



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.

Evidences of Synkinematic Emplacement of Plutons Revealed by Field, Petrographic, Microstructural and Mineral Chemistry Analyses: a Case Study of the 2130 Ma Alto Maranhão Suíte, Mineiro Belt, Southeastern Brazil.

Reginaldo Resende Vieira¹; Cristiane Castro Gonçalves¹ & Leonardo Gonçalves¹

¹Universidade Federal de Ouro Preto. Departamento de Geologia, Campus Morro do Cruzeiro – s/ nº – Ouro Preto-MG-Brasil
Emails: regrvieira@gmail.com; cristianepcgoncalves@gmail.com; leonardogeologo@hotmail.com

Recebido em: 13/09/2019 Aprovado em: 11/12/2019

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2020_1_376_396

Resumo

Este estudo é focado nos aspectos petrográficos, microestruturais e de química mineral das rochas presentes na Suíte Alto Maranhão (~2130 Ma), que é parte de um cinturão de granitoides Paleoproterozoicos localizados no sudeste do Brasil. Parâmetros microestruturais de grãos de quartzo e plagioclásio foram quantificados por serem fases amplamente estudadas e haver uma vasta gama de estudos de caso para comparação. Além disso, foram estudados enclaves microdioríticos, em tonalitos e quartzo-dioritos, que apresentam variáveis graus de alongamento e estão relacionados a processos de mistura de magmas. De maneira geral, os aspectos microestruturais revelam o domínio de feições ígneas a tardi-magmáticas, caracterizadas pelo alinhamento de grãos euhedrais a subhedrais de plagioclásios, de granulação grossa, que no geral não mostram feições relacionadas a deformação intracristalina. Grãos de quartzo e plagioclásio foram manualmente contornados e os mapas de contorno processados com o programa SPO para análise de forma dos mesmos. Distribuição de tamanho dos grãos, razões axiais e orientação preferencial de eixos maiores foram obtidas, assim como as elipses que melhor representam a forma característica dos agregados. O grau de orientação de forma dos grãos de plagioclásio foi analisado para cada estação de estudo com base em rosetas que mostram a orientação preferencial de seus eixos maiores, com a orientação principal média para cada agregado. Essa direção foi convenionada como direção X, X(L), sendo usada como referência para análise de orientação de forma dos grãos de quartzo. Plagioclásio, biotita, anfíbólio e titanita foram ainda analisados com microsonda eletrônica. Levando-se em conta o contexto regional, sobretudo pela concordância entre os lineamentos Congonhas-Itaverava e Jeceaba-Bom Sucesso em relação aos alinhamentos verificados para grãos de plagioclásio – X(L), quartzo, biotita e anfíbólio, estabeleceu-se, conforme os modelos vigentes na literatura, a provável origem sintectônica da Suíte Alto Maranhão em relação a movimentações direcionais ocorridas em ambos os lineamentos no decorrer do evento Transamazônico.

Palavras-chave: Aspectos petrográficos de granitoides; parâmetros microestruturais em rochas ígneas; análise de forma de quartzo e feldspato

Abstract

This study is focused on the petrographic, microstructural and mineral chemistry of rocks from the ~ 2130 Ma Alto Maranhão Suíte, which is part of a Paleoproterozoic granitoid belt located in the southeastern region of Brazil. Microstructural parameters of quartz and plagioclase grains were quantified, taking into account that these phases are largely studied and there are several study cases to be compared with. Besides, microdioritic enclaves hosted by tonalites and quartz-diorites, presenting variable degrees of elongation, were studied, which are related to magmatic mixture or magma mingling processes. In general, the microstructural aspects reveal dominant igneous to late-magmatic features, characterized by the alignment of euhedral to subhedral plagioclase grains, which are coarse grained with no evidence of crystal-plastic deformation. Quartz and plagioclase grains were manually contoured and the contour maps were processed using the SPO software for grain shape analyses. Grain size, axial ratios and long axes preferred orientation data were obtained, as well as the ellipses representing the aggregate characteristic shapes. The degree of shape orientation for plagioclase grains was analyzed for each study station based on rose diagrams showing the preferred orientation of their long axes, the statistical mean orientation, which was rotated to be parallel to the conventional X or horizontal direction X(L). Thus, the orientation of quartz grains was analyzed in relation to the X(L), defined by the plagioclase grains. Some specific phases were also analyzed by microprobe: plagioclase, biotite, amphibole and titanite. Taking into account the regional context, the probable syntectonic emplacement of the Alto Maranhão Suíte is proposed, mainly due to the concordance between the Congonhas-Itaverava and Jeceaba-Bom Sucesso lineaments in relation to alignments verified for plagioclase - X(L), quartz, biotite and amphibole grains. Besides, these structures are in agreement with the current tectonic models for this region considering the directional movements occurred in both lineaments, during the stages of the Transamazonian event.

Keywords: Petrographic aspects of granitoids; microstructural parameters in igneous rocks, shape analysis of quartz and feldspar

1 Introdução

A definição de critérios apropriados para distinguir microestruturas geradas por fluxo magmático daquelas formadas por fluxo em estado sólido ainda é tema de ampla discussão na literatura geológica, principalmente quando se trata de rochas quartzo-feldspáticas (e.g. Paterson *et al.* 1989; Zak *et al.* 2008). A correta distinção destas feições e seus processos geradores, aliada com o estudo da paragênese mineral, são cruciais para o entendimento do alojamento e *timing* de plútons graníticos, além de decisiva para o melhor conhecimento de processos que ocorrem no interior de câmaras magmáticas. Além disso, há grande influência para a interpretação cronológica e compreensão das microestruturas presentes nas rochas encaixantes (Paterson *et al.* 1989, 1998; Vernon 2000; Zak *et al.* 2008). Assim, diversos estudos correlacionam a microtrama gerada no momento da ascensão e colocação de plútons com o campo de tensões gerado por processos de deformação regional (Leblanc *et al.* 1996; Gleizes *et al.* 1997, 1998).

A distinção entre microestruturas pré-, sin- e pós-cinemáticas ou exclusivamente magmáticas envolve um criterioso trabalho de caracterização microestrutural e textural, principalmente dos agregados de quartzo e feldspatos. Como amplamente discutido na literatura (e.g. Paterson *et al.* 1989, 1998; Vernon 2000; Archanjo *et al.* 2008; Zak *et al.* 2008; Wang *et al.* 2014), processos de ascensão e colocação de um plúton na crosta, ou mecanismos de convecção interna; colocação sindeformacional, ou deformação regional de um plúton ou câmara magmática pré-existente, podem gerar padrões microestruturais muito similares. Mesmo microestruturas geradas durante a ascensão e colocação de plútons livres de campo de tensões regionais (Hutton 1988; Brown & Solar 1998; Paterson *et al.* 1998; Rosenberg 2004) podem mostrar evidências de deformação devido ao aumento da proporção de cristais, o qual leva a uma mudança contínua da reologia do sistema. Assim, em condições próximas às da temperatura *solidus*, os cristais, que devem estar em proporção maior que 90%, acumulam incrementos de deformação responsáveis pela geração de tramas magmáticas múltiplas (Zak *et al.* 2008). Se há algum

fluxo em estado sólido superposto, ou colocação sindeformacional, a correlação microestrutural pode fornecer importantes informações acerca da relação entre processos magmáticos e tectônicos operantes na crosta.

A combinação de análise de campo de detalhe aliada à quantificação de parâmetros microestruturais e aquisição de dados geocronológicos em corpos graníticos e em rochas encaixantes é importante para se definir o *timing* de ascensão e colocação de plútons na crosta. Do mesmo modo, suas relações com estruturas geológicas adjacentes, tais como zonas de cisalhamento regionais permitirão restringir seu *timing* de colocação e estruturação (Hutton 1988; Krohe 1991; Vigneresse 1995; Brown & Solar 1998, 1999; Paterson *et al.* 1998; Pe-Piper *et al.* 1998; Rosenberg 2004; Archanjo *et al.* 2008; Peterneil *et al.* 2010).

Foram estudados os aspectos de campo, petrográficos, microestruturais e de química mineral de tonalitos, quartzo-dioritos e enclaves dioríticos que constituem a Suíte Alto Maranhão, localizada na porção sul do Cráton São Francisco (e.g. Seixas *et al.* 2013; Fig. 1). Embora existam estudos do ponto de vista geoquímico (Barbosa 1985; Seixas 1988, 2000), geocronológico e isotópico (Noce 1995; Noce *et al.* 2000; Seixas *et al.* 2013), não há estudos que visem discriminar e correlacionar padrões microestruturais e processos magmáticos e tectônicos registrados na região. Os objetivos do trabalho foram (i) identificar se a microtrama existente nos corpos constituintes da Suíte Alto Maranhão refletiria a existência de tramas magmáticas múltiplas; (ii) individualizar feições originadas por processo magmático, feições transicionais e aquelas geradas por fluxo em estado sólido; (iii) estabelecer relação entre as rochas estudadas e as tramas descritas nas rochas encaixantes; (iv) estabelecer possíveis relações da Suíte Alto Maranhão com as zonas de cisalhamento ou lineamentos regionais, Congonhas-Itaverava (NW-SE-trending) e Jeceaba-Bom Sucesso (NE-SW-trending), a ela adjacentes (Fig. 1). Assim, espera-se contribuir não somente para a evolução do entendimento geológico do Cinturão Paleoproterozoico Mineiro, como também para a natureza da colocação de corpos graníticos na crosta e a íntima

relação existente entre plútons e zonas de cisalhamento em outras partes do mundo.

2 Geologia Regional

O Cinturão Mineiro – CM (Teixeira 1985) está localizado no limite sul do Cráton São Francisco, em porção imediatamente à sudoeste da região do depósito de ferro de classe mundial do Quadrilátero Ferrífero, estado de Minas Gerais, sudeste do

Brasil (Fig. 1a). Corresponde a um cinturão paleoproterozoico de orientação geral NE-SW (Fig. 1a), cujas rochas dominantes exibem um espalhamento de idades entre 2470 Ma e 2100 Ma (Noce 2000; Ávila *et al.* 2010, 2014; Seixas *et al.* 2012, 2013; Barbosa 2015; Barbosa *et al.* 2015; Teixeira *et al.* 2015). O CM é dominado por corpos de composição tonalítica, trondhjemítica, granítica e diorítica intrusivos em sequências do tipo *greenstone belts*. A assinatura geoquímica desses corpos é compatível

