipo 5), após ca. 20 Ma da cristalização da hospedeira, provavelmente também está vinculado com um processo de intrusão *"stoping"*;

- A rede de diques caracterizada demonstra um amplo leque de composição dos magmas associados à geração da crosta continental juvenil na margem sul do CSF;

- O processo de cristalização da SLD, seguido da intrusão dessa rede de diques, ocorreu de forma rápida no Sideriano, dentro de um período de ca. 20 Ma.

Referências bibliográficas

Aguilar, C., Alkmim, F.F., Lana, C., Farina, F. 2017. Paleoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: New insights from U–Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research*, **289**: 95-115.

Albarède, F. 1998. The growth of the continental crust. *Tectonophysics*, **296**: 1-14.

Alkmim, F.F. & Marshak, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.

Alkmim, F.F 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto et al. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 17-35.

Alkmim, F.F. & Noce, C.M. 2006. Outline of the geology of Quadrilátero Ferrífero. In: Alkmim, F.F., Noce, C.M. (eds.) *The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton*. Field workshop, Bahia and Minas Gerais. Field Guide and Abstracts, 37–73.

Alkmim, F.F. & Martins-Neto, M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**: 127-139.

Alkmim, F.F. & Teixeira, W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron, M., Alkmim, F.F., Cordani, U.G. (eds.) *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic genealogy of a miniature continent.* Suiça, Springer, 71–94.

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.

Almeida, F.F.M., Neves, B.B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Reviews*, **50**: 77–111.

Anderson, E.M. 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with applications to Britain*. Edinburgh, Oliver & Boyd, 206 p.

Araújo, J.F.V., Bezerra, P.E.L., Lima, M.I.C. de, Kaul, P.F.T., Rocha, R.M., Siga Júnior, O., Gonzalez, S.R. 1998. *Manual técnico de geologia*. Rio de Janeiro, IBGE, 306 p.

Araújo, A.J.D., Bongiolo, E.M., Ávila, C.A. 2019. The southern São Francisco Craton puzzle: Insights from aerogeophysical and geological data. *Journal of South American Earth Sciences*, **94**: 102203.

Armstrong, R.L. 1968. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamics Earth. *Rev. Geophys.*, **6**: 175-199.

Armstrong, R.L. 1981. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a nearsteady-state no-continental-growth Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, **301**: 443–472.

Armstrong, R.L. 1991. The persistent myth of crustal growth. *Aust. J. Earth Sci*., **38**: 613–630.

Ávila, C.A. 2000. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João del Rei, Minas Gerais*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutoramento, 401p.

Ávila, C.A., Valença, J.G., Moura, C.A.V., Klein, V.C., Pereira, R.M. 2003. *Geoquímica e idade do Tonalito/trondhjemito Cassiterita, borda meridional do Cráton São Francisco, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, Arquivos do Museu Nacional, **61**: 267–284.

Ávila, C.A., Teixeira, W., Cordani, U.G., Moura, C.A.V., Pereira, R.M. 2010. Rhyacian (2.23 2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 464-482.

Ávila, C. A., Teixeira, W., Vasques, F. S. G., Dussin, I. A., Mendes, J. C. 2012. Geoquímica e idade U-Pb (LA-ICPMS) da crosta oceânica Riaciana do Cinturão Mineiro, borda meridional do Cráton São Francisco. In: Congresso Brasileiro Geologia, 46, Santos, *Boletim Resumo*, CD-ROM.

Ávila, C.A., Teixeira, W., Bongiolo, E.M., Dussin, I.A., Vieira, T.A.T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segmentof the Mineiro belt, São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, **243**: 221–251.

Barbosa, N., Teixeira, W., Ávila, C.A., Bongiolo, E.M., Dussin, I.A. 2013. Ortognaisses siderianos (2450 a 2410 Ma) na parte sul do cráton do São Francisco: geocronologia e significado para o cinturão Mineiro. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 14, Diamantina, *Boletim de Resumos Expandidos*, 4p.

Barbosa, N.S. 2015. *Evolução Paleoproterozoica do Cinturão Mineiro: Geocronologia U-Pb, isótopos de Nd-Hf-Sr e geoquímica de rochas plutônicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 229p.

Barbosa, N.S., Teixeira, W., Ávila, C.A., Montecinos, P.M., Bongiolo, E.M. 2015. 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research*, **270**: 204 - 225.

Barbosa, N., Teixeira, W., Ávila, C. A., Montecinos, P. M., Bongiolo, E. M., & Vasconcelos, F. F. 2019. U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. *Precambrian Research*, **326**: 399-416.

Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**: 457–466.

Breuer, D. & Spohn, T. 1995. Possible flush instability in the mantle convection at the Archean–Proterozoic transition. *Nature*, **378**: 608–610.

Campos, J.C.S & Carneiro, M.A. 2008. Neoarchean and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**: 463–484.

Cardoso, C. D., Ávila, C. A., Neumann, R., Oliveira, E. P., de Morisson Valeriano, C., Dussin, I. A. 2019. A Rhyacian continental arc during the evolution of the Mineiro belt, Brazil: Constraints from the Rio Grande and Brumado metadiorites. *Lithos*, **326**: 246-264.

Carneiro, M.A. & Barbosa, M.S.C. 2008. Implicações geológicas e tectônicas da interpretação magnetométrica da região de Oliveira, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geof.*, **26**(1): 87-98.

Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney. W.D., Windley, B.F. 2009. Accretionary orogens through Earth history. In: Cawood, P.A. and Kröner, A. (eds.) *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, **318**: 1–36.

Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B. 2013. The continental record and the generation of continental crust. *Geological Society of America Bulletin*, **125** (1–2): 14–32.

Chaves, A.O. & Neves, J.M.C. 2005a. Radiometric ages, aeromagnetic expression, and general geology of mafic dykes from southeastern Brazil and implications for African-South American correlations. *Journal of South American Earth Sciences*, **19**: 387-397.

Chaves, A.O. & Neves, J.M.C. 2005b. Mafic dyke swarms from Southeastern Brazil. In: Fifth International Dyke Conference, 5, Rovaniemi-Finland. CD-ROM.

Chaves, A.O. 2013. Enxames de diques máficos de Minas Gerais – o estado da arte. *Geonomos*, **21**(1): 29-33.

Chemale, Jr,F., Rosière, C.A., Endo, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **65**(1-4): 25-54.

Condie, K.C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection?. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**: 97–108.

Condie, K.C. 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, **322**: 153-162.

Condie, K.C., Beyer, E., Belousova, E., Griffin, W.L.O., Reilly, S.Y. 2005. U–Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust. *Precambrian Research*, **139**: 42–100.

Condie, K.C., O'Neill, C., Aster, R.C. 2009a. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, **282**: 294–298.

Condie, K.C., Belousova, E., Griffin, W.L., Sircombe, K.N. 2009b. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, **15**: 228–242.

Condie, K.C., Bickford, M.E., Aster, R.C., Belousova, E., Scholl, D.W. 2011. Episodic zircon ages, Hf isotopic composition, and the preservation rate of continental crust. *Geol. Soc. Am. Bull*., **123**: 951–957.

Condie, K. C. 2016. *Earth as an evolving planetary system*. Amsterdam, Academic Press, 418p.

Cordani, U.G. & Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**: 167–173.

Corrêa Neto, A.V., Modesto, A.M., Caputo Neto, V., Guerrero, J.C. 2012. Alteração hidrotermal em zona de cisalhamento associada ao Lineamento Congonhas, sul do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, **35**(2): 55-64.

Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Storey, C.D., 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, **335**: 1334-1336.

Diwu, C., Sun, Y., Zhao, Y., Lai, S. 2014. Early Paleoproterozoic (2.45–2.20 Ga) magmatic activity during the period of global magmatic shutdown: Implications for the crustal evolution of the southern North China Craton. *Precambrian Research*, **255**: 627-640.

Dos Santos, T.J., Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C. 2009. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil. Geological Society, London, Special Publications, **323**: 271-281.

Dorr II, J.V.N. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development ofthe Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS/DNPM, Washington Professional Paper 641-A, 110 p.

Endo, I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 221p.

Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J. 2003. Structure, Sr–N disotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côted'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa?. *Precambrian Research*, **127**: 329–354.

Gerdes, A. & Zeh, A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet. Sci. Lett*., **249**: 47-61.

