

Universidade de São Paulo

Instituto de Geociências

Geometria, cinemática e evolução microestrutural da porção meridional da Faixa Araçuaí na região de Ponte Nova (MG).

Monografia

TF – 18/23

Aluno: Lourenço Donnini Zanutin

Professor: Frederico Meira Faleiros

São Paulo

2018

De acordo,

Lourenço Donnini Zanutin

Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros

Sumário

Resumo	4
Abstract	5
1 Introdução	6
2 Objetivos	7
3 Métodos	8
3.1 Revisão bibliográfica.....	8
3.2 Trabalho de campo.....	8
3.3 Análise estrutural.....	8
3.4 Análise petrográfica e microestrutural.....	8
3.5 Tramas de eixo-c de quartzo	8
3.6 Integração dos dados	9
4 Resultados	9
4.1 Revisão bibliográfica.....	9
4.1.1 Contexto geológico: Faixa de dobramento Araçuaí.....	9
4.2 Contexto tectônico	13
4.2.1 Zona de cisalhamento Dom Silvério	13
4.2.2 Zona de cisalhamento de Ponte Nova	14
4.2.3 Zona de cisalhamento de Abre Campo.....	14
4.3 Descrição das unidades litológicas	14
4.4 Análise Estrutural.....	17
5 Petrografia e História Reacional	21
5.1 Complexo Mantiqueira.....	21
5.1.1 Biotita-ortognaisses	21
5.1.2 Metamorfismo.....	21
5.2 Grupo Dom Silvério	23
5.2.1 Cianita-granada-biotita xisto	23
5.2.2 Metamorfismo.....	25
6 Quantificação da Deformação Finita	26
7 Análise da Trama de Eixo-C de Quartzo	27
8 Inclusões Fluidas	29
8.1 Resultados	29
9 Discussões e Conclusões	30
10 Referências Bibliográficas	33
11 Anexos	38
11.1 Mapa de pontos e seção geológico-estrutural – Perfil do rio Piranga	38

RESUMO

O rio Piranga cruza a cidade de Ponte Nova (MG) e seu entorno a oeste, situados na porção sul da Faixa Araçuaí, onde afloram extensas lajes às margens do curso d'água, caracterizando o perfil do rio Piranga, área de estudo do presente trabalho. Ao longo de todo o perfil, afloram duas unidades principais de rocha: o Complexo Mantiqueira e o Grupo Dom Silvério, representando as rochas de embasamento esupracrustais, respectivamente. Com o intuito de compreender o modo como se desenvolveu a deformação no perfil do rio Piranga, foram analisadas as estruturas de escala regional a microscópica.

Do ponto de vista regional a macroscópico, observa-se que tanto os ortognaisses, do Complexo Mantiqueira, quanto os cianita-granada-biotita xistos, do Grupo Dom Silvério, possuem uma foliação principal sub-horizontal de caráter milonítico (S_n), a qual apresenta-se dobrada em padrão cilíndrico majoritariamente aberto a suave, com eixo sub-horizontal de orientação N-S, e vergência para oeste. Todas as rochas apresentam marcante lineação de estiramento mineral do tipo agregado, com atitude N-S/sub-horizontal regular, subparalela a paralela aos eixos das dobras.

Em relação às estruturas mesoscópicas a microscópicas, os ortognaisses possuem textura porfiroclástica, a qual propicia a análise cinemática dos porfiroclastos de feldspato do tipo sigma (com sombras de deformação assimétricas), indicando uma movimentação predominantemente de topo para sul, apesar de haver indicadores de topo para norte. As rochas, ao longo de todo o perfil, são frequentemente cortadas por enxames de veios de quartzo extensionais, de atitude regular ENE-WSW/subvertical, os quais apresentam textura blocada com alongação perpendicular às paredes dos veios, o que nos possibilita inferir a paleo-orientação do esforço compressivo máximo (σ_1) ENE/sub-horizontal e esforço compressivo mínimo (σ_3) NNW/sub-horizontal, caracterizando um regime transcorrente.

As foliações miloníticas e as lineações de estiramento são paralelas, em ambas as unidades litológicas, e definidas pelas associações de pico metamórfico, o que, em conjunto com a sobreposição dos campos de estabilidade definidos tanto através da petrografia dos metapelitos, quanto por meio da análise da trama de eixo-c do ortognaisse, indica que a deformação ocorreu concomitante ao pico metamórfico. O qual possui condições de temperatura em torno de 680°C e pressão em torno de 9 kbar, segundo a trajetória P-T-t definida.

Apesar da grande quantidade de indicadores cinemáticos e estruturas oriundas da deformação, a evolução estrutural local mostra-se complexa, uma vez que há aparentemente uma inversão estratigráfica tectônica, onde as rochas do embasamento (Complexo Mantiqueira) afloram, tanto na base, quanto recobrando as rochas supracrustais (Grupo Dom Silvério).

ABSTRACT

The Piranga's river crosses the Ponte Nova (MG) city and its surroundings westwards, which are located in the south portion of the Araçuaí belt, where there are outcrops on the banks of the river, thus characterizing the Piranga's river profile, the study area of this work. Throughout the Piranga's river profile, there are two main groups of rock: the Mantiqueira Complex and the Dom Silvério Group, representing the embasament and supracrustal rocks, respectively. In order to understand how the deformation developed in the study area, we analyzed the structures of regional and microscopic scale.

From the regional and macroscopic point of view, it is observed that both the orthogneisses of the Mantiqueira Complex and the kyanite-garnet-biotite schists of the Dom Silvério Group have a sub-horizontal foliation of milonitic character (S_n), which is folded in cylindrical pattern, mostly open to smooth folds, with sub-horizontal axis of orientation N-S, and vergence westwards. All the rocks present a strong lineation of mineral stretching of the aggregate type, with N-S/sub-horizontal attitude, parallel to subparallel to the axis of the folds.

In relation to microscopic and mesoscopic structures, orthogneisses have a porphyroclastic texture, which provides a kinematic analysis of the sigma feldspar porphyroclasts (with asymmetric deformation shadows), indicating a top to south movement predominantly, although there are top to north indicators. The rocks, along the entire profile, are often cutted by swarms of quartz extension veins, with regular attitude ENE-WSW/subvertical, which have a blocked texture with elongation perpendicular to the walls of the veins, which allows us to infer paleo-orientation of the maximum compressive stress (σ_1) ENE/sub-horizontal and minimum compressive stress (σ_3) NNW/sub-horizontal, characterizing a transcurrent regime.

The milonitic foliations and the stretching lineations are parallel, in both lithological units, and defined by the metamorphic peak associations, which, in association with the overlapping of the stability fields defined both through the metapelite petrography, and through the analysis of the orthognathic c-axis fabric, indicates that the deformation occurred concomitantly with the metamorphic peak. Wich has temperature conditions around 680°C and pressure around 9 kbar, according to the defined P-T-t trajectory.