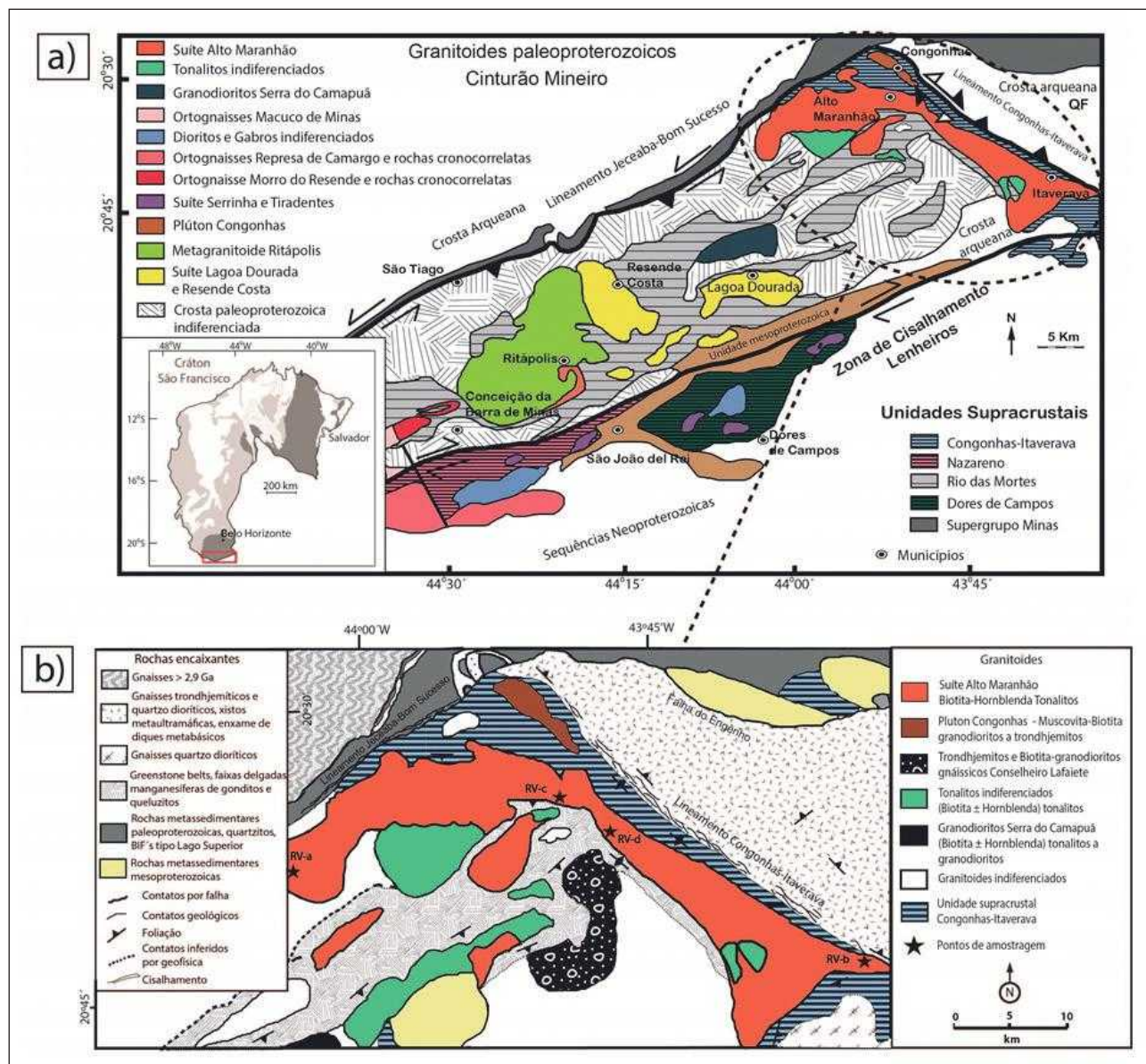


Figura 1 Contexto geológico da área estudada. (a) Mapa geológico com as unidades do Cinturão Mineiro (adaptado de Barbosa 2015), no contexto do Cráton São Francisco meridional (canto inferior esquerdo da figura). (b) Mapa geológico da Suíte Alto Maranhão, com suas respectivas estações de amostragem (adaptado de Seixas *et al.* 2013).

com magmatismo relacionado a subducção, sendo interpretados como arcos juvenis com variados níveis de contaminação crustal (Moreira *et al.* 2018). Os trabalhos realizados no CM permitem interpretar que a aglutinação do cinturão se deu por meio da construção de três arcos magmáticos, em ambiente oceânico e continental. Outros trabalhos de natureza geoquímica e isotópica, dentre estes os de Barbosa (1985); Seixas (1988); Noce (1995); Ávila (2000); Seixas (2000); Martins (2008); Teixeira *et al.* (2008) também contribuíram para ampliar o conhecimento acerca da evolução tectônica do CM. Dentre as sequências metavulcanosedimentares paleoproterozoicas que ocorrem no CM, interpretadas como *greenstone belts*, as quais recebem diversos nomes locais como: Nazareno, Dorés de Campo, Rio das Mortes e Congonhas-Itaverava, destaca-se a última, cujo resultado U-Pb de zircões detriticos (Teixeira *et al.* 2015), limitou a idade máxima de deposição em 2349 Ma.

As zonas de cisalhamento ou lineamentos regionais Jeceaba-Bom Sucesso (LJBS) e Congonhas-Itaverava (LCI; Fig. 1a) são interpretados como os limites geotectônicos do CM. Esses lineamentos potencialmente limitam a ocorrência de rochas arqueanas em sua porção setentrional, enquanto a sul tem-se uma transição com terreno de alto grau metamórfico que exibe forte herança arqueana (Alkmim & Teixeira 2017). O LJBS (Campos & Carneiro 2008), com *trend* NE-SW, é a estrutura mais conspicua e representa a zona limítrofe entre o terreno arqueano de alto grau metamórfico, ao norte, e o terreno paleoproterozoico ao sul, onde se situa o CM *sensu stricto* (Campos & Carneiro 2008). Diversas estruturas observadas em campo demonstram empurrão com componente de cisalhamento sinistral para o LJBS. Já o LCI (Seixas 1988; Corrêa Neto *et al.* 2012) tem direção NW-SE e é caracterizado por zonas de cisalhamento com componente predominantemente dextral, com evidências de reativações sinistral (Endo 1997). Ambos os lineamentos também balizam o limite norte da Suíte Alto Maranhão, foco do trabalho.

⇒ *Suíte Alto Maranhão (SAM)*

Situada na porção setentrional do CM, a Suíte Alto Maranhão – SAM (Seixas *et al.* 2013), exibe em

mapa uma geometria curva com concavidade voltada para sul (Fig. 1b), sendo intrusiva na sequência supracrustal metavulcanosedimentar Congonhas-Itaverava (Seixas 1988, Corrêa Neto *et al.* 2012). A SAM é constituída predominantemente por tonalitos e quartzo-dioritos com enclaves circulares a elípticos, de microdiorito melanocrático. Localmente, observam-se diques compostos e pegmatitos leucocráticos (Seixas *et al.* 2013).

Aspectos de campo e mineralógicos dos tonalitos e dioritos da SAM, tais como cristais euédricos a subédricos de plagioclásio de granulação grossa presentes nos enclaves (dioríticos, em sua maioria), os quais são provenientes da rocha hospedeira (tonalitos) e contato reentrante e crenulado entre o enclave e rocha hospedeira, sugerem interação líquido-líquido. Associados a *back-veining* e diques compostos, essas feições foram interpretadas por Seixas (1988); Martins (2008) e Seixas *et al.* (2013) como indicativas de processos de mescla magmática (*mingling/mixing*). Estudos litoquímicos e isotópicos realizados por Seixas *et al.* (2013) reforçam a origem da SAM pela relação cogenética entre dois magmas de composições diferentes. Esses magmas seriam oriundos de câmara magmática bimodal, predominantemente preenchida por magmas tonalíticos e periodicamente reabastecida com magmas máficos, ambos gerados por fusão parcial do manto metassomatizado durante subducção paleoproterozoica, em ambiente de arco vulcânico. Assim, tonalitos e enclaves dioríticos revelam entre si estruturas de mistura heterogênea, o que sugere coexistência de magmas distintos, embora as análises de isótopos Nd mostrem, como fonte única para ambos, o mesmo magma parental, de fonte juvenil, caracterizado por padrões de alto Mg. A caracterização do padrão de distribuição de Elementos Terras Raras, combinada com assinatura de elementos traço da SAM, reforçam sua formação em ambiente tectônico similar ao de granitos pré-colisionais, ou seja, de arco vulcânico (vide Seixas *et al.* 2013).

Estudos geocronológicos conduzidos por Noce (1995) através de datação U/Pb de grãos de zircão e titanita de granitoides da porção norte da SAM, revelaram idades de 2130 ± 2 Ma e 2124 ± 2 Ma, respectivamente. Seixas *et al.* (2013) por meio

da datação U/Pb em zircão, obteve a idade de 2128 ± 10 Ma, em granitoide da SAM aflorante a aproximadamente 35 km de distância daquele analisado por Noce (1995). Tais idades foram interpretadas como a idade de cristalização da rocha (2130 Ma adotada como a idade da SAM), sendo atualmente interpretada como o principal episódio de acreção juvenil no CM. Aliado a esses dados, estudos isotópicos Sm/Nd de rocha total realizados por Noce *et al.* (2000) e Seixas *et al.* (2013) revelaram idades T_{DM} de ~ 2270 Ma, indicando portanto curto período de residência crustal para a SAM.

3 Métodos

As estações de trabalho foram definidas a fim de que toda a diversidade faciológica e estrutural da Suíte Alto Maranhão fosse abordada e que estivessem distribuídas ao longo de sua morfologia em arco. Consideraram-se estudos prévios, de caráter geoquímico, petrológico e geocronológico (Seixas *et al.* 2013), além de possíveis zonas de influência dos lineamentos limitantes do CM a oeste e nordeste, LJBS (Campos & Carneiro 2008) e LCI (Seixas 1988, Corrêa Neto *et al.* 2012), respectivamente. Demarcadas as estações, buscou-se descrever estruturas mesoscópicas, amostrar variações litológicas presentes além de se ter escolhido a estação RV-d (Retorno) para um mapeamento de detalhe, devido às estruturas e litotipos identificados.

As estações visitadas foram classificadas segundo o grau de orientação preferencial de forma dos grãos de plagioclásio, sendo designadas em ordem progressiva de RV-a a RV-d. Os pontos RV-a, estação Ponte Funda, e RV-d, estação Retorno, representam os extremos, enquanto nas demais estações (RV-b – Ponte Caída e RV-c - Pedreira Convap) situações intermediárias são reconhecidas.

Amostras representativas das diferentes faciológicas foram coletadas em cada estação de trabalho, incluindo granitoide hospedeiro e enclave melano-crático, e um total de 20 lâminas delgadas polidas foram confeccionadas no laboratório de laminação (Lamin) do Departamento de Geologia (DEGEO) da Universidade Federal de Ouro Preto (Tab. 1). Devido ao fato de haverem amostras predominantemente

isotrópicas, o sistema convencional de orientação de amostras, usando-se uma estrutura planar (foliação) e lineação mineral como referência para corte, não poderia ser usado para todas as amostras analisadas. Assim, as amostras foram inicialmente orientadas segundo o norte magnético e a partir da análise de forma dos grãos convencionou-se a direção X como a lineação definida pelos eixos maiores dos cristais de plagioclásio. Tal fase foi usada como referência por apresentar mais forte padrão de orientação preferencial de forma. Além disso, selecionaram-se as amostras das rochas hospedeiras e dos enclaves para análise de forma, devido à maior granulação dos agregados e facilidade para o contorno dos grãos.

Posteriormente, as seções delgadas foram descritas sob luz transmitida, ao microscópico óptico com câmeras acopladas, no Lopag e LMic, ambos laboratórios do DEGEO. Fotomicrografias ópticas foram usadas para caracterização mineralógica e para confecção de mosaicos para análise de imagem, buscando-se caracterização microestrutural, por meio da quantificação de parâmetros de forma dos grãos (Castro 2007).

A quantificação das microestruturas foi feita por meio de análises realizadas pelo *software* SPO – *Shape Preferred Orientation* (Launeau & Robin 2003) para grãos de plagioclásio e quartzo, para os quais tem-se vasta compilação bibliográfica (e.g. Spry 1969, White 1977, Urai *et al.* 1986, Paterson *et al.* 1989, 1998, Vernon 1968, 1976, 1986, 2000, 2004, Mitra 1976, Stel 1991, Schedl & Pluijm 1988, Stipp *et al.* 2002, Stipp & Kunze 2008). Para tanto, foram criados mapas de contorno de grãos a partir dos mosaicos ópticos, onde os cristais foram cuidadosamente delimitados (ex. Fig. 2). Os mapas foram processados pelo *software* SPO, determinando-se a distribuição de tamanho dos grãos, o padrão de forma principal dos agregados, razões axiais e orientação preferencial de forma dos cristais.