Gazel, E., Hayes, J.L., Hoernle, K., Kelemen, P., Everson, E., Holbrook, W.S., Hauff, F., Bogaard, P., Vance, E.A., Chu, S., Calvert, A.J., Carr, M.J., Yogodzinski, G.M. 2015. Continental crust generated in oceanic arcs. *Nature Geoscience*, **8**(4): 321-327.

Girelli, T.J., Chemale, Jr.F., Lavina, E.L.C., Laux, J.H., Bongiolo, E., Lana, C. 2016. Proterozoic evolution of Santa Maria Chico Granulitic Complex and adjacent areas. In: Congresso Uruguayo de Geologia, 8, Montevidéu, vol. 48, 5p.

Gill, R. 2014. *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Porto Alegre, Bookman, 427p.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., de Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 900p.

Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Kemp, A.I.S., Storey, C., Dhuime, B. 2009. Geochemistry: A matter of preservation. *Science*, **323**: 49-50.

Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, A.I.S., Storey, C.D. 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, **167**(2): 229-248.

Hawkesworth, C., Cawood, P.A., Dhuime, B. 2013. Continental growth and the crustal record. *Tectonophysics*, **609**: 651-660.

Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B. 2016. Tectonics and crustal evolution. *GSA Today*, **26** (9): 4-11.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.D.C., Silva, L.D., Trouw, R.A.J., Janasi, V.D.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto *et al*. (eds.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 203-235.

Horstwood, M.S., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Bowring, J.F. 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U- (Th-) Pb geochronology– Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40**(3): 311-332.

Hurley, P.M. & Rand, J.R. 1969. Pre-drift continental nuclei. *Science*, **164**: 1229-1242.

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47–69.

Lana, C., Farina, F., Gerdes, A., Alkmim, A., Gonçalves, G.O., Jardim, A.C. 2017. Characterization of zircon reference materials via high precision U-Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **32**: 2011-2023.

Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous, Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. New York, Cambridge University Press, 236p.

Ludwig, K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, A geochronologicaltoolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication. v.4, p. 73.

Macambira, M.J.B., Vasquez, M.L., da Silva, D.C.C., Galarza, M.A., Barros, C.E.M., Camelo, J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic Bacajá domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 235–246.

Marshak, S. & Alkmim, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**: 555-571.

Marshak, S., Alkmim, F.F., Jordt-Evangelista, H. 1992. Proterozoic crustal extension and the generation of dome-and-keel structure in an Archean granite greenstone terrane. *Nature*, **357**: 491-493.

Martins, L. A. 2008. *Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd de tonalitos paleoproterozóicos da porção setentrional da Suíte Alto Maranhão, Minas Gerais*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 125p.

McCulloch, M.T. & Bennett, V.C. 1994. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**: 4717–4738.

Moreira, H., Seixas, L., Storey, C., Fowler, M., Lasalle, S., Stevenson, R., Lana, C. 2018. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geoscience Frontiers*, **9**: 977-995.

Newall, G. & Rast, N. 1970. *Mechanism of igneous intrusion*. Liverpool, Geological Journal Special Issue, 2, Seel House Press, 380 p.

Noce, C.M., Teixeira, W., Quéméneur, J.J.G., Martins, V.T.S., Bolzachini, E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**: 225-239.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R., Piuzana, D. 2007a. Evolution of polycyclic basement in the Araçuaí Orogen based on U-Pb SHRIMP data: implications for the Brazil-Africa links in the Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**: 60–78.

Noce, C.M., Pedrosa Soares, A.C., Silva, L.C., Alkmin, F.F. 2007b. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15**(1): 17-23.

Partin, C.A., Bekker, A., Sylvester, P.J., Wodicka, N., Stern, R.A., Chacko, T., Heaman, L.M. 2014. Filling in the juvenile magmatic gap: evidence for uninterrupted Palaeoproterozoic plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, **388**: 123–133.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic andtectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, **11**: 349–363.

Paterson, S.R., Fowler, Jr.T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B. 1998. Interpretingmagmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, **44**: 53-82.

Pearson, D.G., Parman, S.W., Nowell, G.M. 2007. A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes. *Nature*, **449**(7159): 202-205.

Pehrsson, S.J., Buchan, K.L., Eglington, B.M., Rainbird, R.H. 2014. Did plate tectonics shutdown in the Palaeoproterozoic? A view from the Siderian geologic record. *Gondwana Research*, **26:** 803–815.

Pinese, J.P.P. 1997. *Geologia, geoquímica isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do Cráton do São Francisco*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 178 p.

Ribeiro, A., Ávila, C.A., Valença, J.G., Paciullo, F.V.P., Trouw, R.A.J., 2003. Geologia da Folha São João del Rei (1:100.000). *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Brasileiro*, Belo Horizonte, **3**: 521–622.

Rino, S., Komiya, T., Windley, B.F., Katayama, I., Motoki, A., Hirata, T. 2004. Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands: Implications for mantle overturns in the early Precambrian. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **146**: 369-394.

Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M., Zhao, D. 2008. The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research*, **14**: 51–72.

Rubin, A.M. 1995. Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **23**(1): 287-336.

Santos, M.M., Lana, C., Sholz, R., Buick, I., Schmitz, M.D., Kamo, S.L., Gerdes, A., Corfu, F., Tapster, S. 2017. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **41**: 335 – 358.

Sato, K. 1998. *Evolução crustal da plataforma sul americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 290p.

Seixas, L.A.R. 1988. *Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do lineamento Congonhas, Congonhas, Minas Gerais, MG*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 119p.

Seixas, L.A.R. 2000. *Pétrologie de la suite TTG de la bordure nord du batholite D'Alto Maranhão et du Pluton Congonhas, Minas Gerais, Brésil = Petrology of the TTG suite of the northern border of the Alto Maranhão Batholith and the Congonhas Pluton, Minas Gerais, Brazil*. Université Paris-Sud 11, Paris, Tese de Doutoramento, 210p.

Seixas, L.A.R., David, J., Stevenson, R. 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. *Precambrian Research*, **196 - 197**: 61– 80.

Seixas, L.A.R., Bardintzeff, J-M., Stevenson, R., Bonin, B. 2013. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca.2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **238**: 18– 41.

Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A., Pimentel, M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C.A., Vieira, V.S., Silva, M.A., Paes, V.J.C., Cardoso Filho, J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb Shrimp, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Craton São Francisco meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 513–528.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J. 2008. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, **249**: 1-35.

Smithies, R.H., Champion, D.C., Cassidy, K.F. 2003. Formation of Earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, **127**: 89–101.

Smits, R.G., Hand, R., Collins, W.J. 2012. Inights into the 2300 Ma magmatic shutdown. *Mineralogical Magazine Goldschmidt Conference abstract*, 2387p.

Spencer, C.J., Murphy, J.B., Kirkland, C.L., Liu, Y., Mitchell, R.N. 2018. A Palaeoproterozoic tectono-magmatic lull as a potential trigger for the supercontinent cycle. *Nature Geoscience*, 5p.

Stacey, J.S. & Kramers, J.D. 1975. Approximate of terrestrial lead isotope variation by a two-stage model. *Earth Planet Science Letters*, **26**: 207-221.

Stein, M. & Hofmann, A.W. 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, **372**: 63-68.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12**: 1-33.

Teixeira, W. 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3): 268-277.

Teixeira, W. 1985. *A evolução geotectônica da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 207p.

Teixeira, W. & Figueiredo, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**: 1–22.

Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, International Geological Congress, **31**: 101-137.

Teixeira, W., Ávila, C.A., Nunes, L.C. 2008. *Nd–Sr isotopic geochemistry and U–Pb geochronology of Fé granitic gneiss and Lajedo granodiorite: implications for Paleoproterozoic evolution of the Mineiro belt, southern São Francisco Craton*. São Paulo, Geologia USP, **8**(1): 53–74. (Série Científica).

Teixeira, W., Ávila, C.A., Bongiolo, E.M., Hollanda, M.H.B., Barbosa, N.S. 2014a. Age and tectonic significance of the Ritápolis batholith, Mineiro belt (Southern São Francisco Craton): U-Pb LA-ICPMS, Nd isotopes and geochemical evidence. In: South American Symposium on Isotope Geology, 9, São Paulo, *Program and Abstracts*, p. 225.

Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Corrêa Neto, A.V., Bongiolo, E.M., Santos, J.O.S. 2014b. Acrescimento juvenil (2,36-2,33 Ga) no Cinturão Mineiro, porção sul do Craton de São Francisco: evidências a partir de dados U-Pb em zircão, assinaturas Nd-Hf-Sr e geoquímica do ortognaisse Resende Costa e rochas coevas. *Comunicações Geológicas*, **101**(1): 335-338.

Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., Correa Neto, A.V., Bongiolo, E.M., Santos, J.O., Barbosa, N. 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, **256**: 148-169.

Teixeira, W., Oliveira, E.P., Marques, L.S. 2017. The nature and evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: Heilbron, M., Alkmim, F.F., Cordani, U.G. (eds.) *The São Francisco Craton and its margins, Eastern Brazil: Tectonic genealogy of a miniature continent*. Suiça, Springer, 29-56.

Toledo, C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, na região de Nazareno, MG*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Tese de Doutoramento, 307p.

Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W.L. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix. In: Sylvester P. J. (Ed.). *Laser Ablation-ICPMass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications*. Ottawa, Mineralog. Assoc. Canada (MAC) Short Course Series, 29, p. 239-243.

Vernon, R.H. 2000. Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. *Visual Geosciences*, **5**(2):1-23.

Vieira, R.R; Gonçalves, C.C., Gonçalves, L. 2020. Evidências da colocação sintectônica de plutons revelada por estudos de campo, petrográficos, microestruturais e de química mineral: Estudo de caso da Suíte Alto Maranhão (2130 Ma), Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, **43**(1): 376-396.

Voice, P.J., Kowalewski, M., Eriksson, K.A. 2011. Quantifying the timing and rate of crustal evolution; global compilation of radiometrically dated detrital zircon grains. *Journal of Geology*, **119**: 109–126.

Whitney, D.L. & Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**: 185-187.

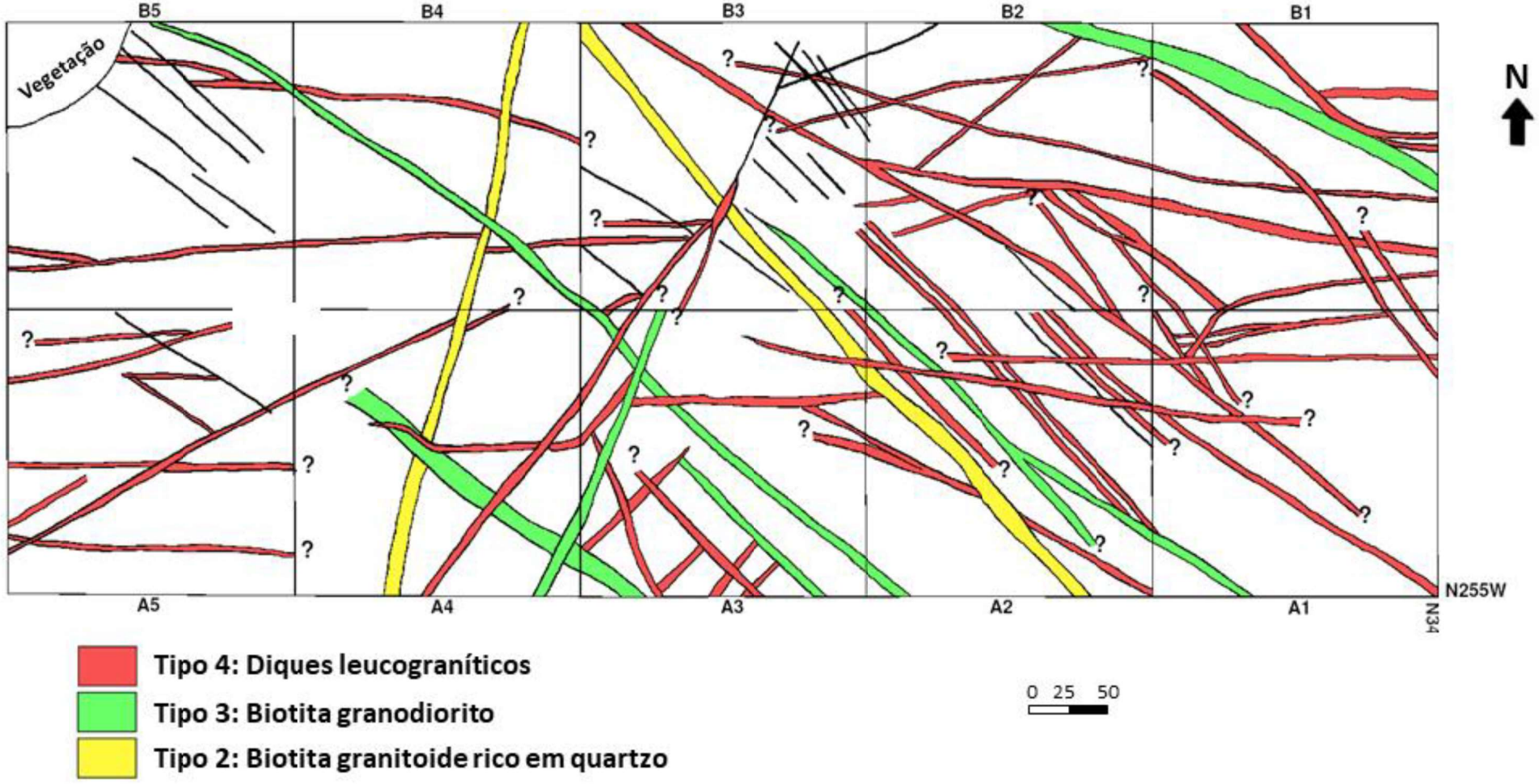
Zak, J., Verner, K., Tykova, P. 2008. Multiple magmatic fabrics in plutons: an overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation?. *Geol. Mag*., **145**(4): 537-551.

Zhao, G., Wilde, S.A., Sun, M., Li, S., Li, X., Zhang, J. 2008. SHRIMPU–Pb zircon ages of granitoid rocks in the Lüliang Complex: Implications for the accretion an devolution of the Trans-North China Orogen. *Precambrian Research*, **160**: 213–226.