Despite the large number of kinematic indicators and deformation structures, the local structural evolution is complex, since there is a tectonic stratigraphic inversion, where the basement rocks (Mantiqueira Complex) appear at the base and at the top of supracrustal rocks (Dom Silvério Group).

1 INTRODUÇÃO

A Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida, 1977) é definida como sendo o limite sudeste do Cráton São Francisco e é fruto das orogenias ocorridas durante o Ciclo Brasileiro, no Neoproterozoico, parte da evolução do Gondwana Ocidental. Esse orógeno é resultado da convergência do Cráton São Francisco – Congo, o que o torna peculiar de certa forma, na medida em que era margeado a leste, norte e oeste por embasamento cratônico e tinha como bacia precursora, uma bacia do tipo golfo com limitada geração de litosfera oceânica (Pedrosa Soares *et al.*, 1992, 1998, 2001).

A porção, contida no território brasileiro, do orógeno Araçuaí – West Congo possui rochas aflorantes que registram todos os estágios evolutivos, desde a abertura da bacia oceânica até o seu fechamento (e.g. Pedrosa Soares *et al.*, 2001). Neste trabalho, nos limitaremos a estudar as rochas do Grupo Dom Silvério e do Complexo Mantiqueira, as quais afloram no Perfil do Rio Piranga, situado a oeste da cidade de Ponte Nova (MG) (Figura 1).

O Complexo Mantiqueira corresponde ao embasamento do Grupo Dom Silvério e, na região de estudo, é composto principalmente por gnaiesses ortoderivados, frequentemente milonitizados em intensidades variáveis. Regionalmente a composição dessas rochas varia de granodiorítica à tonalítica, possuindo pequena variação composicional/mineralógica, sendo compostas basicamente por quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio, com microclínio, zircão, titanita e minerais opacos subordinados (Benevides, 2003).

O Grupo Dom Silvério, em contato tectônico com o Complexo Mantiqueira, corresponde a uma sucessão metavulcanossedimentar, que aflora em uma faixa de aproximadamente 150 km de comprimento e 10 km de largura, composta por micaxistos com raras intercalações de talco-clorita xistos e quartzitos na porção sul e principalmente quartzitos na porção norte (Jordt-Evangelista, 1992; Jordt-Evangelista *et al.*, 1990). Também ocorrem mármore, rochas calcissilicáticas e gonditoss subordinados (Jordt-Evangelista *et al.*, 1990).



Figura 1: Localização da área de estudo: destaque para a cidade de Ponte Nova (hachurado em vermelho); a oeste da cidade, temos em destaque (vermelho) a estrada por onde se desenvolveu o trabalho de campo. Fonte: Google Maps.

2 OBJETIVOS

Tendo em vista a grande quantidade de estudos, feitos em escala regional, sobre a Faixa Araçuaí, este trabalho tem como principal objetivo produzir dados e informações sobre a deformação e o, conseqüente, metamorfismo em uma escala mais detalhada e local.

Nesse sentido, a partir do estudo das rochas do Grupo Dom Silvério e do Complexo Mantiqueira tentaremos:

1. A partir de uma análise microtectônica detalhada, interpretar os mecanismos de deformação atuantes em diferentes minerais, interpretar as condições de temperatura deformacionais e estabelecer as relações entre as condições de deformação e metamorfismo regional.
2. Através do mapeamento, estudo dos estereogramas contendo as demais medidas coletadas em campo e seções geológicas feitas do Perfil do Rio Piranga, entender e analisar os padrões de dobramentos e o modo como eles se superpõem;
3. A partir do estudo da foliação milonítica e dos diversos tipos de critérios cinemáticos, compreender a cinemática da deformação;
4. Através da análise de inclusões fluidas carbônicas, hospedadas em quartzo, traçar isócoras que nos permitirão entender a trajetória P-T-t pós-pico metamórfico;

5. Por fim, através de uma análise petrográfica e microtectônica com auxílio da platina universal, utilizar as medidas de eixo-c de quartzo como um geotermômetro e um indicador cinemático.

3 MÉTODOS

3.1 Revisão bibliográfica

Ao longo do ano, foi feita a pesquisa bibliográfica tanto de trabalhos relacionados ao contexto regional da área estudada, visando compreender os eventos tectônicos e metamórficos que afetaram as rochas da região, quanto de trabalhos relacionados aos métodos analíticos utilizados durante a pesquisa.

3.2 Trabalho de campo

O trabalho de campo é parte fundamental da pesquisa, uma vez que permite a compreensão da região estudada, a observação dos litotipos em questão e o modo como eles se encontram no espaço. Além disso, ao decorrer da atividade de campo, coletamos amostras orientadas para laminação, com o intuito de compreender a cinemática das microestruturas. Também foram coletadas medidas das estruturas (foliação, lineação, indicadores cinemáticos e dobras), as quais possibilitaram a confecção de perfis geológicos perpendiculares às direções das mesmas.

3.3 Análise estrutural

Os dados estruturais coletados em campo como atitudes de foliações, lineações, indicadores cinemáticos e medidas de flancos, planos-axiais e eixos de dobras foram tratados através de estereogramas e seções geológicas, com auxílio dos softwares ArcGIS 10.2 e Openstereo.

3.4 Análise petrográfica e microestrutural

As análises petrográficas e microestruturais possibilitaram o reconhecimento das paragéneses estáveis de pico metamórfico, o que auxilia na caracterização do metamorfismo. Além disso, a observação das feições microtectônicas, em conjunto com a análise estrutural macroscópica, proporciona uma melhor compreensão da cinemática e evolução estrutural da região estudada.

3.5 Tramas de eixo-c de quartzo

A trama de eixo-c de quartzo, da amostra LZ-08B, foi medida com auxílio de uma platina universal acoplada ao microscópio, onde foram medidos 200 grãos de quartzo. Posteriormente, essas medidas foram plotadas no estereograma, no software Stereo32, e o ângulo de abertura (OA), em torno do eixo Z do elipsoide de deformação finita, foi calculado através de um script desenvolvido dentro da extensão MTEX (toolbox do MATLAB) (Hunter *et al.*, 2018). Feito isso, utilizamos o ângulo de abertura obtido para calcular a linha de igual ângulo de abertura através da equação dependente da pressão (i), e temperatura da deformação através da equação (ii).