Complementarmente, análise química mineral foi realizada em plagioclásio, anfibólio, titanita e biotita, tanto dos enclaves quanto dos granitoides hospedeiros. Tal análise deu suporte à determinação de aspectos mineralógicos que não puderam ser determinados previamente por análise petrográfica ao mi-

Estação de Amostragem	Amostras	Coordenadas		Tipo de Rocha	Classificação IUGS
Ponte Funda (RV-a)	RV-14	597467	7718511	Hospedeira	Quartzo-diorito
	RV-15	597466	7718514	Enclave	Quartzo-diorito
	RV-18	597468	7718513	Hospedeira	Quartzo-diorito/ Tonalito
	RV-19	597470	7718515	Enclave	Quartzo-diorito
Ponte Caída (RV-b)	RV-7	648489	7710241	Hospedeira	Quartzo-diorito
	RV-8	648489	7710241	Hospedeira	Quartzo-diorito
	RV-10	648448	7710223	Enclave	Diorito
	PC-36	648554	7710291	Enclave	Diorito
Pedreira Convap (RV-c)	RV-11	626516	7721218	Hospedeira	Tonalito
	RV-12	626516	7721218	Hospedeira	Tonalito
	SAM-1*	620834	7726827	Enclave	Diorito
Retorno (RV-d)	RV-1	621604	7725341	Hospedeira	Tonalito
	RV-2	621604	7725341	Enclave	Diorito
	RV-3	621604	7725341	Hospedeira	Tonalito
	RV-4	621604	7725341	Hospedeira	Tonalito
	RV-5	621604	7725341	Enclave	Quartzo-diorito
	RV-6a	621604	7725341	Híbrido	Tonalito
	RV-6b				Quartzo-diorito

Tabela 1 Estações de amostragem, designação das amostras e suas classificações.
*Amostra coletada em estação adjacente (Barro Branco);
RV-6a – Porção da lâmina RV-6 correspondente ao granitoide;
RV6b – Porção da lâmina RV-6 correspondente ao enclave



Figura 2 Fotomicrografia óptica com polarizador inserido mostrando grãos de plagioclásio contornados (linhas vermelhas) para posterior análise no programa SPO.

croscópio óptico, além de terem sido gerados mapas auxiliares para contorno de forma (SPO) das fases de interesse. Inicialmente, foram realizadas análises químicas qualitativas ao microscópio eletrônico de varredura com espectrômetro de energia dispersiva de raios-X (sistema MEV-EDS) em seções delgadas previamente cobertas por delgado filme de carbono. As referidas análises seguiram os procedimentos padrões e foram realizadas no laboratório de Microscopia e Microanálises – LMic - do DEGEO/UFOP, com os equipamentos da marca JEOL: JSM-6010 e JSM-6510. As condições analíticas adotadas foram: aceleração de voltagem - 20 Kv, *work distance* - 10 a 11 mm, *spot size* 6.

Posteriormente, passou-se à análise química quantitativa, das fases minerais previamente analisadas pelo MEV-EDS, utilizando-se microsonda JEOL JXA8230, lotada no LMic (DEGEO). As análises foram feitas a partir de 5 espectrômetros WDS (*wavelength dispersive spectrometer*), sob aceleração de voltagem variando de 15 a 20 Kv e corrente de 20 a 150 nA. Essas análises buscaram resultados mais acurados e a dosagem de elementos menores e traço, não analisados pelo sistema MEV-EDS. Para o cálculo das fórmulas estruturais dos minerais analisados, utilizaram-se tabelas e planilhas construídas com a base de cálculo e metodologia obtidas na literatura (adaptado de *e.g.* Droop 1987; Leake *et al.*, 1997).

4 Análise Petrográfica e Microestrutural

De maneira geral, as rochas estudadas são constituídas por enclaves microgranulares dioríticos de granulação fina, tamanho e alongamento variáveis, hospedados em quartzo-dioritos a tonalito (Figs. 3a, 3b). Em ambos os casos, verifica-se orientação preferencial de seus minerais constituintes em diferentes graus, sobretudo os cristais de plagioclásio (Fig. 3c).

As principais estruturas ígneas presentes sugerem mistura heterogênea de magmas e podem ser sumarizadas da seguinte forma: enclaves máficos lobulares de tamanhos variáveis, geralmente não in-

feriores a 15 cm, com granulação fina (Fig. 3d); presença de xenocristais de plagioclásio que ocorrem como aglomerados de cristais, ao redor e no interior dos enclaves (Fig. 3e); ou de forma isolada (Fig. 3f). Os planos de foliação magmática, definidos pelos cristais de plagioclásio, apresentam direção coincidente, ora com o lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (LJBS), ora com o Lineamento Congonhas-Itaverava (LCI), a depender da estação de estudo.

Já as estruturas associadas ao contexto de deformação, embora menos frequentes, se fazem presentes, principalmente na estação RV-d e ocorrem associadas a estruturas relícticas. Correspondem a planos de foliação definida por minerais micáceos, orientados segundo a direção do LCI. Na estação RV-c, verifica-se que os enclaves máficos estão mais alongados (Fig. 3b), em situações extremas alcançando razão comprimento/largura superior à 50:1.

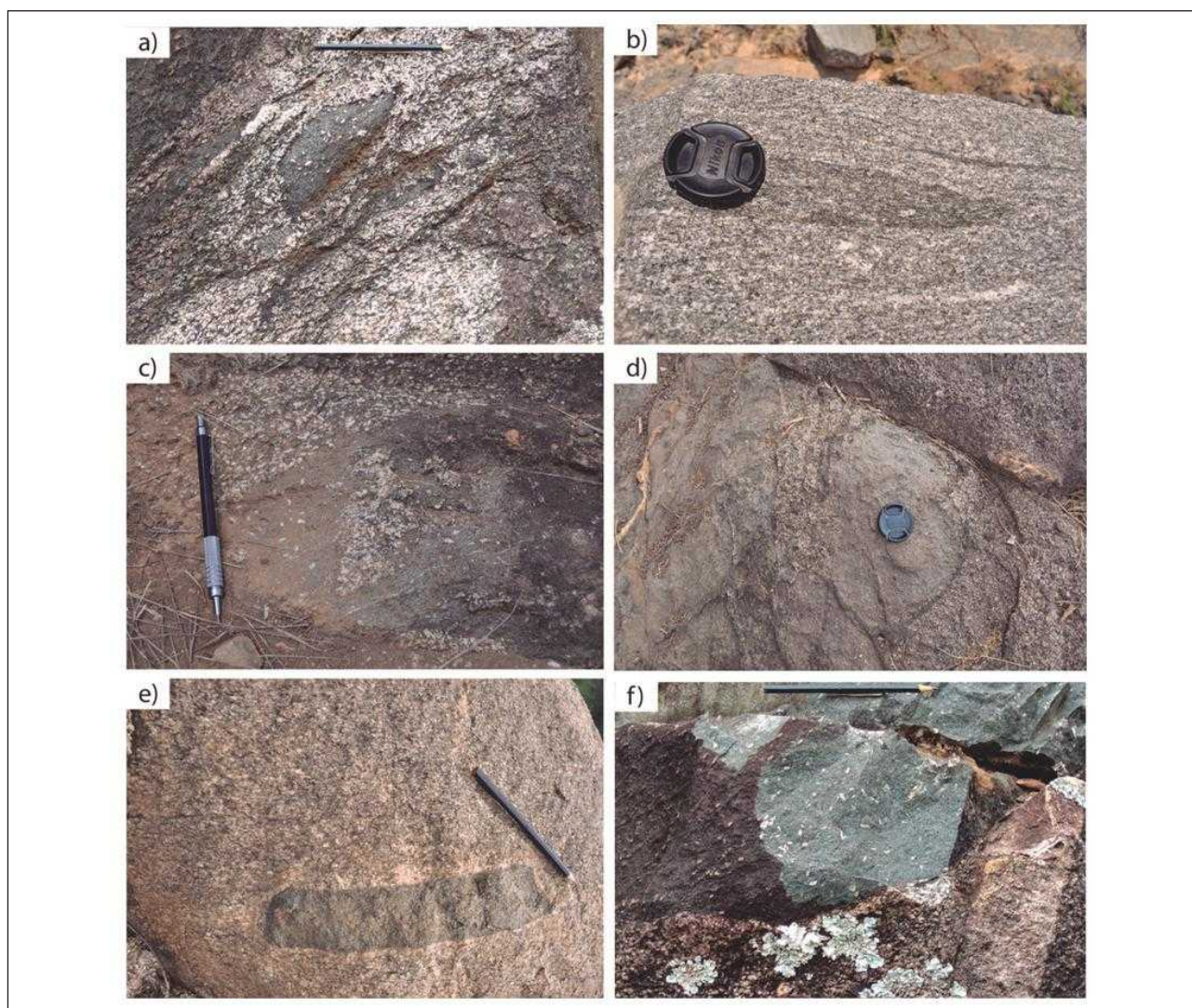


Figura 3 Aspectos de campo das litologias em estudo na SAM. a) Rocha hospedeira, representada por quartzo-diorito e enclave elíptico diorítico, de granulação fina e cristais de plagioclásio, de granulação grossa dispersos em seu interior ('pontos' brancos). b) Tonalito com enclave alongado, com razão de forma ~8:1. Nota-se orientação preferencial dos grãos definindo lineação mineral. c) Aglomerado de grãos de plagioclásio no interior de um enclave. d) Enclave máfico arredondado (porção mais escura), cuja geometria varia com ângulo de corte ou visada. Ao redor, notam-se grãos de plagioclásio, de granulação grossa, possivelmente deslocados pela intrusão do magma diorítico ('pontos' esbranquiçados que formam faixa adjacente ao enclave – porção melanocrática). e) Parede de afloramento do quartzo-diorito. Notar no detalhe a granulação grossa e orientação dos cristais de plagioclásio. Escala – lápis (13 cm). f) Enclave de granulação mais fina com cristais grossos de plagioclásio, aleatoriamente distribuídos.

4.1 Plagioclásio

As principais microestruturas observadas no plagioclásio associam-se, predominantemente, ao regime ígneo, de acordo com Paterson *et al.* (1989), Vernon (2000, 2004) e Blenkinsop (2000), correspondendo a: grãos de granulação grossa, euédricos a subédricos, alinhados e com zoneamento concêntrico (Figs. 4 a-c). Nota-se grande quantidade de epidoto acicular na região do núcleo do plagioclásio, sugerindo maior abundância de cálcio nessa região (Fig. 4b), onde se observa também processo de sericitização. A frequência de ocorrência de tais feições é variável de acordo com a estação analisada, embora estejam sempre presentes.

As microestruturas associadas a deformação intracristalina são caracterizadas por inúmeras fraturas intragranulares, frequentemente preenchidas por quartzo (Fig. 4d). Em algumas situações, nota-se a relação entre fraturas e truncamento entre cristais, evidenciando certo grau de rotação, em muitos casos com discreta migração de borda relacionada ao próprio truncamento intergranular (Fig. 4e). Observa-se ainda extinção ondulante e incipiente formação de subgrãos. Raramente notam-se maclas polissintéticas acunhadas, também conhecidas como maclas mecânicas.

Nos enclaves, embora a granulação seja significativamente mais fina, resultado do rápido resfriamento, observam-se cristais de granulação grossa, euédricos a subédricos, dispersos em matriz fina. Esses grãos ocasionalmente são arredondados, sendo interpretados como xenocristais herdados do magma hospedeiro durante a intrusão do magma máfico (Figs. 4f).

As evidências de recristalização dinâmica, embora localizadas, estão presentes, sendo representadas por migração de borda lenta caracterizada pelo contorno intergranular irregular, com interpenetração dos cristais (Figs. 4g). Observam-se grãos de granulação grossa ou muito grossa bordejados por grãos de granulação mais fina, provavelmente recristalizados, caracterizando estrutura núcleo-manto (Fig. 4h). Em situações restritas, observa-se que o alto grau de desorientação dos subgrãos nas bordas dos cristais maiores (porfiroclastos) culmina na

completa individualização de novos grãos, de menor granulação, situação compatível com o mecanismo de recristalização por rotação de subgrão (Fig. 4h).