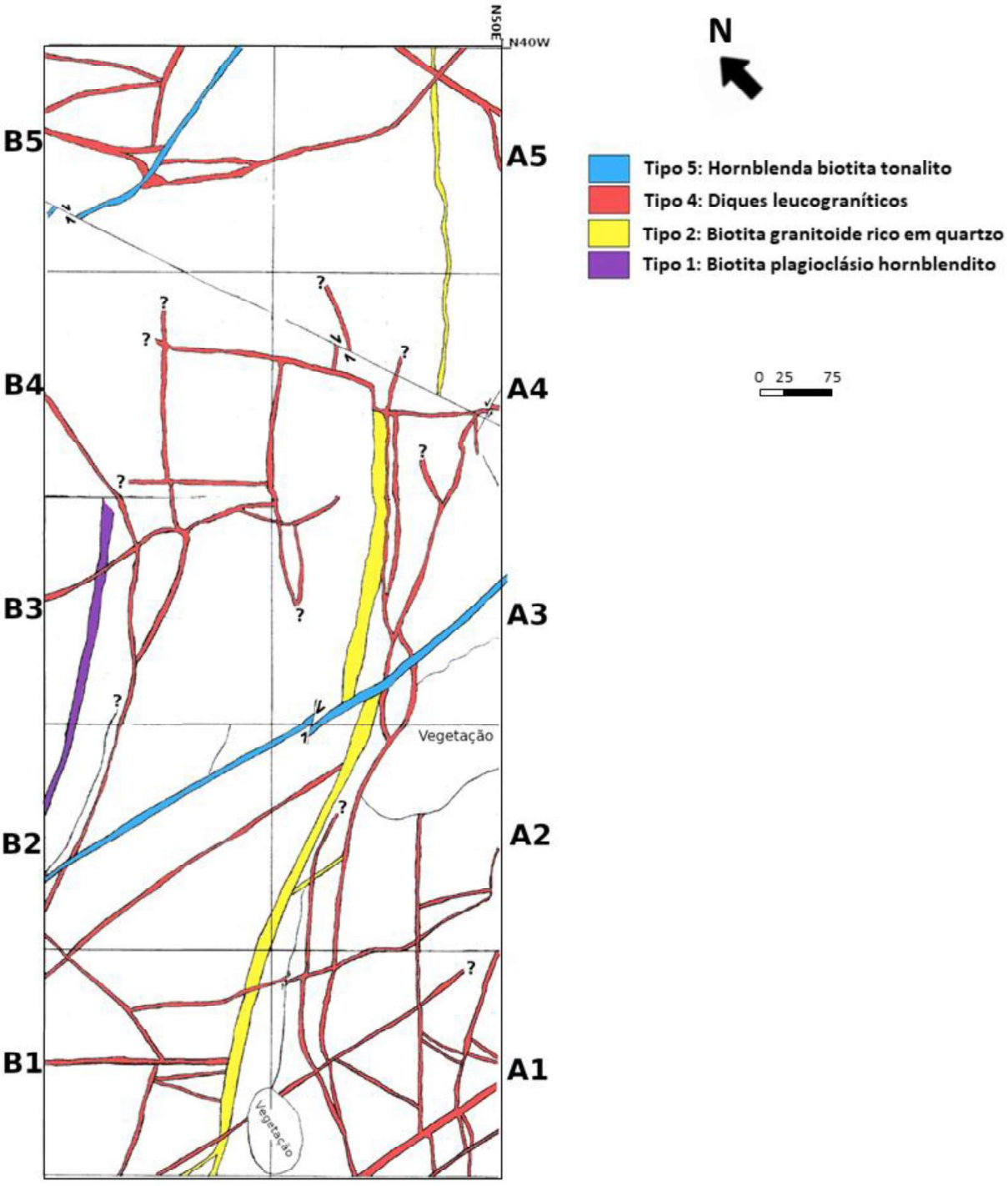
Apêndices

1- Mapas de detalhe de exposições – Estações LD1, LD2 e LD4.
2- Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão analisados.
3- Dados de U/Pb em zircão por LA-SF-ICP-MS.
4- Resumo publicado no SNET 2019.
5- Resumo publicado no Geosudeste 2019.
6- Resumo publicado na Mostra de Pós-Graduação de 2019.

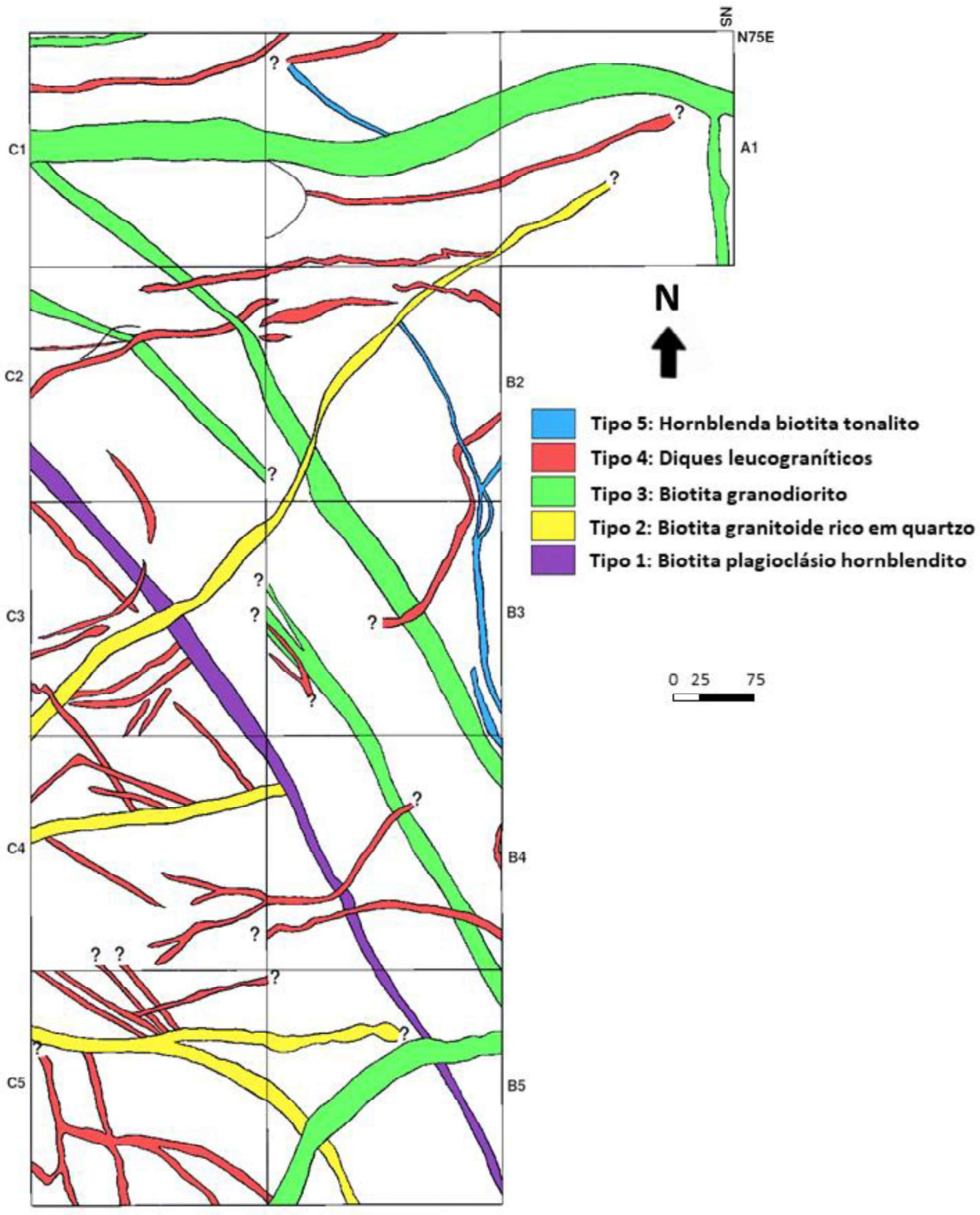
1- Mapa de detalhe de exposições – Estação LD1



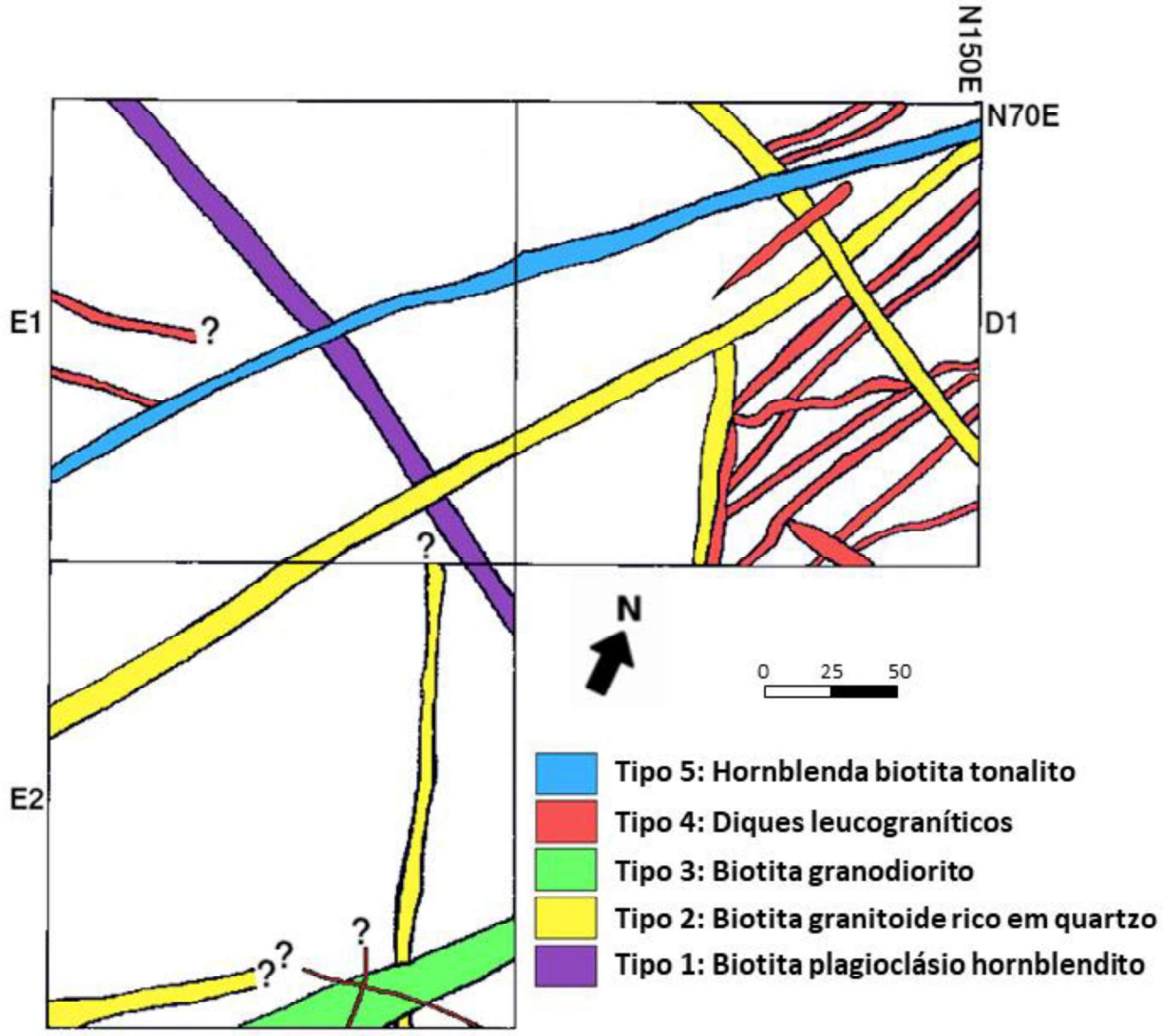
Mapa de detalhe de exposições – Estação LD2