- (i) $T (^{\circ}C) = 410.44 \ln OA (\text{graus}) + 14.22 P (\text{kbar}) - 1272$ (Faleiros et al., 2016);
- (ii) $T(^{\circ}C) = 6,9 * OA(\text{graus}) + 48(250^{\circ}C \leq T \leq 650^{\circ}C e OA \leq 87^{\circ})$ (Faleiros et al., 2016);

3.6 Integração dos dados

Todos os resultados obtidos foram integrados, com o intuito de robustecer as discussões e conclusões propostas neste trabalho. A partir das análises petrográficas foi definido um campo de estabilidade para as rochas estudadas e, também, foi possível observar feições microscópicas que corroboram com as observações de campo. A linha de igual ângulo de abertura \pm incerteza obtida através do estudo da trama de eixo-c de quartzo, permitiu delimitarmos um campo de pressão e temperatura, o qual se sobrepõe ao campo de estabilidade definido na petrografia, reforçando os resultados de ambas as análises. A quantificação da deformação finita resultou em um elipsoide de deformação muito bem definido, com alta taxa de deformação ($X/Z=4,79$), condizente com a análise estrutural e o contexto de superposição de dobramentos enfatizado tanto na bibliografia, quanto neste trabalho. Por fim, a integração de todos os dados em conjunto com as isócoras, traçadas a partir da análise de inclusões fluidas carbônicas, nos permitiu inferir uma trajetória P-T-t para as rochas estudadas.

4 RESULTADOS

4.1 Revisão bibliográfica

4.1.1 Contexto geológico: Faixa de dobramento Araçuaí

A Faixa Araçuaí foi definida por Almeida (1977) como sendo o limite sul e sudeste do Cráton São Francisco (Figura 2), formada durante o Ciclo Brasileiro. O Orógeno Araçuaí-West Congo possui uma característica peculiar, isto é, ele é limitado a leste, norte e oeste por embasamento cratônico e a sul pela Faixa Ribeira (Figura 2), de maneira a indicar que a sua bacia precursora era do tipo golfo, com limitada geração de litosfera oceânica (Pedrosa Soares *et al.*, 1992, 1998, 2001).

A abertura do Oceano Atlântico, no Cretáceo, dividiu a região do orógeno entre Brasil e África, de modo que 2/3 da área permaneceu contida na Faixa Araçuaí, em território brasileiro. Além da maior extensão em área, a porção brasileira do orógeno apresenta um registro petrológico mais completo, possibilitando o estudo de todos os estágios evolutivos, desde a abertura da bacia até o seu fechamento (Pedrosa Soares *et al.*, 2001).

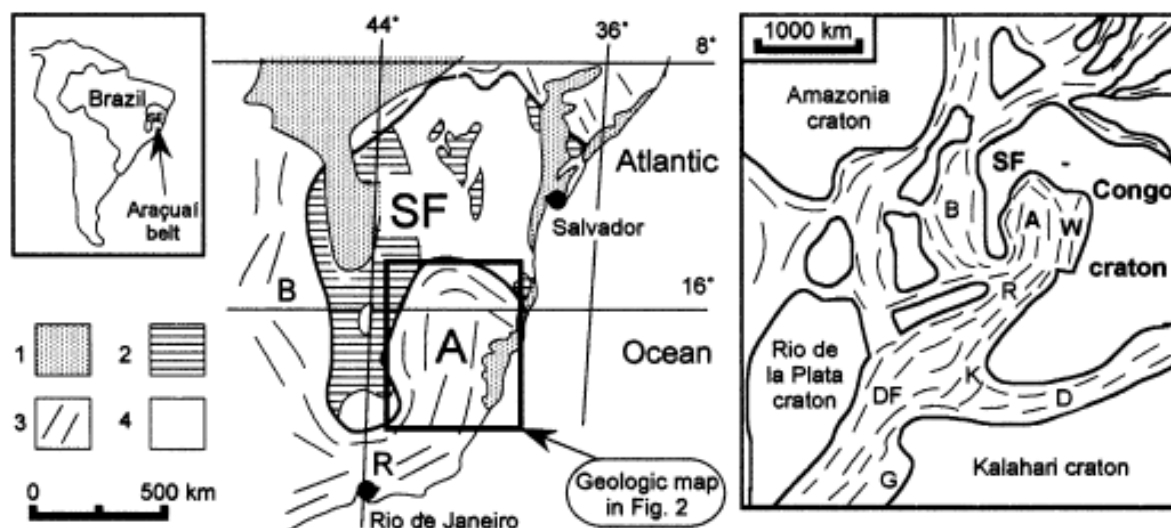


Figura 2: Localização da Faixa Araçuaí (A) em relação ao Cráton São Francisco (SF) e ao Gondwana Ocidental. 1, coberturas Fanerozoicas; 2, coberturas cratônicas Neoproterozoicas; 3, Faixas Brasileiras (B, Brasília; D, Damara; DF, Dom Feliciano; G, Gariep; K, Kaoko; R, Ribeira; W, West-Congo); 4, embasamento cratônico. Fonte: Pedrosa Soares et al., 2001.

O mapa geológico simplificado da Faixa Araçuaí (Figura 2), mostra que, além das unidades brasileiras neoproterozoicas, afloram também rochas do embasamento na porção leste e centro-sul. O embasamento é composto por complexos gnáissicos do tipo TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) e *greenstonebelts* remanescentes arqueanos, sucessões supracrustais paleoproterozoicas e suítes graníticas associadas. Todas elas afetadas pelo Ciclo Transamazônico (2,2Ga – 2,0Ga) e, posteriormente, retrabalhadas durante o Ciclo Brasileiro (Figueiredo & Texeira, 1996; Alkmim & Marshak, 1998; Noce et al., 1998, 2000; Pedrosa-Soares et al., 2001).

Em relação às unidades neoproterozoicas, as quais registram efetivamente os diversos estágios evolutivos da bacia, afloram na porção noroeste o Grupo Macaúbas (Figura 3), composto por rochas sedimentares pré-glaciais e glaciais que remontam à evolução da bacia durante os estágios de rift continental à margem passiva (Karfunkel e Hoppe, 1988; Pedrosa-Soares et al., 1992, 2001; Noce et al., 1997; Uhlein et al., 1998).

Com o fim do período glacial, uma sequência transgressiva marinha passou a ser depositada durante o estágio de margem passiva, trata-se da Formação Salinas (Pedrosa Soares et al., 2001). São unidades psamo-pelíticas turbidíticas de oceano profundo, representadas por grauvasas pelíticas, grauvasas quartzosas, com pelitos carbonáticos subordinados, margas, rochas calcárias e ortoconglomerados. Além disso, a Formação Salinas contém uma unidade vulcano-sedimentar distal chamada Ribeirão da Folha, composta por pelitos metamorfizados, chert, sulfetos maciços, formações ferríferas bandadas e basaltos de assoalho oceânico (Pedrosa-Soares et al., 1992, 1995, 1998, 2001; Uhlein et al., 1998). O Grupo Dom Silvério, aflorante na porção centro-sul do cinturão (Figura 3), possui um ambiente deposicional tipicamente marinho, semelhante ao da Formação Salinas. São micaxistos com raras intercalações de quartzitos e talco-clorita xistos, além de conter rochas calcissilicáticas, mármore e gnditos subordinados (Jordt-Evangelista, 1992; Jordt-Evangelista et al., 1990). As condições de temperatura e pressão estimadas para o metamorfismo dessas rochas são de 600 a 700°C e 6 a 8 kbar, correspondentes ao fácies anfibolito superior, resultado de estudos geotermométricos, baseados no par biotita-granada (Benevides, 2003).