4.2 Quartzo

O quartzo preenche fraturas ou forma cristais isolados (*blebs*) no interior dos cristais de plagioclásio (Fig. 5a), conforme confirmado em MEV-EDS. Embora sua proporção modal seja baixa, as microestruturas verificadas ressaltam sua menor resistência à deformação quando comparado ao plagioclásio. Dessa forma, feições de recuperação são mais frequentes, incluindo mais comumente subgrãos (Figs. 5b), além de feições associadas a recristalização dinâmica, como migração de borda lenta (Fig. 5c).

4.3 Biotita

A biotita ocorre como seções lamelares, pleocroísmo de creme a tonalidades esverdeadas, com distribuição majoritariamente randômica. De forma geral, nas rochas hospedeiras, sua granulação varia de fina a média. Em todas as estações analisadas, a biotita ocorre, em graus variáveis, na forma de núcleos dentro do anfibólio (Fig. 5d). As feições que remetem a certo grau de deformação incluem a extinção ondulante, associada com leve arqueamento, mais facilmente identificado nas zonas de clivagem.

Dentre os demais minerais que ocorrem associados à biotita, destacam-se o zircão, apatita, titanita (Fig. 5e) e clorita. A clorita ocorre como principal produto de alteração da biotita, enquanto a titanita, frequentemente aparece em suas zonas de clivagem, podendo ser perfeitamente euédrica, e também associada à mineral opaco, aparentemente como produto de alteração do mesmo.

Na estação RV-d, verifica-se maior abundância da biotita na forma de cristais orientados segundo a direção de orientação preferencial dos grãos de plagioclásio (Fig. 5f), não associada com o anfibólio.

4.4 Anfibólio

O principal anfibólio verificado nas estações da SAM é hornblenda (Fig. 5g), que ocorre como

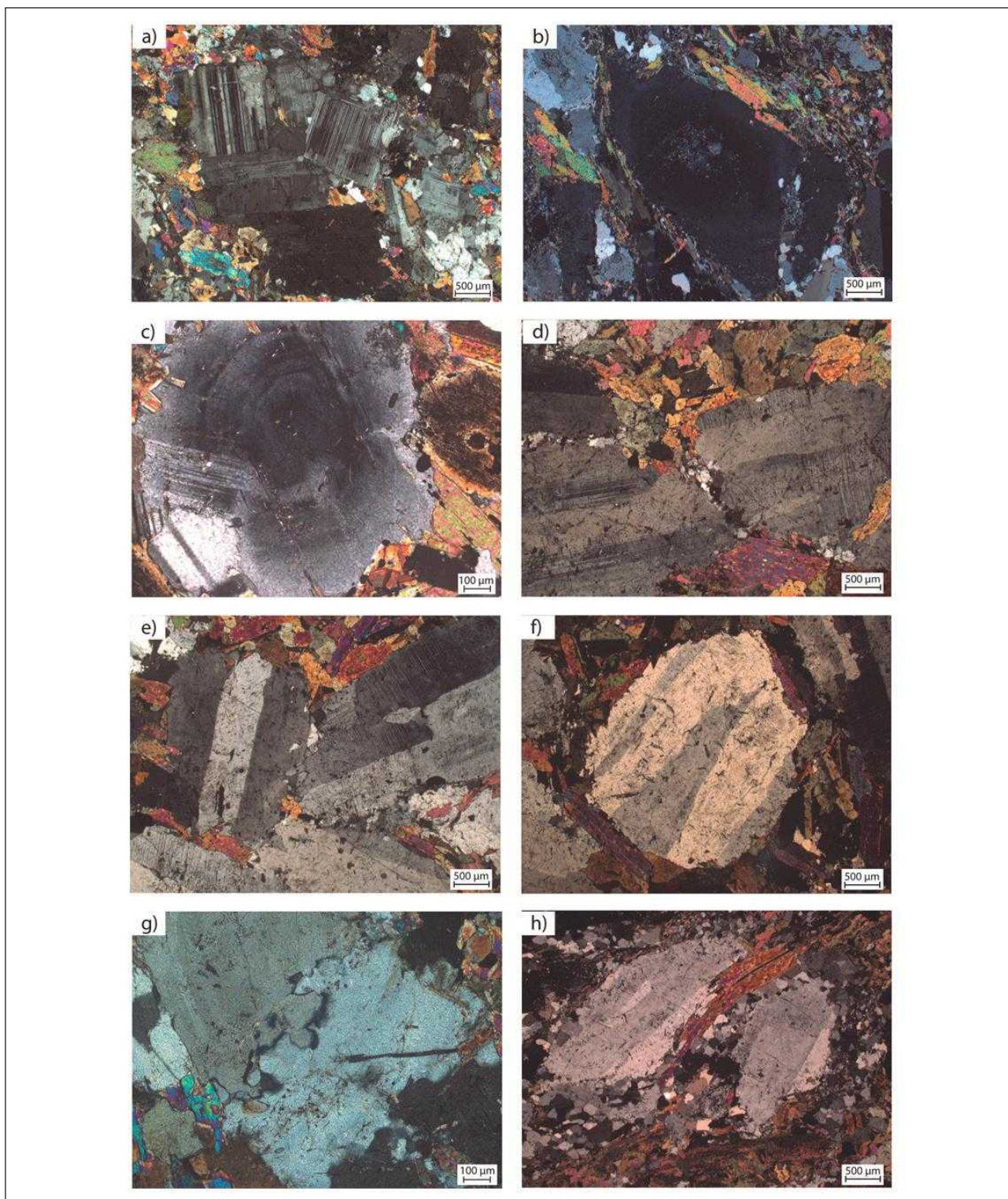


Figura 4 a) Plagioclásio euédrico, com granulação grossa. b) Plagioclásio de granulação grossa, com zoneamento concêntrico e inclusões de finas palhetas de epidoto acicular em seu núcleo bordejado por biotita. Nota-se c) Cristal de plagioclásio zonado com bordas arredondadas. d) Quartzo intergranular em zonas de fraturas do plagioclásio (quartzo-diorito-RV7). e) Truncamento entre grãos de plagioclásio, com novos grãos ao longo de suas bordas (RV7). f) Plagioclásio com bordas arredondadas, sugerindo processo de corrosão (RV7). g) Contato intergranular marcado por borda sinuosa. h) Início do desenvolvimento da estrutura núcleo-manto. Fotomicrografias óticas com polarizador inserido.

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.
Reginaldo Resende Vieira; Cristiane Castro Gonçalves & Leonardo Gonçalves

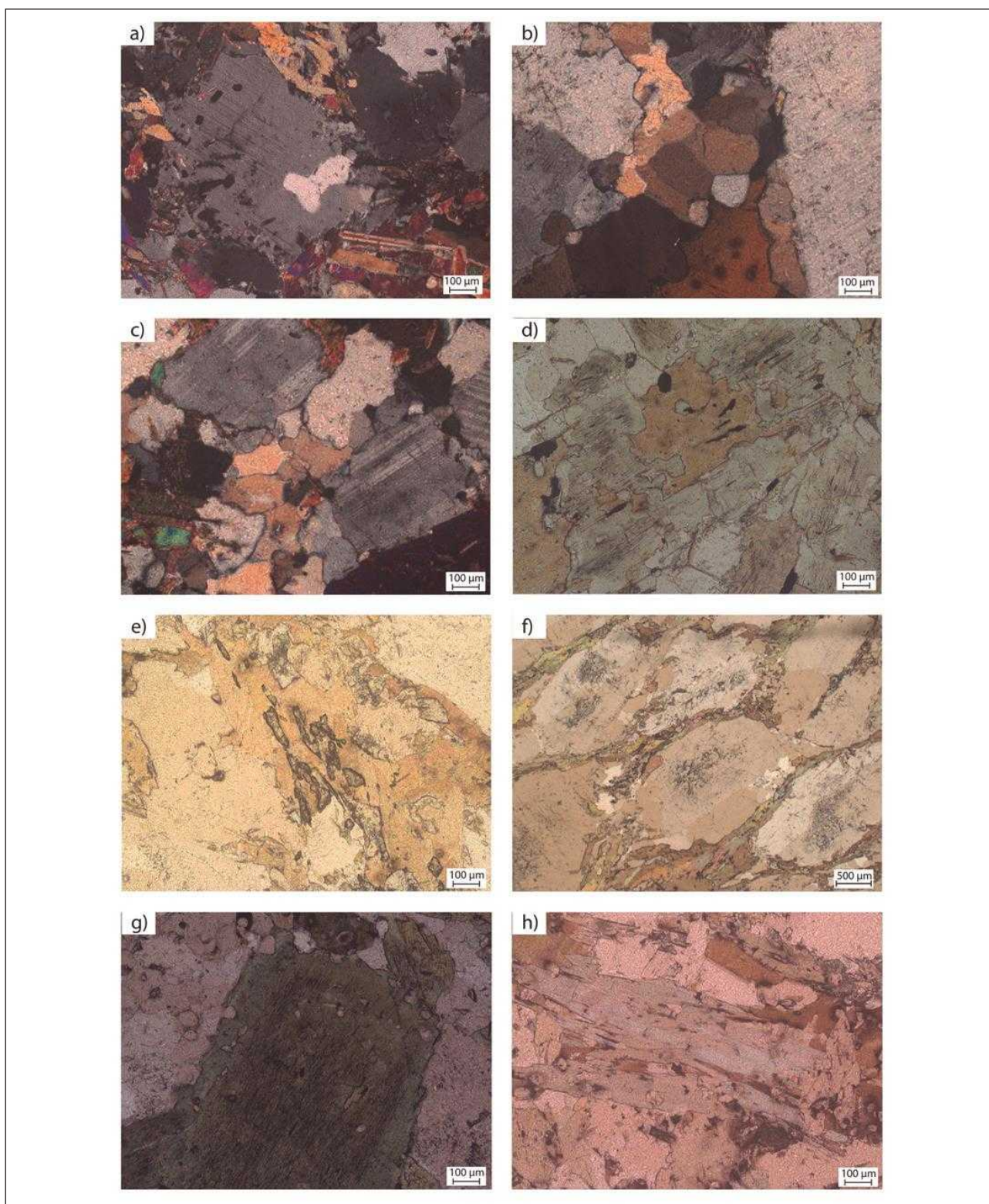


Figura 5 a) *Blebs* de quartzo no interior de plagioclásio. b) Quartzo intergranular com subgrãos. c) Quartzo anédrico, intergranular, com contornos lobulares. d) Núcleos de biotita em hornblenda marcando relação de substituição. e) Titanita inclusa em biotita. f) Grãos de biotita com orientação preferencial de forma, subparalela àquela definida pelo plagioclásio. g) Hornblenda de granulação grossa, subédrica, com zoneamento concêntrico. h) Núcleo de biotita em actinolita.

cristais de granulação média a grossa, quando presentes nas rochas hospedeiras, e granulação fina a ocasionalmente média quando presentes nos enclaves. A forma varia desde delgados prismas alongados com orientação variável a prismas curtos, com terminações anédricas, sendo mais comuns aqueles de granulação grossa e ocasionalmente poiquilíticos, que podem apresentar leve zonamento de cor.

Nas estações onde são mais frequentes as feições associadas à deformação de estado sólido, o anfibólio predominante é actinolita, identificável inicialmente pelo hábito acicular, pleocroísmo de incolor a creme, por vezes levemente esverdeado (Fig. 5h), e ângulo de extinção em torno de 10° a 17°, o que foi confirmado por análise de microsonda.

5 Análise Quantitativa

5.1 Orientação Preferencial de Forma

A maior parte das amostras apresenta discreta lineação mineral, definida pelos grãos de plagioclásio e verifica-se também, que a biotita, hornblenda e quartzo tendem a se orientar paralelamente a essa direção. Nesse sentido, com vistas a determinar o grau de orientação dos grãos de plagioclásio nas estações estudadas, a orientação de seus eixos maiores foi plotada por meio de rosetas, possibilitando a análise da dispersão desses cristais em função da orientação média estatística da lineação, definida como X(L). Foram analisados ainda, a forma média dos agregados contornados, bem como o histograma de distribuição de tamanho, tanto para o plagioclásio, quanto para o quartzo (Figs. 6 a-d e 7 a-c).