Mapa de detalhe de exposições – Estação LD4



Mapa de detalhe de exposições – Estação LD4



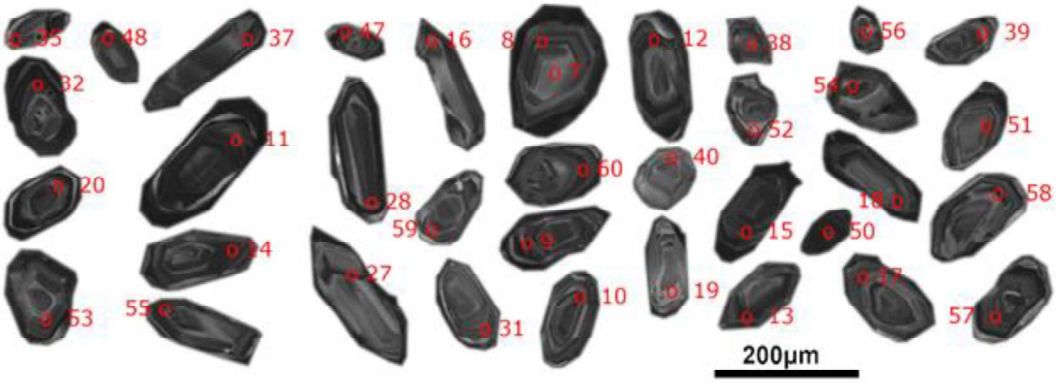
2- Imagens de catodoluminescência dos cristais de zircão analisados

Amostra SL2 (Estação LD3) - Hospedeira

Amostra SL5 (Estação LD2) - Hospedeira

Amostra SL14 (Estação LD4) – Tipo 1

Amostra SL4 (Estação LD2) – Tipo 5



3- Dados de U/Pb em zircão por LA-SF-ICP-MS: **Amostra SL2**

Spot	Ratios							Ages (Ma)						%	
num	207/206	2s (%)	207/235	2s (%)	206/238	2s (%)	Rho	207/206	2s	206/238	2s	207/235	2s	Conc.	Th/U
			Data for Wetherill plot c												
007	0.15055	2.394844	9.098445	2.880536	0.4383	1.600691	0.555692	2352.2	40.92409	2343.0	31.4474	2348.0	26.69106	99.63878	0.449
008	0.14971	2.430699	9.03576	2.906698	0.437748	1.593926	0.548363	2342.6	41.57874	2340.6	31.28664	2341.6	26.91792	99.80253	0.453
009	0.1501	2.012388	9.110801	2.518029	0.440216	1.513527	0.601076	2347.1	34.40697	2351.6	29.82157	2349.2	23.2964	99.95108	0.450
010	0.14853	2.427552	9.115993	2.894314	0.445143	1.576084	0.544545	2329.0	41.5839	2373.6	31.29848	2349.7	26.82562	100.8648	0.487
011	0.15095	2.045806	9.193293	2.548861	0.441722	1.520319	0.59647	2356.7	34.94343	2358.3	30.02699	2357.4	23.60624	99.88624	0.467
012	0.14792	2.014702	9.095113	2.494878	0.445946	1.471528	0.58982	2322.0	34.53725	2377.2	29.25402	2347.6	23.07576	101.1074	0.616
013	0.14914	2.025191	9.100171	2.542586	0.442534	1.537318	0.604628	2336.1	34.66566	2362.0	30.40238	2348.1	23.52349	100.4376	0.432
s14	0.15004	2.425268	9.199222	2.890953	0.444672	1.573432	0.54426	2346.4	41.46925	2371.5	31.22268	2358.0	26.81844	100.4194	0.324
015	0.14894	2.081578	9.109479	2.538119	0.443578	1.452267	0.572183	2333.8	35.63938	2366.6	28.76371	2349.1	23.48408	100.5958	0.551
016	0.14912	2.02547	9.091095	2.524519	0.442153	1.506875	0.596896	2335.9	34.67128	2360.3	29.78106	2347.2	23.35206	100.4042	0.548
017	0.15057	2.019623	9.19259	2.540408	0.442785	1.541036	0.60661	2352.4	34.51146	2363.1	30.4881	2357.4	23.52686	100.0907	0.512
018	0.14898	2.029582	9.084026	2.585782	0.442233	1.602206	0.619622	2334.2	34.74766	2360.6	31.67379	2346.5	23.9236	100.4499	0.558
019	0.15002	2.026536	9.139636	2.547806	0.441862	1.544172	0.606079	2346.1	34.6524	2359.0	30.50595	2352.1	23.58258	100.1407	0.654
020	0.14959	2.421432	9.181464	2.891522	0.445153	1.580369	0.546553	2341.2	41.42599	2373.7	31.38426	2356.3	26.81861	100.586	0.500
027	0.14906	2.013785	9.118585	2.544924	0.443688	1.556056	0.611435	2335.1	34.47402	2367.1	30.8296	2350.0	23.55015	100.5776	0.149
028	0.15001	2.425738	9.203042	2.919395	0.444942	1.624396	0.556415	2346.1	41.47873	2372.7	32.25018	2358.4	27.08696	100.4544	0.643
029	0.15099	2.053177	9.162621	2.608906	0.440106	1.609612	0.616968	2357.2	35.06733	2351.1	31.7139	2354.4	24.16096	99.70954	0.476
030	0.14825	2.443279	8.99333	2.963919	0.439966	1.677856	0.566094	2325.9	41.86722	2350.5	33.0546	2337.3	27.44193	100.411	0.498
031	0.14859	2.020383	9.071692	2.57726	0.442775	1.600102	0.620854	2329.8	34.60622	2363.1	31.65903	2345.3	23.84056	100.6063	0.578
032	0.14948	2.087425	9.149143	2.60848	0.443899	1.564233	0.599672	2340.0	35.71629	2368.1	31.00223	2353.0	24.15342	100.4865	0.405
033	0.1474	2.008321	8.97654	2.556057	0.441681	1.581162	0.618594	2316.0	34.44974	2358.2	31.2296	2335.6	23.6169	100.8128	0.621
034	0.14712	2.012844	9.109701	2.562918	0.449076	1.586507	0.619024	2312.8	34.53907	2391.1	31.69876	2349.1	23.7163	101.6371	0.483
035	0.14809	2.47985	9.087518	2.940788	0.445063	1.580689	0.537505	2324.0	42.50231	2373.3	31.38622	2346.9	27.25361	100.9727	0.393
036	0.14936	2.035351	9.156631	2.568155	0.444631	1.566132	0.609828	2338.6	34.83047	2371.3	31.07553	2353.8	23.77757	100.5933	0.509
037	0.14887	2.444352	9.074468	2.96518	0.442093	1.678522	0.566077	2333.0	41.8543	2360.0	33.17901	2345.5	27.47877	100.4645	0.543
038	0.14922	2.438555	9.115034	2.936398	0.443016	1.635812	0.557081	2337.0	41.73724	2364.1	32.37961	2349.6	27.22066	100.4652	0.523
039	0.14939	2.075118	9.073343	2.578608	0.440497	1.53072	0.593623	2339.0	35.5097	2352.9	30.17453	2345.4	23.85361	100.1654	0.381
040	0.15049	2.429149	9.141583	2.938597	0.440568	1.653658	0.562737	2351.5	41.51349	2353.2	32.60773	2352.3	27.24927	99.88655	0.539