Ainda relacionados à fase de margem passiva, os Complexos Jequitinhonha (Almeida & Litwinski, 1984) e Paraíba do Sul afloram na porção leste (Figura 3); o primeiro é representado por biotita gnaisses migmatizados com variadas quantidades de granada, cordierita, silimanita e grafita, com espessas intercalações de gnaisses ricos em grafita e quartzitos e granulitos calcissilicáticos subordinados (Faria, 1997). O segundo é composto por biotita gnaisses, biotita-granada gnaisses, biotita-granada-cordierita gnaisses, biotita-granada-cordierita-silimanita gnaisses, xistos e gnaisses ricos em grafita, silimanita quartzitos, granulitos calcissilicáticos paraderivados, margas e ortoanfibolitos (Seidensticker & Wiedemann, 1992; Pinto *et al.*, 1997). Ambos os complexos são correlacionados e retratam o estágio de margem passiva, durante o Neoproterozoico (Pinto *et al.*, 1997).

Após a fase de margem passiva e início do fechamento da bacia (Pedrosa-Soares, 1995), os sedimentos da Formação Capelinha (Grossi-Sad *et al.*, 1997; Noce *et al.*, 1997) passaram a depositar-se em um ambiente de mar mais restrito, sendo compostos por grauvas pelíticas na parte basal e arenitos no topo. Além dessas rochas, ocorrem ainda seis suítes graníticas associadas, pertencentes aos demais estágios evolutivos da bacia (Figura 3).

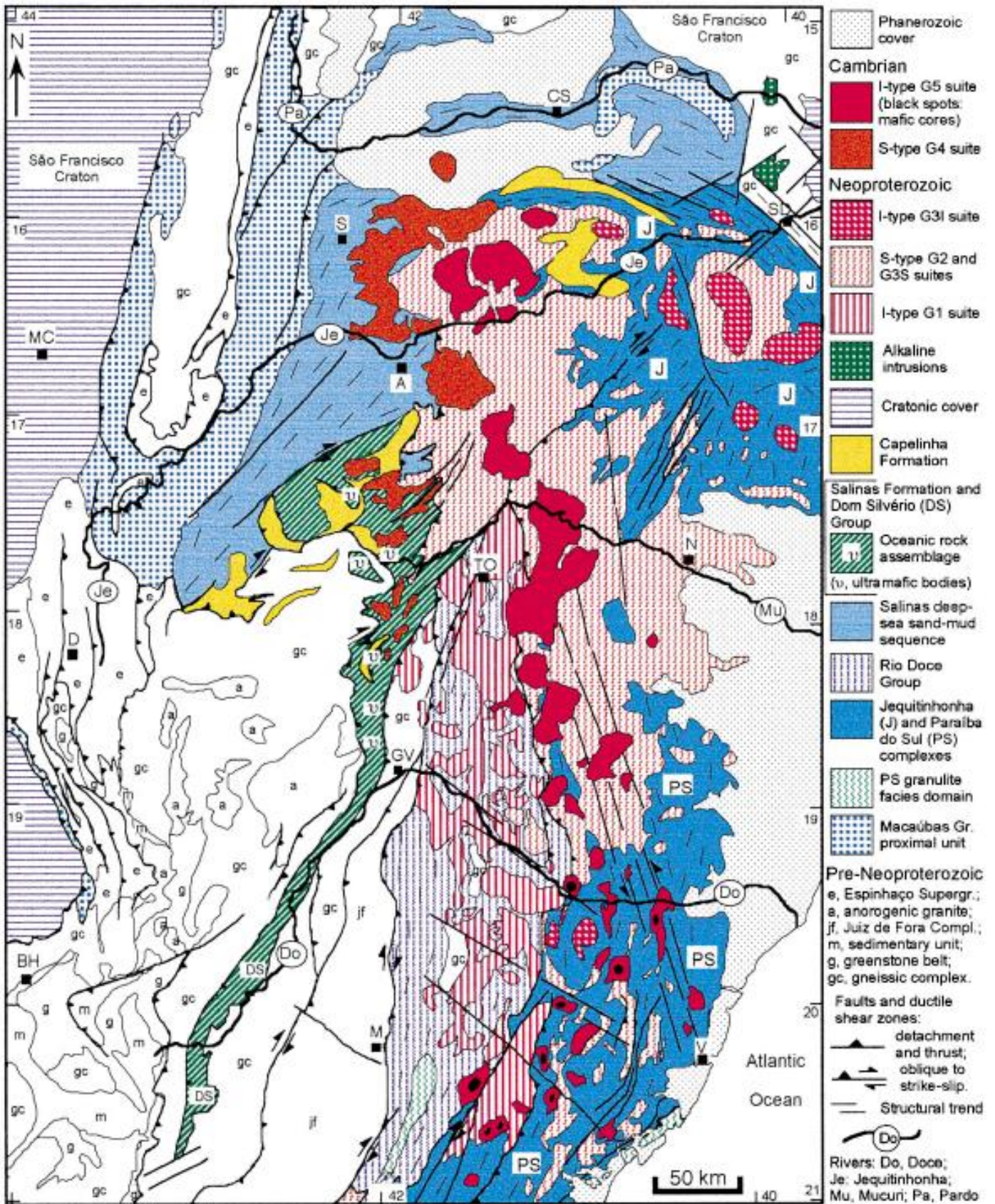


Figura 3: Mapa Geológico da Faixa Araçuaí e área cratônica adjacente. Fonte: Pinto et al., 1998.

4.2 Contexto tectônico

Em uma escala regional, podemos dizer que três grandes zonas de cisalhamento compõem o arcabouço estrutural da porção sul da Faixa Araçuaí, são elas: as zonas de cisalhamento Dom Silvério, Ponte Nova e Abre Campo (Figura 4) (Peres *et al.*, 2004). Por outro lado, em uma larga escala, temos a zona de transição entre as Faixas Araçuaí e Ribeira, onde ocorre uma transição gradual entre os regimes de esforços atuantes em cada uma das faixas móveis e, conseqüentemente, no *trend* das estruturas, de modo a sugerir que haja uma conexão entre elas e, portanto, certa influência, de ambas as faixas, nas suas respectivas formações (Egydio-Silva *et al.*, 2018).