Na maioria das estações analisadas, a lineação X(L) definida pelos grãos de plagioclásio encontra-se orientada na direção NW-SE, com exceção para a estação RV-a, onde X(L) orienta-se na direção NE-SW.

A estação RV-a, embora evidencie certo grau de orientação média dos cristais de plagioclásio, apresenta o maior nível de dispersão estatística desses cristais, que podem apresentar orientação distinta em relação àquela média estabelecida como X(L) (Fig. 6a). Ao se analisar a orientação relativa do quartzo em função de X(L), nessa estação, percebe-

-se que, de maneira difusa e incipiente, há uma ligeira orientação do quartzo coincidente com a direção dos cristais de plagioclásio X(L) (Fig. 7a).

Na estação RV-b, devido à baixa proporção modal de quartzo, foram analisados por SPO somente os cristais de plagioclásio. A lineação X(L) encontra-se melhor definida, com grau de dispersão mais baixo quando comparada à estação anterior. No entanto, nesse caso, a direção apontada é NW-SE. A forma média característica é euédrica, com faces mais retilíneas em relação à RV-a.

Em RV-c, a lineação X(L) encontra-se bem pronunciada, na direção NW-SE, sendo a forma média característica que representa os agregados contornados, subédrica (Fig. 6c). Nesse caso, o quartzo encontra-se, de maneira oposta às estações anteriores, bem orientado na mesma direção de X(L) (Fig. 7b), sugerindo que foi influenciado pelo mesmo fluxo responsável pela orientação dos grãos de plagioclásio.

De todas as estações, RV-d exibe o menor grau de dispersão dos cristais de plagioclásio, uma vez que mostra mais forte padrão de orientação segundo a direção X(L) (Fig. 6d). A forma característica que melhor se ajusta aos agregados é subédrica. Apesar de possuir o menor grau de dispersão dos cristais de plagioclásio, o quartzo, a despeito de sua orientação na direção de X(L), tem maior grau de dispersão em relação à estação RV-c (Fig. 7c). Nas estações onde ocorre, o quartzo é anédrico.

Nota-se que a granulação dos cristais de plagioclásio é consideravelmente superior à do quartzo. Nesse sentido, verifica-se, dentre as estações analisadas, predominância na faixa de granulação do plagioclásio entre 0,05 cm a 0,1 cm. A estação RV-b apresenta a maior granulação, com valores predominantes na faixa 0,15 cm a 0,20 cm, embora seja significativa a quantidade relativa de cristais com granulação na faixa de 0,25 cm a 0,35 cm.

A razão axial dos grãos de plagioclásio é, na maioria dos casos, superior à dos grãos de quartzo. Verifica-se pronunciado alongamento de forma nos cristais de plagioclásio presentes na estação RV-b, com valores próximos a 2,8, enquanto nas demais

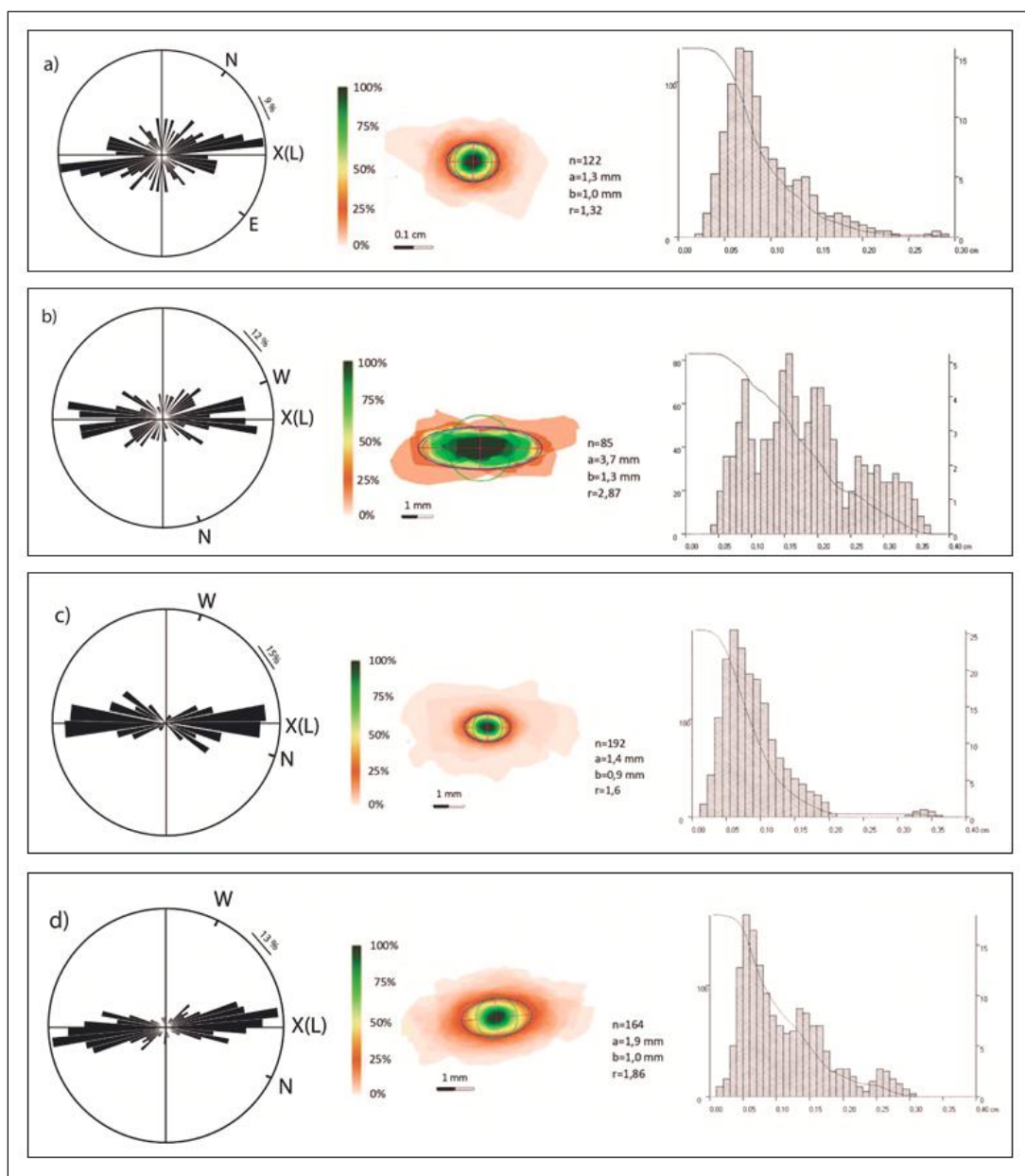


Figura 6 Orientação média estatística dos grãos de plagioclásio X(L), forma média característica dos agregados de plagioclásio contornados, histograma com a distribuição da granulação do plagioclásio. Estações organizadas em ordem crescente em relação ao grau de orientação de X(L): a) RV-a, b) RV-b, c) RV-c, d) RV-d.

estações, esse valor varia de 1,3 a 1,8. Já os grãos de quartzo apresentam valores de razão axial próximos à faixa de 1,4-1,6, com forma característica anédrica. Na estação RV-d, o quartzo encontra-se mais alongado quando comparado às demais estações.

A disposição de X(L) definida pelo plagioclásio, bem como a orientação relativa dos agregados de quartzo em função dessa direção, ao longo da SAM, encontram-se dispostas na figura 8.

6 Química Mineral

As microanálises químicas foram realizadas em amostras pré-selecionadas, de acordo com a litologia, padrão de orientação e aspectos mineralógicos e texturais, estabelecidos por caracterização petrográfica e microestrutural. A técnica de análise semi-quantitativa – MEV-EDS serviu como base para a análise quantitativa por microsonda eletrônica e também foi empregada para geração de mapas composicionais, que auxiliaram na delimitação de

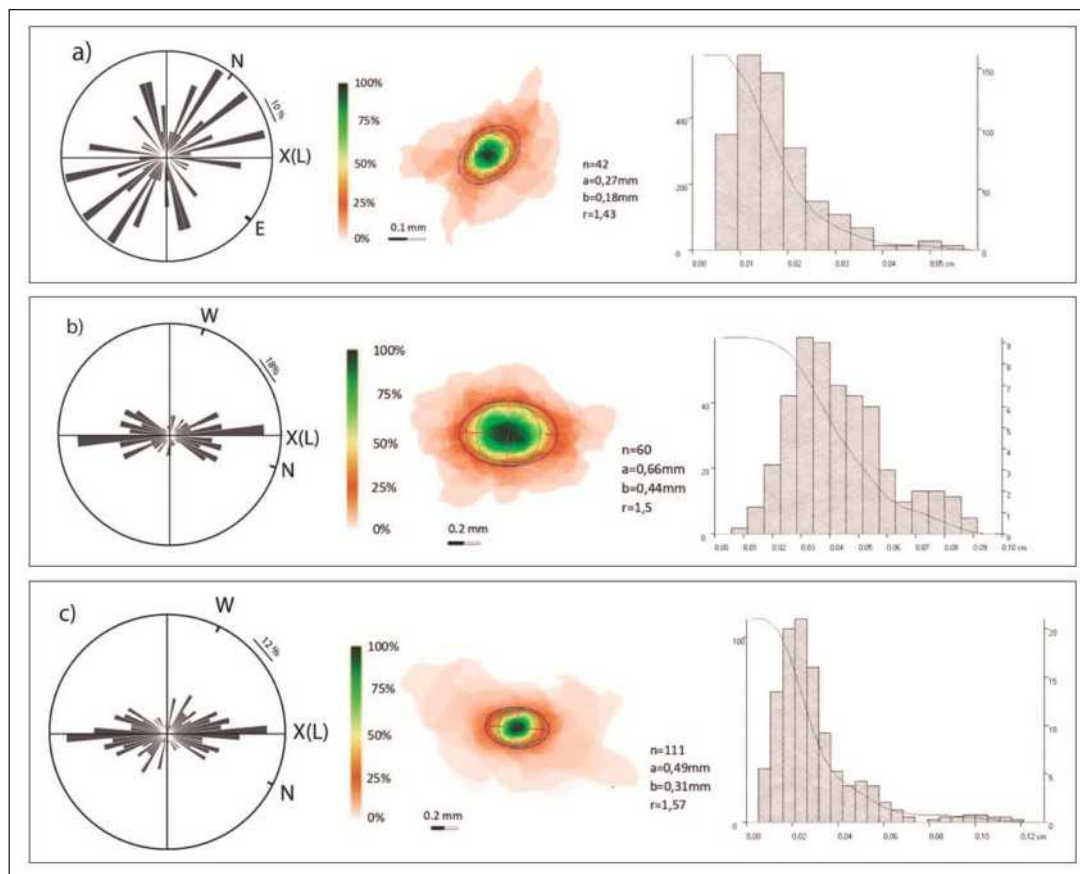


Figura 7 Orientação média estatística dos grãos de quartzo em função da lineação estabelecida pelos cristais de plagioclásio X(L), forma média característica dos agregados de quartzo contornados, histograma com a distribuição da granulação do quartzo. Estações organizadas em ordem crescente em relação ao grau de orientação de X(L): a) RV-a, b) RV-c, c) RV-d.