Amostra SL5

Spot	Ratios							Ages (Ma)						%	Th/U
num	207/206	2s (%)	207/235	2s (%)	206/238	2s (%)	Rho	207/206	2s	206/238	2s	207/235	2s	Conc.	
			Data for Wetherill plot c												
007	0.150017	1.674509	9.148944	2.333572	0.442312	1.625293	0.696483	2346.1	28.63297	2361.0	32.07599	2353.0	21.57486	100.0673	0.461
008	0.148286	1.685926	9.088444	2.339205	0.444515	1.621583	0.69322	2326.3	28.88826	2370.8	32.11343	2346.9	21.61309	100.7451	0.515
009	0.14901	1.677742	9.145177	2.325766	0.445119	1.610705	0.692548	2334.6	28.72289	2373.5	31.92756	2352.6	21.50104	100.6151	0.504
010	0.149684	1.028961	9.100788	1.86629	0.440964	1.557009	0.83428	2342.3	17.60154	2355.0	30.6599	2348.2	17.20868	100.0172	0.673
011	0.149564	1.671523	9.179619	2.321233	0.445139	1.610632	0.693869	2340.9	28.59737	2373.6	31.92712	2356.1	21.46675	100.4717	0.556
012	0.150897	1.015047	9.167044	1.851718	0.440602	1.548722	0.83637	2356.1	17.33852	2353.3	30.47886	2354.8	17.08557	99.66606	0.376
014	0.151237	1.669038	9.135856	2.331282	0.438117	1.627633	0.698171	2360.0	28.49827	2342.2	31.90952	2351.7	21.55037	99.32613	0.415
015	0.15225	1.018389	9.224721	1.8336	0.439435	1.524787	0.831581	2371.4	17.36809	2348.1	29.95127	2360.6	16.92756	99.20221	0.487
016	0.150778	1.666057	9.131568	2.323169	0.439244	1.619064	0.69692	2354.8	28.46274	2347.3	31.79807	2351.3	21.47356	99.55864	0.543
020	0.15071	1.670838	9.187208	2.337533	0.442121	1.634736	0.699342	2354.0	28.54673	2360.1	32.2531	2356.8	21.62089	99.86858	0.478
027	0.147762	1.70007	9.091939	2.348018	0.446266	1.619552	0.689753	2320.2	29.14926	2378.6	32.16082	2347.3	21.69623	101.062	0.738
028	0.150778	1.029014	9.254959	1.841991	0.445179	1.527763	0.829409	2354.8	17.57957	2373.8	30.28247	2363.6	17.01118	100.1604	0.710
029	0.150733	1.016737	9.226697	1.865236	0.443952	1.563762	0.838372	2354.3	17.37075	2368.3	30.9383	2360.8	17.22247	100.048	0.577
030	0.149918	1.679659	9.116293	2.352813	0.441024	1.647566	0.700254	2345.0	28.72441	2355.2	32.4507	2349.7	21.74687	99.96227	0.471
031	0.150825	1.021135	9.145283	1.872335	0.439767	1.56937	0.838189	2355.3	17.444	2349.6	30.84535	2352.7	17.27333	99.59981	0.676
032	0.151155	1.020394	9.204724	1.88168	0.441658	1.580986	0.840199	2359.0	17.42456	2358.1	31.16731	2358.6	17.3715	99.70703	0.480
033	0.15227	1.019248	9.194871	1.884556	0.437956	1.585145	0.841124	2371.6	17.38234	2341.5	31.06655	2357.6	17.39642	99.04679	0.496
034	0.150142	1.677156	9.166137	2.343415	0.442775	1.636687	0.698419	2347.5	28.67396	2363.1	32.32494	2354.7	21.67091	100.0818	0.477
035	0.150548	1.676673	9.21788	2.345813	0.444073	1.640611	0.699378	2352.2	28.65191	2368.8	32.4687	2359.9	21.7055	100.1079	0.588
036	0.150808	1.677835	9.183812	2.346767	0.441668	1.640788	0.699169	2355.1	28.66294	2358.1	32.34971	2356.5	21.70641	99.79722	0.577
038	0.151861	1.020986	9.291715	1.879438	0.443761	1.577933	0.839577	2367.0	17.42027	2367.5	31.21001	2367.2	17.36678	99.73952	0.565
039	0.152504	1.062514	9.221461	1.853466	0.438549	1.518683	0.819375	2374.2	18.1153	2344.1	29.78914	2360.2	17.1119	99.04812	0.788
040	0.151474	1.686764	9.172884	2.326035	0.439203	1.601644	0.688573	2362.6	28.79293	2347.1	31.4531	2355.4	21.51005	99.37604	0.555

Amostra SL14

Spot	Ratios							Ages (Ma)						%	
num	207/206	2s (%)	207/235	2s (%)	206/238	2s (%)	Rho	207/206	2s	206/238	2s	207/235	2s	Conc.	Th/U
			Data for Wetherill plot c												
007	0.148269	2.023382	8.979732	2.47903	0.439251	1.432311	0.577771	2326.1	34.67131	2347.3	28.26797	2335.9	22.90897	100.5468	0.527
008	0.14903	2.026516	9.059916	2.499528	0.440909	1.463173	0.58538	2334.8	34.69304	2354.7	28.95421	2344.1	23.12128	100.5151	0.319
012	0.148241	2.02446	8.992733	2.502416	0.43997	1.470934	0.587806	2325.7	34.69096	2350.5	29.06503	2337.3	23.13094	100.6277	0.393
013	0.15205	2.038815	9.162085	2.495844	0.437024	1.439608	0.576802	2369.1	34.779	2337.3	28.31189	2354.3	23.11269	99.33767	0.301
014	0.148517	2.427707	9.029936	2.882002	0.440969	1.553118	0.538903	2328.9	41.58703	2355.0	30.74126	2341.0	26.69725	100.6566	0.376
015	0.149495	2.033561	9.118014	2.50508	0.442357	1.462893	0.583971	2340.2	34.79422	2361.2	29.0147	2349.9	23.18806	100.5407	0.418
016	0.148568	2.034103	9.128575	2.496774	0.445633	1.447863	0.579894	2329.5	34.84236	2375.8	28.86329	2351.0	23.11297	101.1177	0.443
017	0.149959	2.042166	9.025734	2.504972	0.436525	1.450669	0.579116	2345.5	34.92209	2335.1	28.50716	2340.6	23.1634	99.82382	0.344
018	0.148405	2.009502	9.025796	2.517867	0.441099	1.517088	0.602529	2327.6	34.42777	2355.6	30.03259	2340.6	23.28404	100.6994	0.356
019	0.151579	2.048333	9.138043	2.508801	0.437234	1.448591	0.577404	2363.8	34.9606	2338.2	28.49847	2351.9	23.22798	99.47923	0.581
020	0.150085	2.040974	8.983106	2.514118	0.434098	1.468065	0.583928	2346.9	34.89646	2324.2	28.73775	2336.3	23.23784	99.5419	0.383
027	0.147194	2.438222	8.94569	2.895893	0.440779	1.562458	0.539543	2313.6	41.83462	2354.1	30.91731	2332.5	26.80218	100.9896	0.409
028	0.148069	2.08141	8.981525	2.541005	0.43993	1.457545	0.57361	2323.7	35.67428	2350.3	28.79806	2336.1	23.48883	100.6691	0.354
029	0.149765	2.418589	9.019656	2.911302	0.436795	1.620526	0.556633	2343.2	41.36866	2336.3	31.86702	2340.0	26.9692	99.9018	0.441
030	0.149863	2.016668	9.082892	2.526768	0.439571	1.522368	0.602496	2344.4	34.49	2348.7	30.0647	2346.4	23.38211	100.1605	0.372
031	0.150136	2.224862	9.20031	2.663898	0.444444	1.46504	0.549961	2347.5	38.03827	2370.5	29.15246	2358.1	24.69823	100.5856	0.310
032	0.148177	2.038332	9.082101	2.533843	0.444534	1.505178	0.59403	2325.0	34.93138	2370.9	29.95722	2346.3	23.44814	101.1099	0.340
033	0.150808	2.043938	9.17879	2.544778	0.441428	1.515986	0.595724	2355.1	34.91721	2357.0	30.0263	2356.0	23.57541	100.105	0.404
034	0.148833	2.057176	9.042188	2.532999	0.440629	1.477874	0.583448	2332.6	35.22631	2353.5	29.23289	2342.3	23.42988	100.5384	0.414
035	0.149781	2.440648	9.172384	2.907851	0.444145	1.58077	0.543622	2343.4	41.74519	2369.2	31.44627	2355.4	26.98219	100.6476	0.311
036	0.148774	2.085499	9.148618	2.553608	0.445992	1.473637	0.57708	2331.9	35.71383	2377.4	29.39468	2353.0	23.65043	101.0996	0.321
037	0.148053	2.46913	8.965058	2.94862	0.439171	1.611756	0.546614	2323.6	42.32043	2346.9	31.81421	2334.5	27.30279	100.5957	0.624
038	0.150965	2.116478	8.992341	2.626344	0.432011	1.555058	0.5921	2356.9	36.14973	2314.8	30.34226	2337.2	24.29017	99.10005	0.611
040	0.148206	2.041341	9.119817	2.551718	0.446292	1.531077	0.600018	2325.3	34.98169	2378.7	30.55737	2350.1	23.62529	101.2805	0.422