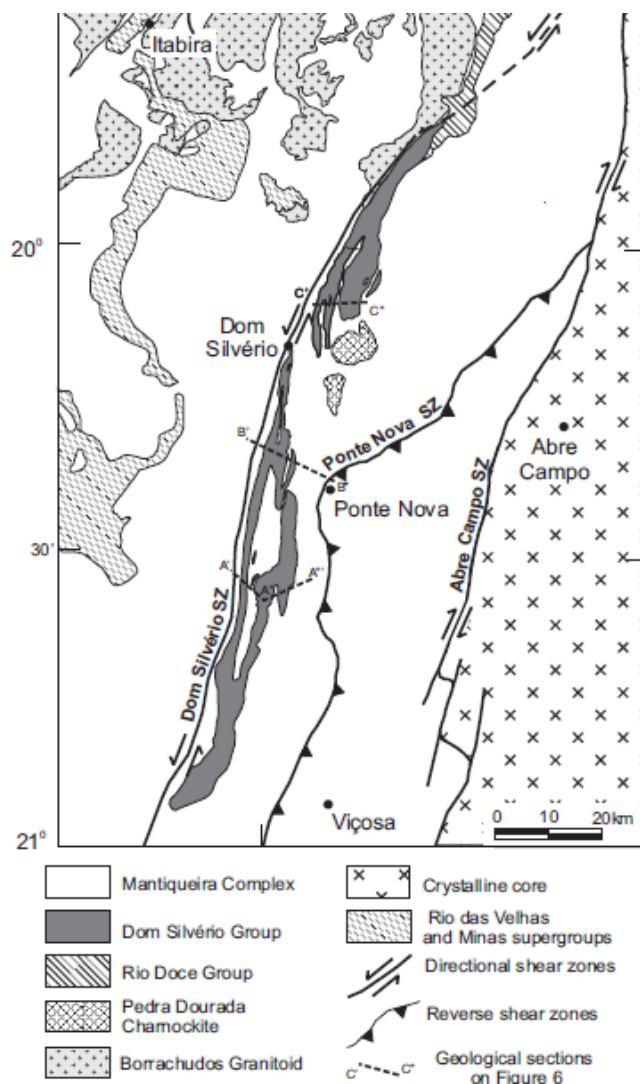


Figura 4: Mapa geológico simplificado da área de estudo, evidenciando as zonas de cisalhamento que compõem o arcabouço geotectônico local. Fonte: Peres *et al.*, 2004.

4.2.1 Zona de cisalhamento Dom Silvério

A Zona de Cisalhamento Dom Silvério, definida por Endo (1997), possui cerca de 100 km de comprimento na direção NNE-SSW, situando-se a oeste da área de estudo (Figura 4). Ela foi definida como uma zona de cisalhamento transcorrente, formada durante o evento Transamazônico, no Paleoproterozoico, e, posteriormente, reativada durante o evento Brasileiro, no Neoproterozoico (Endo, 1997).

Os indicadores cinemáticos, presentes dentro dessa zona de cisalhamento, apresentam movimentação sinistral (Peres *et al.*, 2004).

4.2.2 Zona de cisalhamento de Ponte Nova

A Zona de Cisalhamento de Ponte Nova, apesar de ser sinuosa, também apresenta uma orientação preferencial NNE-SSW (Figura 4), situando-se a leste da área de estudo. Ela foi definida como uma zona de cisalhamento com uma componente de empurrão de baixo ângulo, apresentando 150m de espessura, onde o regime dúctil-rúptil é atuante (Peres *et al.*, 2004).

No interior da zona de cisalhamento, bem como no bloco superior da falha de empurrão, as estruturas dominantes são dobras com vergência para oeste, associadas a zonas de cisalhamento de pequena escala (Peres *et al.*, 2004).

4.2.3 Zona de cisalhamento de Abre Campo

A Zona de Cisalhamento Abre Campo possui aproximadamente 300 km de comprimento e uma largura média de 5 km, situando-se entre as cidades de Governador Valadares, a norte, e Juiz de Fora, a sul (Peres *et al.*, 2004) (Figura 4). Ela foi definida como uma zona de cisalhamento transpressivodextral, apresentando domínios com foliação subvertical que gradam para domínios com mergulho intermediário a sub-horizontal para leste. A maioria dos indicadores cinemáticos mostra movimentação dextral, apesar de haver indicadores contrários (Peres *et al.*, 2004).

Essa zona de cisalhamento caracteriza uma grande descontinuidade, tanto gravimétrica e magnética (HaralyandHasui, 1982), quanto estrutural, uma vez que separa as rochas do embasamento arqueanas/ paleoproterozoicas do Complexo Mantiqueira, a oeste, das rochas paleoproterozoicas/ neoproterozoicas dos Complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora, a leste. Sendo assim, a zona de cisalhamento Abre Campo é interpretada como uma zona de sutura paleoproterozoica (Cunningham *et al.*, 1998; Brueckner *et al.*, 2000), uma vez que justapõe dois grupos de rochas com diferentes histórias deformacionais, bem como diferentes condições metamórficas de formação.

4.3 Descrição das unidades litológicas

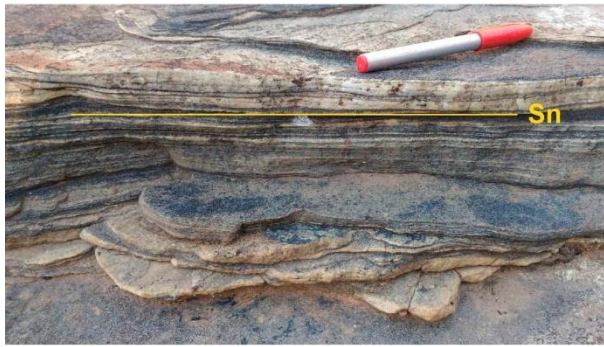
Durante o trabalho de campo ao longo do perfil do rio Piranga, foram reconhecidas duas unidades litológicas principais: o Complexo Mantiqueira e o Grupo Dom Silvério, caracterizando as rochas do embasamento e as rochas supracrustais, respectivamente.

As rochas do Complexo Mantiqueira (Figura 5A) afloram majoritariamente como ortognaisses de foliação milonítica (Sn) e textura porfiroclástica, com porfiroclastos brancos milimétricos a centimétricos de feldspato, em matriz bandada e laminada, de granulação média a fina, composta por bandas mesocráticas pretas ricas em biotita em alternância com bandas hololeucocráticas cinzas quartzofeldspáticas. A foliação milonítica apresenta-se dobrada em padrão predominantemente aberto ao longo de todo o perfil, com dobras parasitas associadas, ambas com vergência para oeste. Os porfiroclastos são principalmente do tipo sigma e phi e, quando assimétricos, indicam majoritariamente movimento de topo para sul, embora haja alguns indicadores cinemáticos de topo para norte (Figura 5B). As rochas do Complexo Mantiqueira são comumente cortadas por veios extensionais de quartzo, com orientação de crescimento mineral perpendicular ao plano da

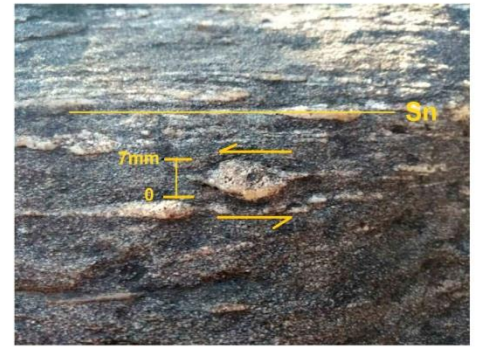
fratura. Além disso, em alguns pontos, ocorrem leucossomashololeucocráticos brancos de granulação fina, intensamente deformados, associados às zonas de charneira das dobras parasitas (Figura 5C). Nos pontos mais próximos à cidade de Ponte Nova (LZ-14 a LZ-16), os ortognaisses apresentam algumas estruturas não tão frequentes na outra porção do perfil realizado, são elas: corpos de anfibolitos expressivos e dobras intrafoliais (Figura 5D). Os corpos de anfibolito estão dispostos de maneira concordante à foliação principal e, por vezes, formam boudins (Figura 5E). As dobras intrafoliais são visualizadas no corte perpendicular à lineação de estiramento mineral, onde o bandamento gnáissico apresenta-se dobrado (S_{n-1}) com a foliação principal (S_n) plano axial dessas dobras.