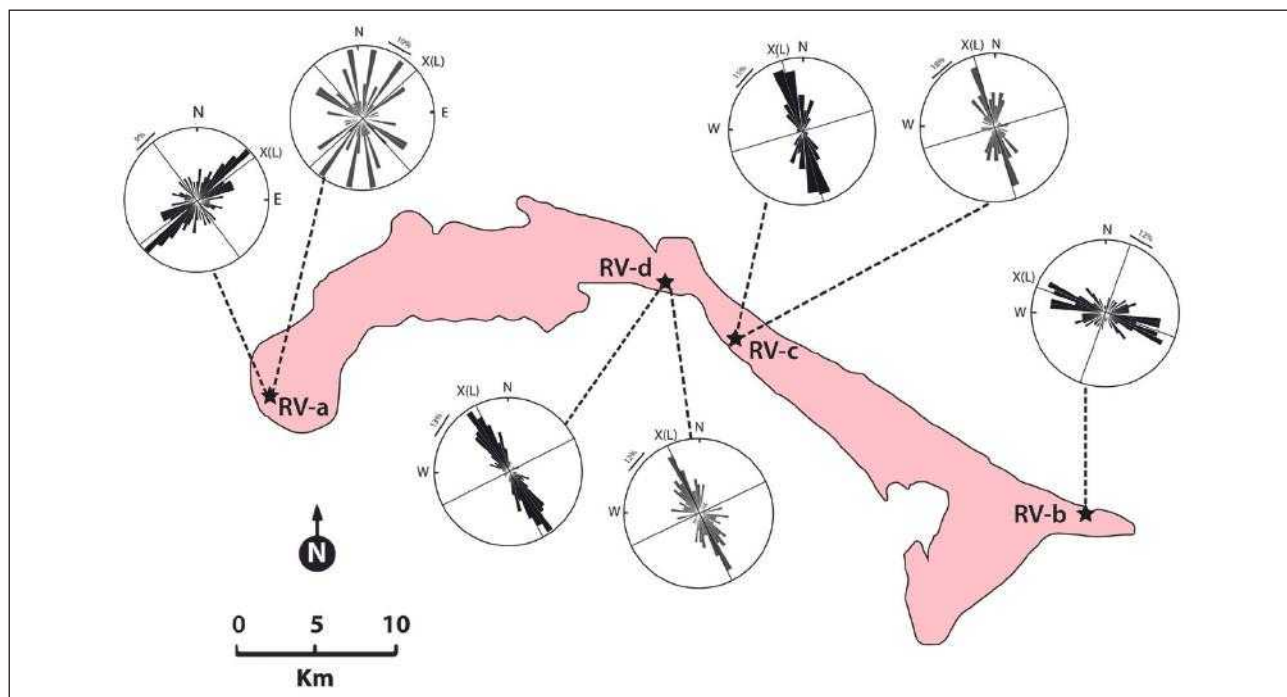


Figura 8 Orientação de X(L), definida pelos cristais de plagioclásio e a direção da orientação dos agregados de quartzo em função dessa direção, ao longo das estações da SAM.

diferentes fases para a análise de orientação preferencial de forma – OPF. Buscou-se avaliar variações composicionais para cada estação, tanto nas rochas hospedeiras quanto nos enclaves, estabelecendo-se relações com possíveis processos ígneos e de deformação.

6.1 Plagioclásio

Buscou-se identificar o tipo de plagioclásio e caracterizar o zoneamento químico observado. Tanto nas rochas hospedeiras (Fig. 9a-b), quanto nos enclaves (Fig. 9c-d) há mais alta concentração de cálcio na região central com progressiva diminuição para as bordas dos grãos, embora tênue, que se encontram mais ricas em sódio, correspondendo, de maneira geral, ao zoneamento denominado normal. As fórmulas estruturais dos feldspatos foram calculadas com base na fórmula estrutural para 8 oxigênios.

6.2 Biotita

Para a análise da biotita, buscou-se a avaliação de possíveis diferenças composicionais associadas aos aspectos microestruturais. Para tanto, foi utilizado o diagrama ternário $10\text{TiO}_2 \times \text{FeO} \times \text{MgO}$ (Nachit *et al.* 2005), que possibilita a diferenciação entre biotitas dos domínios magmático, reequilibrado e aquelas neoformadas (Fig. 10a). Todas as biotitas analisadas pertencentes às estações da SAM classificam-se como reequilibradas ressaltando-se a grande disparidade das amostras pertencentes à estação RV-14, as quais mostram elevado conteúdo relativo de magnésio e discreto aumento na quantidade de Ti. As fórmulas estruturais calculadas para a biotita foram baseadas em 22 oxigênios.

6.3 Anfibólio

A classificação dos anfibólios no diagrama de Leake *et al.* (1997) – (Fig. 10b) define dois tipos

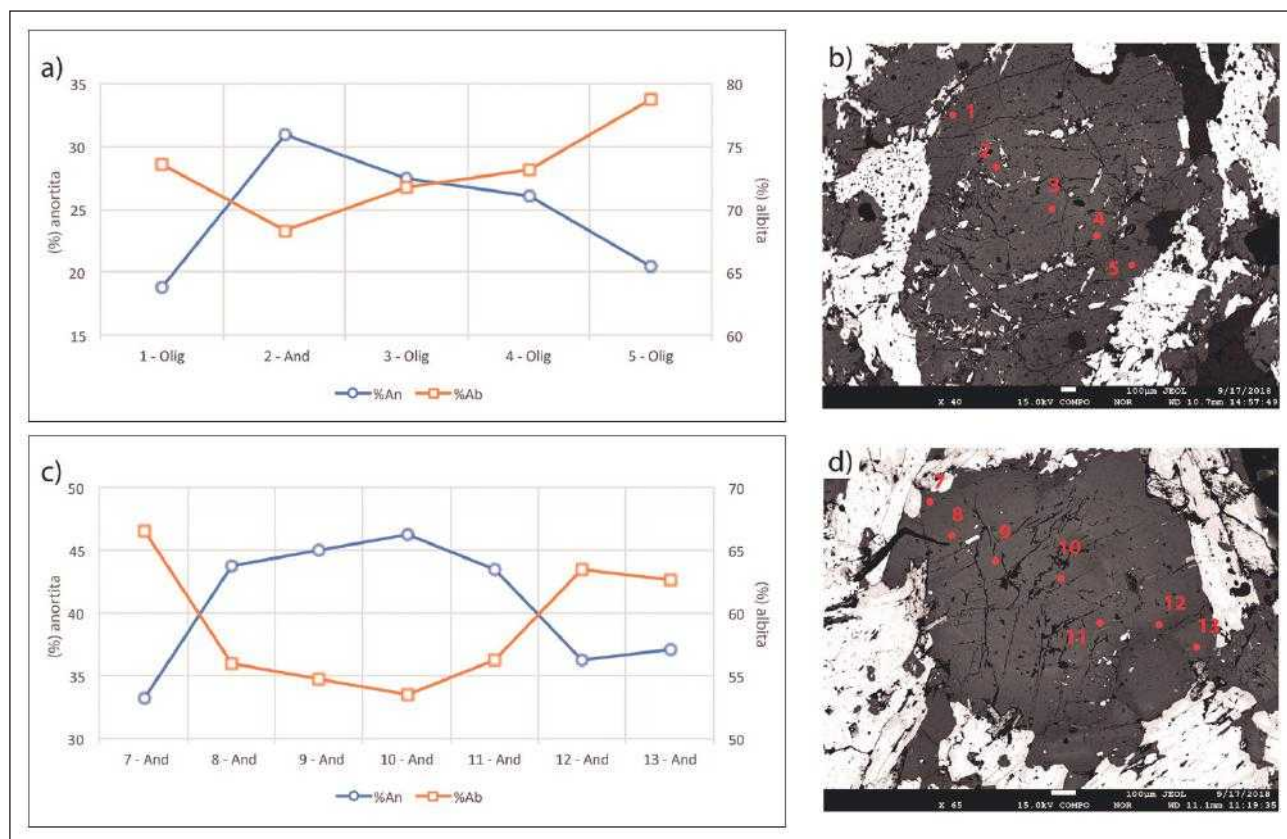


Figura 9 Análise do zoneamento verificado no plagioclásio das rochas hospedeiras, (a) e (b), e dos enclaves, (c) e (d). a e c) Distribuição do conteúdo de anortita x albita (a diferença da soma do conteúdo de albite e anortita para 100% corresponde a conteúdos ínfimos de molécula de ortoclásio); b e d) Fotomicrografias de cristais de plagioclásio com os respectivos pontos de análise, obtidos por microsonda eletrônica (imagem de elétrons retrospalhados, tons de cinza remetem a contrastes composicionais).

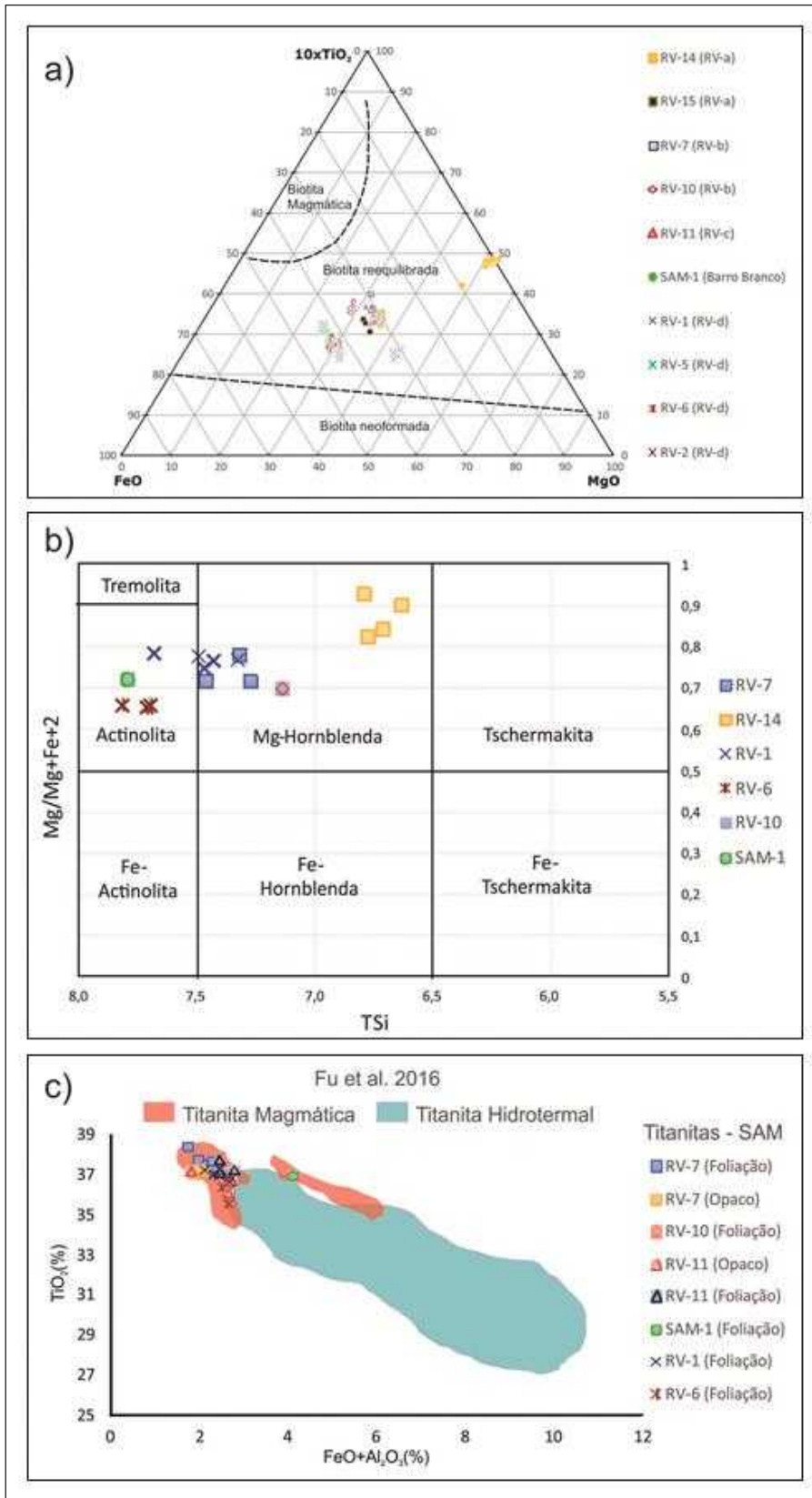


Figura 10 a) Diagrama ternário de classificação da biotita em função dos conteúdos: $TiO_2 \times FeO \times MgO$ – wt% (Natchit *et al.* 2005). Os limites assinalados correspondem aos domínios de biotita primária, reequilibrada e neoformada. b) Diagrama de classificação de anfíbólios (Leake *et al.* 1997). Distinguem-se dois tipos de anfibólio: actinolita e Mg-hornblenda. c) Diagrama FeO (wt. %) + $Al_2O_3 \times TiO_2$ (wt. %) para análise comparativa entre as titanitas das estações de estudo e aquelas estudadas por Fu *et al.* (2016), que se diferenciam entre hidrotermais e magmáticas.

específicos para as rochas hospedeiras e enclaves analisados. As amostras nas quais se observam grãos com mais forte orientação preferencial apresentam como anfibólio a actinolita (RV-6, SAM-1), ao passo que as demais amostras (RV-7, RV-14) apresentam como anfibólio a Mg-hornblenda.