Amostra SL4

Spot	Ratios							Ages (Ma)						%	
num	207/206	2s (%)	207/235	2s (%)	206/238	2s (%)	Rho	207/206	2s	206/238	2s	207/235	2s	Conc.	Th/U
			Data for Wetherill plot c												
007	0.146774	2.445207	8.823857	2.979665	0.436022	1.702753	0.571458	2308.7	41.97624	2332.8	33.32442	2320.0	27.53448	100.3795	0.471
008	0.14814	2.01179	8.81393	2.608943	0.431514	1.661109	0.636698	2324.6	34.47805	2312.5	32.27175	2318.9	24.06496	99.5511	0.496
009	0.150123	2.028614	8.913432	2.549285	0.430621	1.543885	0.605615	2347.3	34.68353	2308.5	29.94546	2329.2	23.53543	98.94022	0.649
010	0.15107	2.025856	9.011657	2.54522	0.432639	1.540795	0.605368	2358.1	34.59762	2317.6	29.98349	2339.2	23.52372	98.90426	0.623
011	0.14845	2.007425	8.935735	2.55024	0.436564	1.572887	0.61676	2328.2	34.39029	2335.2	30.80348	2331.5	23.55037	99.98815	0.468
012	0.149422	2.424143	9.001063	2.908229	0.436895	1.606649	0.55245	2339.3	41.48069	2336.7	31.48298	2338.1	26.92039	99.76676	0.604
013	0.149322	2.436944	9.01943	2.909304	0.43808	1.589135	0.546225	2338.2	41.70473	2342.0	31.19787	2340.0	26.93605	99.91399	0.799
014	0.147292	2.4366	8.984287	2.907689	0.442387	1.586706	0.545693	2314.7	41.80176	2361.3	31.36316	2336.4	26.91022	100.8908	0.657
015	0.147776	2.016608	8.874073	2.591317	0.43553	1.627334	0.627995	2320.3	34.57597	2330.6	31.81964	2325.1	23.91721	100.0609	0.527
016	0.150009	2.041871	8.973884	2.572296	0.433873	1.564439	0.608188	2346.0	34.91497	2323.2	30.5055	2335.4	23.76678	99.30452	0.585
017	0.1506	2.046815	8.989436	2.573941	0.43292	1.560679	0.606338	2352.7	34.97496	2318.9	30.38516	2336.9	23.78634	99.05391	0.376
018	0.146974	2.014428	8.829345	2.557715	0.435701	1.576068	0.616201	2311.0	34.57263	2331.4	30.82326	2320.5	23.59116	100.2929	0.484
019	0.14653	2.048719	8.809188	2.586992	0.436022	1.579644	0.61061	2305.8	35.18046	2332.8	30.90929	2318.4	23.85875	100.4453	0.200
020	0.148273	2.420484	8.98787	2.904482	0.439636	1.605388	0.552728	2326.1	41.47556	2349.0	31.59578	2336.8	26.88124	100.3491	0.677
027	0.147846	2.416261	8.843065	2.948167	0.433803	1.689193	0.572964	2321.2	41.42474	2322.8	32.94061	2321.9	27.2456	99.86493	0.726
028	0.148066	2.039743	8.785753	2.589697	0.43035	1.595613	0.616139	2323.7	34.96026	2307.3	30.93754	2316.0	23.87741	99.45048	0.530
031	0.146913	2.00519	8.848086	2.568277	0.436805	1.604762	0.62484	2310.3	34.41666	2336.3	31.44137	2322.5	23.69491	100.4224	0.354
032	0.146749	2.434324	9.01226	2.92125	0.445408	1.614858	0.552797	2308.4	41.79071	2374.8	32.0724	2339.3	27.04596	101.3442	0.701
035	0.149399	2.07829	8.973402	2.583904	0.43562	1.535341	0.594194	2339.1	35.56362	2331.0	30.02103	2335.3	23.87517	99.64229	0.660
037	0.148847	2.07041	8.894329	2.614124	0.433382	1.595947	0.610509	2332.7	35.45229	2320.9	31.09666	2327.2	24.1359	99.55697	0.898
038	0.14955	2.032852	8.9752	2.559101	0.435269	1.554512	0.607445	2340.8	34.77981	2329.4	30.37964	2335.5	23.64378	99.56699	0.621
039	0.148942	2.431968	9.003028	2.936105	0.438401	1.645068	0.560289	2333.8	41.63863	2343.5	32.31522	2338.3	27.18252	100.0467	0.439
040	0.148916	2.443595	8.970354	2.971377	0.436885	1.690541	0.568942	2333.5	41.839	2336.7	33.13057	2335.0	27.50335	99.8984	0.459
047	0.146703	2.072272	8.988544	2.582278	0.444374	1.540729	0.596655	2307.8	35.57728	2370.2	30.54729	2336.8	23.86406	101.2516	0.373
048	0.146982	2.02818	8.872766	2.558312	0.437819	1.55931	0.609507	2311.1	34.8083	2340.9	30.59822	2325.0	23.60866	100.5079	0.599
050	0.147716	2.440861	8.892168	2.930083	0.436594	1.620982	0.553221	2319.7	41.85311	2335.4	31.74924	2327.0	27.09168	100.1859	0.850
051	0.149034	2.027255	8.977674	2.576531	0.436895	1.590204	0.617188	2334.9	34.70552	2336.7	31.15994	2335.7	23.80738	99.86842	0.420
052	0.148075	2.014003	8.950628	2.577013	0.438401	1.607727	0.623872	2323.8	34.51874	2343.5	31.57992	2333.0	23.80457	100.2756	0.613

Spot	Ratios							Ages (Ma)						%	Th/U
num	207/206	2s (%)	207/235	2s (%)	206/238	2s (%)	Rho	207/206	2s	206/238	2s	207/235	2s	Conc.	
			Data for Wetherill plot c												
053	0.148936	2.420873	8.989708	2.943219	0.437769	1.673892	0.568728	2333.7	41.44895	2340.6	32.84978	2337.0	27.24517	99.98348	0.466
054	0.14843	2.034702	8.891388	2.567966	0.434456	1.566664	0.61008	2327.9	34.85844	2325.8	30.57767	2326.9	23.7039	99.77718	0.582
055	0.14682	2.05694	8.81179	2.578226	0.435289	1.554428	0.602906	2309.2	35.30895	2329.5	30.37897	2318.7	23.77768	100.2919	0.891
056	0.145691	2.532193	8.987022	3.013409	0.447386	1.633594	0.542108	2296.0	43.52811	2383.6	32.54534	2336.7	27.90307	101.8322	0.539
057	0.149127	2.038905	8.956429	2.580097	0.43559	1.581066	0.612793	2335.9	34.90107	2330.9	30.91576	2333.6	23.83498	99.71043	0.529
058	0.146679	2.036457	8.867097	2.57787	0.438441	1.580586	0.613137	2307.6	34.96343	2343.7	31.0475	2324.4	23.78971	100.653	0.581
059	0.148854	2.042273	8.990955	2.574464	0.43807	1.567478	0.608856	2332.8	34.9702	2342.0	30.7712	2337.1	23.79164	100.0358	0.459
060	0.149082	2.026926	9.033213	2.570595	0.439455	1.58099	0.615029	2335.4	34.69788	2348.2	31.10551	2341.4	23.76676	100.1172	0.506

4- Resumo publicado no Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), realizado em maio de 2019

MAPEAMENTO DE AFLORAMENTOS E PETROGRAFIA DE GRANITOIDES E DIQUES DA SUÍTE LAGOA DOURADA - CINTURÃO MINEIRO

Stéphany R. Lopes, Leonardo Gonçalves, Cristiane P.C. Gonçalves, Luís A.R. Seixas
* Departamento de Geologia – DEGEO, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto

Localizada no Cinturão Mineiro (CM), borda sul do Cráton São Francisco, a Suíte Lagoa Dourada (SLD) tem recebido atenção especial nos últimos anos na literatura internacional. Parte desse interesse advém do fato de que tal suíte representa um exemplo de formação crustal juvenil, em um período conhecido globalmente pela sua quietude magmática (2,45 a 2,2 Ga). Do ponto de vista regional, sua idade de cristalização (ca. 2,35 Ga), representa mudança significativa sobre a evolução do Cinturão Paleoproterozoico Mineiro, uma vez que as idades anteriormente registradas para as rochas da região estavam compreendidas entre 2,2 e 2,1 Ga. Nesse sentido, o estudo dos granitoides que constituem a SLD traz uma contribuição ímpar para a compreensão da evolução do próprio CM, bem como busca subsidiar a literatura com elementos que possam ajudar a esclarecer parte da história geológica de formação crustal do tempo Sideriano. Constituída principalmente por biotita-horblenda-tonalitos e biotita-trondhjemitos, que apresentam características geoquímicas similares à suítes TTG de alto alumínio, interpreta-se que a SLD tenha sido formada por fusão parcial de uma rocha ortoderivada, sem participação da crosta antiga em seu desenvolvimento ou alojamento. Em campo, observa-se que os granitoides da SLD são intrudidos por uma rede de diques cujas relações estruturais, espaciais e do "*timing*" de colocação são desconhecidas, portanto merecedores de investigação. Neste sentido, obteve-se neste trabalho, por meio do mapeamento de afloramentos (*outcropping mapping*) em escala 1:25 de 5 estações de trabalho, as relações existentes entre as diferentes gerações dos diques, bem como suas relações com a trama do granitoide hospedeiro. Mineralogicamente, os granitoides são constituídos por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda como minerais essenciais, e por epidoto, apatita, allanita, titanita, magnetita, granada e zircão como minerais acessórios. O mapeamento de detalhe revelou 5 gerações distintas para os diques, sendo que a 1 delas é composta por diques máficos anfibolíticos subconcordantes com a foliação do granitoide hospedeiro. As demais gerações foram diferenciadas em função de sua orientação espacial, ora discordante ora subparalela à foliação impressa nos granitoides hospedeiros, bem como pelas suas espessuras que variam de centimétricas a métricas e também pela trama interna. Classificados como diques félsicos aplíticos, por vezes fortemente foliados em outras situações isotrópicos, são compostos por plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto, apatita, allanita, titanita e zircão, diferindo petrograficamente da rocha hospedeira pela ausência de hornblenda e maior proporção de feldspato. Pode-se inferir com base nos levantamentos estruturais preliminares mais de uma suíte de diques. A suíte de diques mais antiga foi intrudida em estágio pós-magmático pré a sin-deformacional em relação à foliação dúctil principal da rocha hospedeira; já as suítes de diques mais jovens intrudiram em estágio sin-tectônico com sistemas de

falhas frágeis-dúcteis, provavelmente ativas longo tempo após (Riaciano?) a exumação orogenética sideriana da Suíte Lagoa Dourada.

5- Resumo publicado no Simpósio de Geologia do Sudeste (Geosudeste), realizado em outubro de 2019

DIQUES FÉLSICOS E A GERAÇÃO DE CROSTA CONTINENTAL JUVENIL SIDERIANA NO CRATON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL

Stéphany R. Lopes, Leonardo Gonçalves, Cristiane C. Gonçalves, Luís A.R. Seixas
* Departamento de Geologia – DEGEO, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto

A Suíte Lagoa Dourada (SLD), situada no Cinturão Mineiro (CM), borda sul do Cráton São Francisco (CSF), é composta por biotita-hornblenda tonalitos e biotita trondhjemitos, apresentando características geoquímicas de elementos maiores, menores e traço comuns com suítes TTG de alto alumínio Arqueanas. Dados isotópicos de Nd em rocha total e Hf em zircões, aliado com modelagem geoquímica de elementos traço sugerem que a suíte derivou da fusão parcial de metabasaltos oceânicos com pouco tempo de residência crustal, e portanto, com sua idade de cristalização estabelecida em ca. 2,35 Ga, a suíte representa um raro exemplo de crescimento de crosta juvenil em um período conhecido pela escassez global de formação crustal (2,45 e 2,2 Ga). Além disso, este achado marca uma mudança significativa na compreensão da evolução geotectônica regional, uma vez que o maior volume de granitoides gerados no CM situa-se no intervalo de 2,2-2,1 Ga. Mineralogicamente, os biotita-hornblenda tonalitos da SLD são constituídos por oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda como minerais essenciais, e por microclina, epidoto, apatita, allanita, titanita, magnetita, granada e zircão como minerais acessórios. Por meio do mapeamento de afloramentos (*outcropping mapping*), em escala 1:25, observou-se que esta suíte é recortada por uma rede de múltiplos diques, classificados em 5 diferentes fácies (Fácies 1 a 5) com base nas relações de corte e orientação espacial, composição modal e textura. A Fácies 1 é composta de diques máficos de plagioclásio hornblendito, subparalelos à foliação da hospedeira. As demais fácies são félsicas, possuem espessura centimétrica a métrica e diferenciam entre si pelas características isotrópicas ou bandadas, variação na proporção de quartzo e feldspato e presença de biotita e/ou hornblenda. A Fácies 2 é bandada e composta por biotita granitoide rico em quartzo; a Fácies 3 é isotrópica e constituída por biotita granodiorito; a Fácies 4 é isotrópica e formada de aplitos; e a Fácies 5 é isotrópica e composta por hornblenda biotita monzodiorito. Os resultados de datações U-Pb por LA-ICP-MS em zircões de uma amostra do tonalito hospedeiro e em duas amostras de diques, respectivamente da Fácies 3 (biotita granodiorito) e Fácies 5 (hornblenda biotita monzodiorito), revelaram idades de cristalização muito próximas, respectivamente em 2353,5 + 4,8 Ma, 2350,2 + 4,7 Ma e 2332,4 + 4,4 Ma. Portanto, indica-se com este estudo um leque maior de composição dos magmas associados à geração da crosta continental juvenil de ca. 2350 Ma na margem sul do CSF.

6- Resumo publicado na Mostra de Pós Graduação da UFOP, realizada em novembro de 2019

ANÁLISE GEOLÓGICA DE GRANITOIDES E DIQUES SIDERIANOS NA SUÍTE LAGOA DOURADA -CINTURÃO MINEIRO

Stéphany R. Lopes, Leonardo Gonçalves, Cristiane C. Gonçalves
* Departamento de Geologia – DEGEO, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto

Localizada no Cinturão Mineiro (CM), borda sul do Cráton São Francisco (CSF), a Suíte Lagoa Dourada (SLD) possui idade de cristalização de ca. 2,35 Ga e é constituída principalmente por biotita-hornblenda-tonalitos e biotita-trondhjemitos. Embora alguns avanços tenham sido realizados no entendimento da SLD nos últimos anos, ainda resta em aberto seu estudo do ponto de vista de estruturas magmáticas e tectônicas, incluindo o estudo pormenorizado da rede de diques que recorta os granitoides desta suíte, cujas relações estruturais, espaciais e do "timing" de colocação são desconhecidas. Realizou-se neste trabalho o mapeamento de afloramentos (outcropping mapping), em escala 1:25, em 4 estações de trabalho distribuídas na SLD, além da caracterização mineralógica, petrográfica e de feições microestruturais sob microscópio óptico de luz transmitida dos diferentes litotipos encontrados. Também efetuou-se análises de litogeoquímica e datações U-Pb por LA-ICP-MS em zircões para obtenção da composição e idade da rocha hospedeira e dos diques, a fim de compreender a constituição do magma fonte e a história de cristalização destes corpos. Através do mapeamento de detalhe foi possível classificar estes diques em 5 diferentes fácies com base nas relações de corte e orientação espacial, além da composição modal e textura (Fácies 1-plagioclásio hornblendito, 2-granitoide rico em quartzo, 3-granodiorito, 4-diques félsicos aplíticos e por último intrudiu a Fácies 5-monzodiorito). As microestruturas observadas, tanto nos diques quanto na rocha hospedeira, exibem características dominantemente ígneas, não havendo indícios marcantes de metamorfismo nessas rochas. As datações realizadas nas amostras do tonalito hospedeiro (2353,5 4,8Ma) e nos diques das Fácies 3 (2350,2 4,7Ma) e 4 (2332,4 4,4Ma) revelaram idades de cristalização muito próximas e indicam uma variedade maior de composição dos magmas associados à geração da crosta continental juvenil de ca. 2,35 Ga para a formação da SLD.