As rochas do Grupo Dom Silvério afloram principalmente como cianita-granada-biotita-xisto com cianita e subordinadamente como cianita-granada-biotita paragneisse. Ambas apresentam xistosidade (S_n) e textura porfiroblástica, com porfiroblastos vermelho-escuro milimétricos de granada, em matriz bandada e laminada, de granulação média a fina, composta pela alternância de leitos milimétricos, ora granoblásticos branco-acinzentados de composição quartzofeldspática, ora lepidoblásticos pretos ricos em biotita com cianita subordinada. A xistosidade apresenta-se dobrada em padrão aberto, com dobras parasitas associadas, as duas com vergência para oeste. Assim como nas rochas do Complexo Mantiqueira, as rochas do Grupo Dom Silvério apresentam marcante lineação de estiramento mineral do tipo agregado, com atitude regular de orientação N-S/ sub-horizontal. Além disso, ocorrem vênulas e veios de quartzos paralelos e dobrados conforme a foliação principal.

A



B



C



D



E



Figura 5: Fotos das estruturas e feições reconhecidas nos afloramentos das rochas do Complexo Mantiqueira: A: afloramento típico do Complexo Mantiqueira na região, evidenciando a marcante foliação gnáissica, bem como o bandamento composicional; B: porfiroclasto de feldspato do tipo sigma, indicando movimento de topo para sul; C: leucossomahololeucocrático associado a zona de charneira da dobra parasita; D: dobras intrafoliais com a foliação principal (Sn) plano-axial; E: boudin de anfibolito estirado na direção da foliação principal (Sn).

4.4 Análise Estrutural

Para auxiliar a interpretação macroscópica das estruturas medidas e descritas em campo, foram feitos onze estereogramas e uma seção geológico-estrutural, perpendicular a direção da foliação milonítica. A partir disso, podemos visualizar a geometria das dobras, bem como o comportamento das estruturas planares e lineares ao longo de todo o perfil. A análise estrutural microtectônica será descrita mais adiante com auxílio de lâminas delgadas, feitas com base nas amostras coletadas em campo, e através do estudo da trama dos eixos-c dos grãos de quartzo da amostra LZ-08B.

Do ponto de vista regional, as principais estruturas mapeadas ocorrem na forma de sucessivas antiformes e sinformes abertas, sub-horizontais, normais, com vergência para oeste (Figura 6), de dimensões métricas a decimétricas, com dobras parasitas centimétricas associadas. Em relação às estruturas lineares, ocorre uma marcante lineação de estiramento mineral de orientação N-S, subparalela a paralela aos eixos “b” das dobras principais. Além disso, as rochas do perfil realizado, frequentemente, são cortadas por veios extensionais (Figura 7) de orientação ENE-WSW/subverticais.

A foliação principal observada em campo é milonítica e ocorre intensamente dobrada, em um padrão aberto, ora mergulhando para oeste, ora para leste. A figura 8A descreve o comportamento da foliação principal, onde as atitudes dispõem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo de orientação E-W, sugerindo que a foliação foi dobrada de modo cilíndrico. A alta concentração de polos na porção central do estereograma indica que o mergulho da foliação é geralmente suave, raramente excedendo os 30°. Sendo assim, podemos concluir que o dobramento desenvolvido sobre a foliação principal é cilíndrico, constituindo sucessivas sinformes e antiformes abertas. Adicionalmente, os eixos horizontais indicam que a foliação milonítica era originalmente horizontal antes do dobramento.

Associadas às dobras principais, ocorrem dobras parasitas decimétricas, as quais foram medidas individualmente nos pontos LZ-03, LZ-08 e LZ-09. Em relação à classificação das dobras, segundo o ângulo interflancos, notamos certa variação, de maneira que na figura 8F os polos das superfícies medidas não se concentram na região central, indicando uma dobra fechada, já as figuras 8C, D e E são semelhantes à figura 8A, caracterizando dobras abertas.

Em relação às estruturas lineares, ocorre uma marcante lineação de estiramento mineral do tipo agregado com orientação N – S (Figura 9A), subparalela a paralela aos eixos das dobras principais e parasitas (Figura 9B). No ponto LZ-08, observamos a lineação de estiramento mineral sendo afetada pelo dobramento principal, a figura 8C evidencia essa mudança de direção na lineação de estiramento, posto que os polos se encontram concentrados na direção NNE-SSW. Dessa forma, podemos concluir que a lineação de estiramento mineral formou-se anteriormente ao dobramento, uma vez que foi afetada por ele.

Por fim, as rochas ao longo de todo o perfil são cortadas por veios extensionais centimétricos e subcentimétricos de orientação NE-SW, sub-verticais (Figura 9D). Os veios são indeformados e preenchidos por quartzo que apresenta orientação de crescimento mineral perpendicular ao plano da fratura, caracterizando-os como veios extensionais e, também, indicando uma paleo-orientação do esforço compressivo máximo

(σ_1) ENE/sub-horizontal e esforço compressivo mínimo (σ_3) NNW/SSE/sub-horizontal (Figura 7). O que indica um regime de esforços transcorrente.