Tal como observado para a biotita, ressalta-se a disparidade da amostra RV-14, pela maior quantidade de magnésio. Por meio de cálculos efetuados na hornblenda, a pressão de cristalização do magma foi estimada, de acordo com a metodologia empregada em Schmidt (1992) - $P \text{ (kbar)} = 4.76 \times \Delta T$ -3.01, no intervalo entre 0,31 e 0,35 GPa, embora Seixas *et al.* (2013) tenham determinado valores entre 0,42 e 0,59 GPa.

6.4 Titanita

Foram analisadas titanitas sob duas situações específicas: associadas à biotita orientada e aquelas isoladas, por vezes associadas com minerais opacos como a ilmenita. Buscou-se então, a determinação de possíveis diferenças químicas associadas, bem como distintas origens, por meio da comparação com dados disponíveis na literatura. Com relação à plotagem analítica no diagrama $\text{FeO} + \text{Al}_2\text{O}_3(\%) \times \text{TiO}_2(\%)$, metodologia utilizada em Fu *et al.* 2016, (Fig. 10c), as titanitas da SAM, tanto aquelas associadas à ilmenita, quanto as presentes na biotita, tendem a se situar no domínio onde se concentram o maior número de titanitas magmáticas, em detrimento daquelas presentes no domínio hidrotermal, implicando em maior probabilidade de origem ígnea.

7 Discussão

Diante da análise dos aspectos petrográficos, microestruturais, e de química mineral, conclui-se que as rochas da SAM apresentam predomínio de feições ígneas a tardi-magmáticas, em detrimento de feições resultantes de deformação intracristalina. As microestruturas associadas ao regime ígneo podem ser sumarizadas por: cristais de plagioclásio de granulação grossa, euédricos a subédricos, em alguns casos alinhados, e seu zoneamento concêntrico normal. A despeito do predomínio de microestrutu-

ras ígneas, nota-se com frequência, o mecanismo de microfraturamento (que em muitas situações sugere rotação dos grãos), com predomínio de mecanismos de recuperação, marcados por extinção ondulante e subgrãos, possivelmente em condição próximas à temperatura *solidus*. Indícios de recristalização dinâmica se fazem presentes, de maneira bem incipiente, por meio de migração de borda lenta (*bulging*), verificando-se isoladamente o início do desenvolvimento de estrutura núcleo-manto. Localmente, se observa que o grau de desorientação de subgrãos situados nas bordas de alguns grãos de plagioclásio parece ser elevado o suficiente para serem delimitados como novos grãos, tal como o mecanismo conhecido por rotação de subgrãos (*SGR*). Com efeito, feições de deformação que remetem a condições de mais alta temperatura, com o início da geração de estruturas núcleo-manto em plagioclásio, se faz possível mesmo em condições de deformação em regime inferior (*e.g.* Obee & White 1985). Por exemplo, considerando-se agregado não totalmente cristalizado, em condição tardi-magmática, a menor rigidez e variações reológicas pontuais justificariam a geração de tais feições de deformação de forma localizada.

Essas variações pontuais podem também se relacionar à presença dos enclaves que sugerem mistura heterogênea de magmas, verificada tanto em afloramento, como por análise petrográfica, por se observar, nos enclaves, cristais de plagioclásio com granulação incompatível àquela apresentada pelos grãos da matriz, sendo, portanto, interpretados como xenocristais herdados da rocha hospedeira. Nesse sentido, o aspecto arredondado de alguns desses cristais, embora não apresentem textura poiquilítica, seria compatível com feições de corrosão, originadas durante o processo de mescla magmática (Baxter & Feely 2002). Outra fase mineral ígnea, frequentemente observada com aspectos arredondados, porém por vezes poiquilítica, é a hornblenda, que nas rochas hospedeiras ocorre com granulação grossa.

Os grumos ou agregados de xenocristais de plagioclásio (estações RV-a e RV-b) presentes na porção diorítica registram a interação entre o magma tonalítico (hospedeira) e intrusão diorítica. Esses cristais mostram nítida rotação a partir da hospedeira para o interior dos enclaves (Fig. 3), quando per-

dem a nítida orientação preferencial de forma e se apresentam formando grumos ou como cristais randomicamente distribuídos. Tem-se, portanto, uma típica mistura, *mingling*, entre o magma diorítico e uma alta carga de cristais da hospedeira tonalítica - *crystal mush*.

A geometria variável dos enclaves a depender do corte, de arredondados a elípticos com alta razão axial (ver item 4, figura 3); a presença do corpo diorítico (estações RV-b e RV-d) de fina granulação, contínuo, com geometria aproximadamente tabular, de composição similar à dos enclaves; e a ausência de macro e microestruturas deformacionais internas aos enclaves, sugerem que o alongamento dos mesmos corroboram a possibilidade de representarem dutos por onde fluíu o magma máfico. Esses dutos com maior continuidade funcionariam como alimentadores e geradores dos enclaves dioríticos, deles derivados. Tal hipótese é compatível com vários trabalhos disponíveis na literatura, como Wiebe & Collins (1998), Paterson *et al.* (2004), Barbarin (2004) e Seixas *et al.* (2013) que propôs a ocorrência de diques sin-magmáticos na Suíte Alto Maranhão.

A análise da orientação preferencial de forma, realizada tanto no plagioclásio quanto no quartzo, tomou por base a lineação X(L) definida pelo plagioclásio. Nesse aspecto, a orientação de X(L) varia conforme os domínios de influência dos lineamentos regionais adjacentes às estações de amostragem (Figs. 1 e 8). A análise de forma dos grãos de plagioclásio atesta a ocorrência de grãos subédricos a euédricos (Fig. 6), sendo que menor granulação está associada a mais forte orientação de seus eixos maiores (Fig. 6). Os grãos de quartzo são anédricos e, embora de forma mais dispersa, também mostram orientação preferencial de forma, com eixos maiores paralelos aos eixos do plagioclásio X(L) (Fig. 7). No geral, tem-se baixa razão axial, com $R < 3$, predominantemente, entre 1,5 e 2,0. Tal padrão de forma e orientação, associado à ocorrência localizada de feições deformacionais, descarta a ocorrência de agregados deformados plasticamente e sugere cristalização sob influência de campos de tensão regionais, possivelmente relacionados aos lineamentos limitantes da SAM a NE e NNW.

As análises microquímicas por microsonda em cristais de plagioclásio das rochas hospedeiras e dos enclaves revelaram majoritariamente zoneamento do tipo normal, ou seja, maior conteúdo da molécula de anortita (An) na região central, em detrimento da correspondente à albita (Ab), que se concentra em direção às bordas. O plagioclásio dominante é o oligoclásio, com composição entre 17% - 29% de An, embora também se observe a ocorrência de andesina. Há leve enriquecimento em Ca nos xenocristais zonados e grãos de plagioclásio dos enclaves e também em amostras com mais forte orientação preferencial dos grãos de plagioclásio, onde o tipo dominante é a andesina, sendo que o zonamento normal é sempre mantido (Fig. 9a-d). Constata-se novamente relações que remetem a processo tipicamente ígneo de progressiva cristalização, sendo a rocha hospedeira levemente diferenciada em relação aos enclaves.

Segundo o diagrama ternário 10^*TiO_2 x MgO x FeO , de Nachit *et al.* (2005), nota-se que os cristais de biotita analisados em todas as estações de estudo, incluindo aqueles que não apresentam evidências diretas de origem por biotitização do anfibólio, ocupam o campo de biotita reequilibrada, mas não neoformada (Fig. 10a). Destaca-se o mais alto conteúdo de Ti e Mg da biotita das amostras da estação RV-a, para as quais os cristais de hornblenda (quartzo-diorito, RV-14) mostram nítido desacoplamento em relação às demais amostras da SAM, com maiores teores de Ti (Fig. 10b). Assim, levando-se em consideração as relações texturais observadas entre biotita e hornblenda (Fig. 5d-f), tem-se o registro de processo de biotitização da hornblenda, em condições tardi-magmáticas, por interação dos cristais de hornblenda inicialmente formados com o fundido ainda presente, origem deutérica (Brimhall *et al.* 1985; Nachit *et al.* 2005).

A hornblenda é interpretada como ígnea em função de sua forma, e principalmente pela relação textural verificada com as demais fases minerais. A associação com cristais de biotita e composições determinadas por microanálises químicas atestam a biotitização tardi-magmática, condição também sugerida pela ocorrência associada de biotita e actinolita. Amostras com menor dispersão dos eixos maio-

res dos cristais de plagioclásio e quartzo mostram maior proporção de actinolita, associada a biotita, assim como observado para hornblenda: núcleos de biotita envoltos por cristais de anfibólio (hornblenda/actinolita). Registro de reações e formação de diferentes fases em condições tardi-magmáticas, com a diminuição da temperatura e mudança reológica do meio, ocorrem em função do aumento da proporção de grãos.

Condição tardi-magmática é também registrada pelos cristais de titanita. Adotando-se os critérios de Fu *et al.* (2016), que consiste na correlação entre os conteúdos de $TiO_2 \times FeO + Al_2O_3$ e $TiO_2 \times F$ verifica-se que titanita de origem hidrotermal tende a apresentar maior conteúdo de Fe, Al e F em detrimento de Ti, o que não foi observado para a SAM. Identificaram-se cristais de titanita associados com minerais opacos, comumente ilmenita, e inclusos em biotita. Considerando-se que a titanita tende a se cristalizar mais comumente em estágios tardios em magmas cálcio-alcálinos, em condições de mais alta fugacidade de oxigênio (Kohn *et al.* 2017), sugere-se que a cristalização dos cristais analisados tenha se dado em regime próximo à *T solidus*, no decorrer dos estágios finais de cristalização do magma. A sua ocorrência ao longo das clivagens de grãos de biotita sugere cristalização decorrente da exsolução de Ti, em contexto tardi-magmático, em decorrência da diminuição de temperatura e mudanças nas condições de fugacidade de oxigênio.

A associação mineral definida por plagioclásio (oligoclásio/andesina), hornblenda, quartzo, feldspato potássico, titanita, ilmenita, allanita, apatita e zircão é caracterizada portanto por minerais ígneos primários. As feições microestruturais observadas, associadas aos padrões de forma e orientação caracterizados para plagioclásio e quartzo, bem como a análise qualitativa para distribuição de grãos de biotita e hornblenda demonstram condição de cristalização tardi-magmática, condicionada por campo de tensão regional. A orientação preferencial observada para os grãos das fases mencionadas são sub-paralelas a paralelas à foliação regional observada nas rochas encaixantes, além de coincidirem com a orientação geral dos lineamentos regionais a NE e NNW.

Reações tardi-magmáticas seriam responsáveis pela geração de biotita, epidoto bordejando allanita e a partir de plagioclásio, carbonato, mica branca e actinolita. Não há feições que remetam a processo metamórfico ou de deformação intracristalina, uma vez que as relações observadas devem registrar condição tardi-magmática e o alinhamento preferencial observado é definido por grãos de caráter tipicamente ígneo.