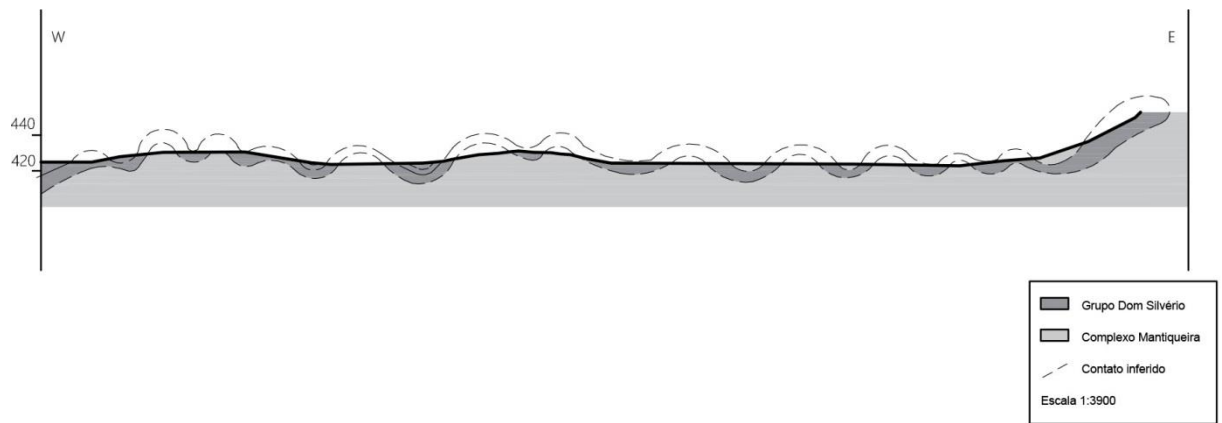


Figura 6: Seção geológica-estrutural, de orientação W-E.

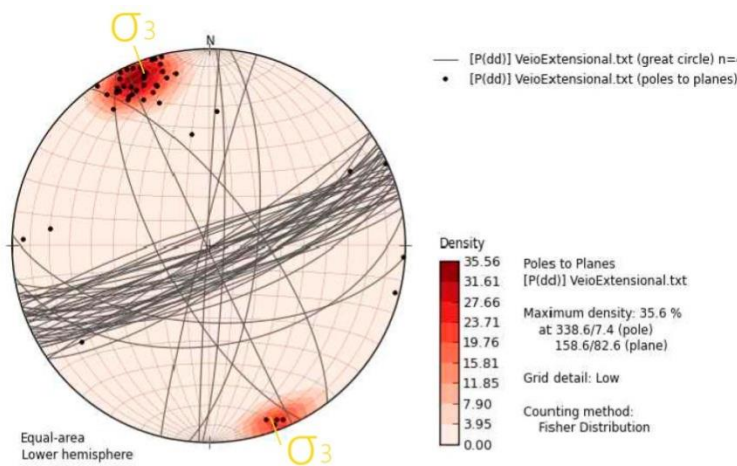


Figura 7: Estereograma com os planos dos veios extensionais e seus respectivos polos plotados. Abaixo, uma foto do veio extensional, retratando a orientação de crescimento mineral dos grãos de quartzo, a qual é, aproximadamente, perpendicular ao plano da fratura. Sendo assim, infere-se que a direção do σ_3 possui orientação NNW/SSE/sub-horizontal.

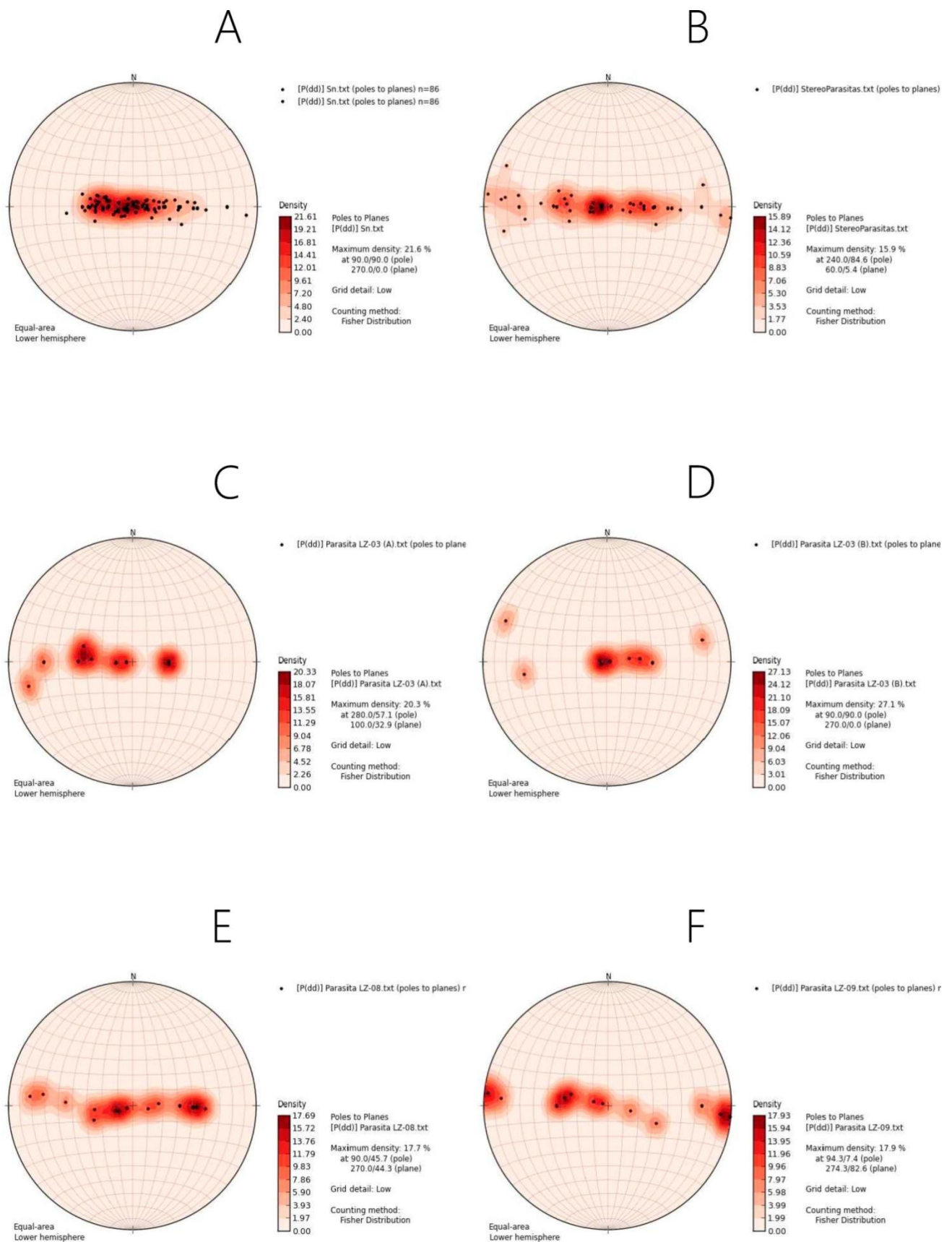


Figura 8: Estereogramas feitos com auxílio do software OpenStereo: A- Foliação principal (Sn), B- Dobras parasitas, C- Dobra parasita (LZ-03A), D- Dobra parasita (LZ-03B), E- Dobra parasita (LZ-08), F- Dobra parasita (LZ-09).