Sugere-se dessa maneira uma colocação sintectônica para a SAM, responsável pelo fluxo que originou o alinhamento dos grãos. Esse campo de tensões se prolongou até o limite de rigidez dos agregados (próximo à *T solidus*), quando a quantidade disponível de fundido já não era suficiente para se evitar a interação intergranular. Nesse estágio a rigidez do agregado já era suficientemente alta para o início de deformação plástica, justificada pelas feições de deformação intracristalina localmente observadas em grãos de quartzo e feldspato.

Nesse contexto, a caracterização de microestruturas tipicamente indicativas de processos magmáticos, como grãos subédricos a euédricos, zonamento normal e ausência de feições deformacionais, que indiquem atuação de processo de deformação intracristalina superposto, atestam que a SAM não foi afetada por evento deformacional de caráter regional (Endo 1997, Campos 2004, Campos & Carneiro 2008). A correlação de modelos de evolução tectônica do CM (Endo 1997, Campos 2004, Campos & Carneiro 2008) com o padrão de orientação preferencial de forma observado para grãos ígneos de plagioclásio e quartzo e, de forma qualitativa, também para grãos ígneos de biotita e anfibólio, permitem inferir que durante a movimentação ocorrida ao longo dos LJBS e LCI, os plútons que compõem a SAM não se encontravam plenamente solidificados. Sua porção oeste foi influenciada pela movimentação direcional de sentido sinistral, ocorrida ao longo do LJBS, enquanto as porções centrais e leste receberam influência do movimento dextral ocorrido no LCI. Além disso, considerando-se as idades já determinadas para a suíte, ~ 2,13 Ga (Noce 1995, Seixas *et al.* 2013) a partir de datação U/Pb de zircões e $2,124 \pm 2$ Ga em titanita (Noce 1995) e tendo-se em mente a geração tardi-magmática dos grãos de

titanita, sugere-se que o intervalo entre a colocação e completa solidificação da Suíte Alto Maranhão situa-se em torno de 6 milhões de anos.

8 Conclusões

Com base em dados de campo, caracterização petrográfica, microestrutural e de química mineral podem-se pontuar as seguintes conclusões em relação à colocação da SAM:

A Suíte Alto Maranhão apresenta evidências de mescla magmática, constatadas por estudos em amostras de campo e lâminas delgadas;

Os padrões microestruturais verificados tanto nos enclaves microdioríticos, quanto nas rochas hospedeiras, implicam, a prevalência de microestruturas ígneas a transicionais, geradas em condições próximas à temperatura *solidus*;

Microestruturas associadas à deformação de maior grau ocorrem localizadas e em nenhuma situação obliteram as feições ígneas;

O alinhamento definido pela orientação dos cristais de plagioclásio, quartzo e ocasionalmente biotita e anfibólio resulta de fluxo ígneo ocorrido até condições próximas a *T solidus*;

O alinhamento mineral apresentado nas amostras estudadas e a atual configuração dos plútons que constituem a SAM, na forma de arco com concavidade voltada para sul, conjugado aos modelos tectônicos vigentes para a evolução do CM, sugerem a influência dos lineamentos Jeceaba-Bom Sucesso e Congonhas-Itaverava e sua natureza sin-tectônica.

9 Agradecimentos

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado concedida à Reginaldo R. Vieira e ao Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic) do Departamento de Geologia da UFOP, pelas facilidades laboratoriais. Ao Prof. Luis Antônio Seixas pelo auxílio nas etapas de campo e pelo incentivo ao longo do trabalho. Aos professores Gustavo Viegas (UnB) e Issamu Endo (UFOP) pelas

críticas e sugestões à versão preliminar do manuscrito, aos revisores Dra. Maria de Fátima Bitencourt e Dr. Henrique Dayan pelas inúmeras ressalvas e correções que melhoraram a apresentação dos resultados e decorrentes interpretações desse estudo. Ao editor Dr. Gustavo Pires, agradecemos pela atenção e paciência na condução do processo de publicação. CCG agradece ao CNPq (processo 429072/2016-3) e à FAPEMIG (processo APQ-01210-14) pelo apoio financeiro.

10 Referências

- Alkmim, F.F.; Teixeira, W. 2017. The paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron, M., Cordani, U.G.C., Alkmim, F.F. (Org.). São Francisco Craton, Eastern Brazil. Zurich, Springer International, p.71-94.
- Archanjo, C.J.; Hollanda, M.H.B.M.; Rodrigues S.W.O.; Brito Neves, B.B.; Armstrong, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 30, 310-326.
- 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. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 401p.
- 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.; Bongiolo, E.M.; Dussin, I.A.; Vieira, T.A.T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro Belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research* 243, 221-251.
- Barbarin, B. 2004. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80,155-177.
- Barbosa, M.I.M. 1985. Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do “Greenstone Belt” Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete, (MG). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 185p.
- Barbosa, N.S. 2015. Evolução Paleoproterozoica do Cinturão Mineiro: Geocronologia U-Pb, isótopos de Nd-Hf-Sr e geoquímica de rochas plutônicas. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 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.

- Baxter, S.; Feely, M. 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway granite, Connemara, Ireland. *Mineral Petrol.* 76, 63-74.
- Blenkinsop, T. 2000. Deformation microstructures and mechanisms in mineral and rocks. Dordrecht, Kluwer Academic Press, 169p.
- Brimhall, G.H.; Agee, C.; Stoffregen, R. 1985. The hydrothermal conversion of hornblende to biotite. *Canadian Mineralogist* 23, 369-379.
- Brown, M.; Solar, G.S. 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20, 1365-1393.
- Brown, M.; Solar, G.S. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics* 312 (1), 1-33.
- Campos, J.C.S.; Carneiro, M.A. 2008. Neoproterozoic 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.
- Castro, C.P. 2007. Microestruturas e Textura de Equilíbrio em Quartzo Recristalizado. Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 150p.
- Corrêa Neto, A.V.; Modesto, A.M.; Caputo Neto, V.; Guerreiro, J.C. 2012. Alteração hidrotermal em zona de cisalhamento associada ao Lineamento Congonhas, sul do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Anuário do Instituto de Geociências* 35(2), 55-64.
- Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in Ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.
- Endo, I. 1997. Regimes tectônicos do arqueano e proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 243p.
- Fu, Y.; Sun, X.M.; Zhou, H.Y.; Lin, H.; Yang, T.J. 2016. In-situ LA-ICP-MS U-Pb geochronology and trace elements analysis of polygenetic titanite from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China. *Ore Geol. Rev.* 77, 43-56.
- Gleizes, G.; Leblanc, D.; Bouchez, J.-L. 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova* 9, 38-41.
- Gleizes, G.; Leblanc, D.; Santana, V.; Olivier, P.H.; Bouchez, J.-L. 1998. Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Causerets-Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 20, 1229-1245.
- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies: Royal Society of Edinburgh Transactions. *Earth Sciences* 79, 245-255.
- Kohn, M.; Engi, M.; Lanari, P. 2017. Petrochronology: methods and applications. *Rev Mineral Geoch.*, Chantilly, VA, p.423.
- Krohe, A. 1991. Emplacement of synkinematic plutons in the Variscan Odenwald (Germany) controlled by transtensional tectonics. *Geol. Rundsch.* 80, 391-409.
- Launeau, P.; Robin, P.Y.F. 2003. SPO v. 2003 (freeware). Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canada). Disponível em: <<http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>>. Acesso em 05 jul. 2018.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V. G.; Linthout, K.; Laird, J.; Maresch, W.V.; Schumacher, J.C.; Stephenson, N.C.N.; Whittaker, E.J.W.; Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine* 61, 295-321.
- Leblanc, D.; Gleizes, G.; Roux, L.; Bouchez, J.-L. 1996. Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. *Tectonophysics* 261, 331-345.
- 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. Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 159p.
- Mitra, S. 1976. A quantitative study of deformation mechanisms and finite strain in quartzites. *Contr. Miner. Petrol.* 59, 203-226.
- 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.
- Nachit, H.; Ibhi, A.B.; Abia, El-H.; El Hassan, A.; Ben Ohoud, M. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neofomed biotites. *C. R. Geosci.* 337, 1415-1420.
- Noce, C.M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Universidade de São Paulo, Tese de doutorado, 128p.
- Noce, C.M.; Tassinari, C.; Lobato, L.M. 2000. Geochronology of the Quadrilátero Ferrífero: a review. *Geonomos* 7, 15-23.
- Obee, H.K.; White, S.H. 1985. Faults and associated fault rocks of the Southern Arunta block, Alice Springs, Central Australia. *J. Struct. Geol.* 7, 702-712.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H.; Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Paterson, S. R.; Fowler, T.K.Jr.; Schmidt, K.L.; Yoshinobu, A.S.; Yuan, E.S.; Miller, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44, 53-82.
- Paterson, S.R.; Pignotta, G.S.; Vernon, R.H. 2004. The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology* 26, 1465-1481.
- Pe-Piper, G. 1998. The nature of Triassic extension-related magmatism in Greece: evidence from Nd and Pb isotope geochemistry. *Geological Magazine* 135 (3), 331-348.
- Peternell, M.; Bitencourt, M.F.; Kruhl, J.H.; Stäb, C. 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29 (3), 738-750.
- Rosenberg, C.L. 2004. Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the

- Alps. *Tectonics* 23(3), 1-21.
- Schedl, A.; Van der Pluijm, B. A. 1988. A review of deformation microstructures, *Journal of Geological Education* 36: 111-121.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Alhornblende barometer. *Contrib Mineral Petr.* 110: 304-310.
- Seixas, L.A.R. 1988. Geologia e metalocetos de ouro de uma fração do Lineamento Congonhas, Minas Gerais. Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 119p.
- Seixas, L.A.R. 2000. Pétrologie de la suíte TTG de la bordure nord du batholite D'Alto Maranhão et du pluton Congonhas, Minas Gerais, Bresil. Université de Paris-Sud, Orsay & Universidade Federal de Ouro Preto, Tese de Doutorado, 202p.
- 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* 238C, 18-41.
- Spry, A. 1969. *Metamorphic textures*. Oxford, Pergamon Press, 350p.
- Stel, H. 1991. Linear dilatation structures and syn-magmatic folding in granitoids. *J. Struct. Geol.* 12, 625-634.
- Stipp, M.; Stünitz, H.; Heilbronner, R.; Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a Temperature range from 250°C to 700°C. *Journal of Structural Geology* 24, 1861-1884.
- Stipp, M.; Kunze, K. 2008. Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates: *Tectonophysics* 448, 77-97.
- Teixeira, W. 1985. Evolução Geotectônica da porção Meridional do cráton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Nunes, L.C. 2008. Nd-Sr Isotopic Geochemistry and Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodirite: implications for paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Revista do Instituto de Geociências* 8(1), 53-74.
- Teixeira, W.; Ávila, C.A.; Dussin, I.A.; Correa Neto, A.V.; Bongioiolo, 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.
- Urai, J.L.; Means, W.D.; Lister, G.S. 1986. Dynamic recrystallization of minerals. *Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union* 36, 161-199.
- Vernon, R.H. 1968. Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. *J. Petrol.* 9, 1-22.
- Vernon, R.H. 1976. *Metamorphic Processes Reactions and Microstructure Development*. London (Thomas Murby publication of George Allen & Unwin). 247p.
- Vernon, R.H. 1986. K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.* 23, 1-63.
- Vernon, R.H. 2000. Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. *Visual Geosciences* 5(2), 1-23.
- Vernon, R.H. 2004. *A practical Guide to Rock Microstructures*. United Kingdom, Cambridge University Press, 594p.
- Vignerresse, J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249 (3-4), 173-186.
- Wang, D.C.; Jahn, B.M.; Shu, L.; Chen, Y.; Zhai, Y.Z.; Branquet, Y.; Barbanson, L.; Sizaret, S. 2014. Late Paleozoic pre- and syn-kinematic plutons of the Kangguer-Huangshan Shear Zone; inference on the tectonic evolution of the eastern Chinese Tianshan. *Am. J. Sci.* 314, 43-79.
- White, S.H. 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics* 39, 143-170.
- Wiebe, R.A.; Collins, W.J. 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plútons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *J. Struct. Geol.* 20, 1273-1289.
- 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.