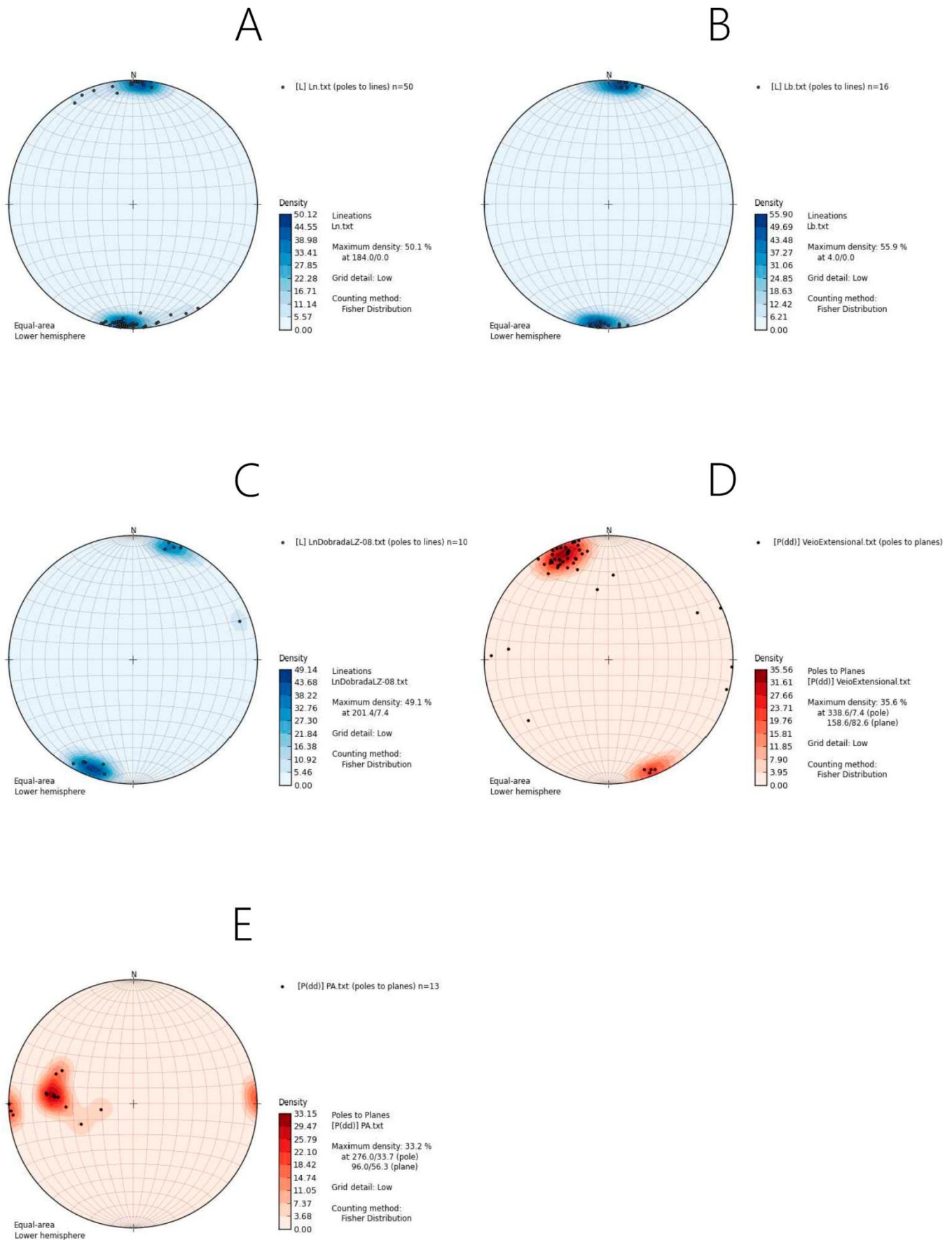


Figura 9: Estereogramas feitos com auxílio do software OpenStereo: A- Lineação de estiramento mineral (Ln), B- Eixos das dobras (Lb), C- Lineação de estiramento mineral dobrada (Ln), D- Veios Extensionais, E- Planos axiais da dobras principais.

5 PETROGRAFIA E HISTÓRIA REACIONAL

5.1 Complexo Mantiqueira

5.1.1 Biotita-ortognaisses

De um modo geral, os ortognaisses são caracterizados por uma marcante foliação do tipo milonítica, textura porfiroclástica (porfiroclastos milimétricos) e matriz com textura lepidogranoblástica de granulação média a fina.

Essas rochas possuem associação mineralógica principal composta por quartzo (25 a 35%), microclínio (20 a 40%), plagioclásio (10 a 15%), e biotita de pleocroísmo castanho-avermelhado (15 a 20%). Ocorrem ainda, como minerais acessórios, muscovita, apatita zircão e minerais opacos, enquanto epidoto e clorita são secundários.

Os porfiroclastos de feldspato alcalino encontram-se totalmente recristalizados em agregados de plagioclásio e microclínio parcialmente saussuritizados/sericitizados, de modo a constituir pseudomorfos (Figura 10 A e B), sugerindo que a deformação ocorreu sob altas temperaturas (e.g., Passchier & Trouw, 2005). A matriz possui composição essencialmente quartzofeldspática com biotita e minerais acessórios, onde a orientação preferencial da biotita, em conjunto com ribbons de quartzo submilimétricos (Figura 10 C), evidenciam a orientação da foliação milonítica.

Em relação aos mecanismos de recristalização dinâmica do quartzo, as microestruturas sugerem combinação de rotação de subgrãos e migração de borda de grão, a qual é truncada no contato com outros minerais como feldspato e biotita (Figura 10 A e B).

Por fim, algumas amostras apresentam minerais de alteração como clorita, intercrescida com grãos de biotita, provavelmente associadas às condições retrometamórficas. Além disso, ocorrem faixas de epidoto e saussuritização afetando o plagioclásio, no entanto essas ocorrências são localizadas e, ambas, parecem estar associadas à percolação de fluidos hidrotermais.

5.1.2 Metamorfismo

A presença de leucossomashololeucocráticos que se alternam com domínios mesocráticos provavelmente residuais é evidência macroscópica de que as rochas do Complexo Mantiqueira passaram por fusão parcial. Esse cenário em conjunto com a predominância de plagioclásio nas bandas mesocráticas e composição essencialmente álcali-feldspato-granítica (predominância de feldspato potássico) das bandashololeucocráticas, indica que os ortognaisses passaram por uma reação do tipo:

- $Qz + Pl. + Kfs + H_2O \rightarrow \text{melt}$ (Johannes (1985); Ebadi & Johannes (1991); Stevens & Clemens (1993); Sawyer (1998); Weinberg & Hasalová (2015))

Tal reação ocorre aproximadamente entre 650 e 700°C e, possivelmente, foi interrompida pelo esgotamento de água, originando bandas mesocráticas com biotita, quartzo, plagioclásio e uma pequena quantidade de feldspato alcalino e bandas hololeucocráticas de composição álcali-feldspato-granítica, onde predominam quartzo e feldspato alcalino. Nesse sentido, o metamorfismo dessas rochas desenvolveu-se no fácies anfíbolito superior.

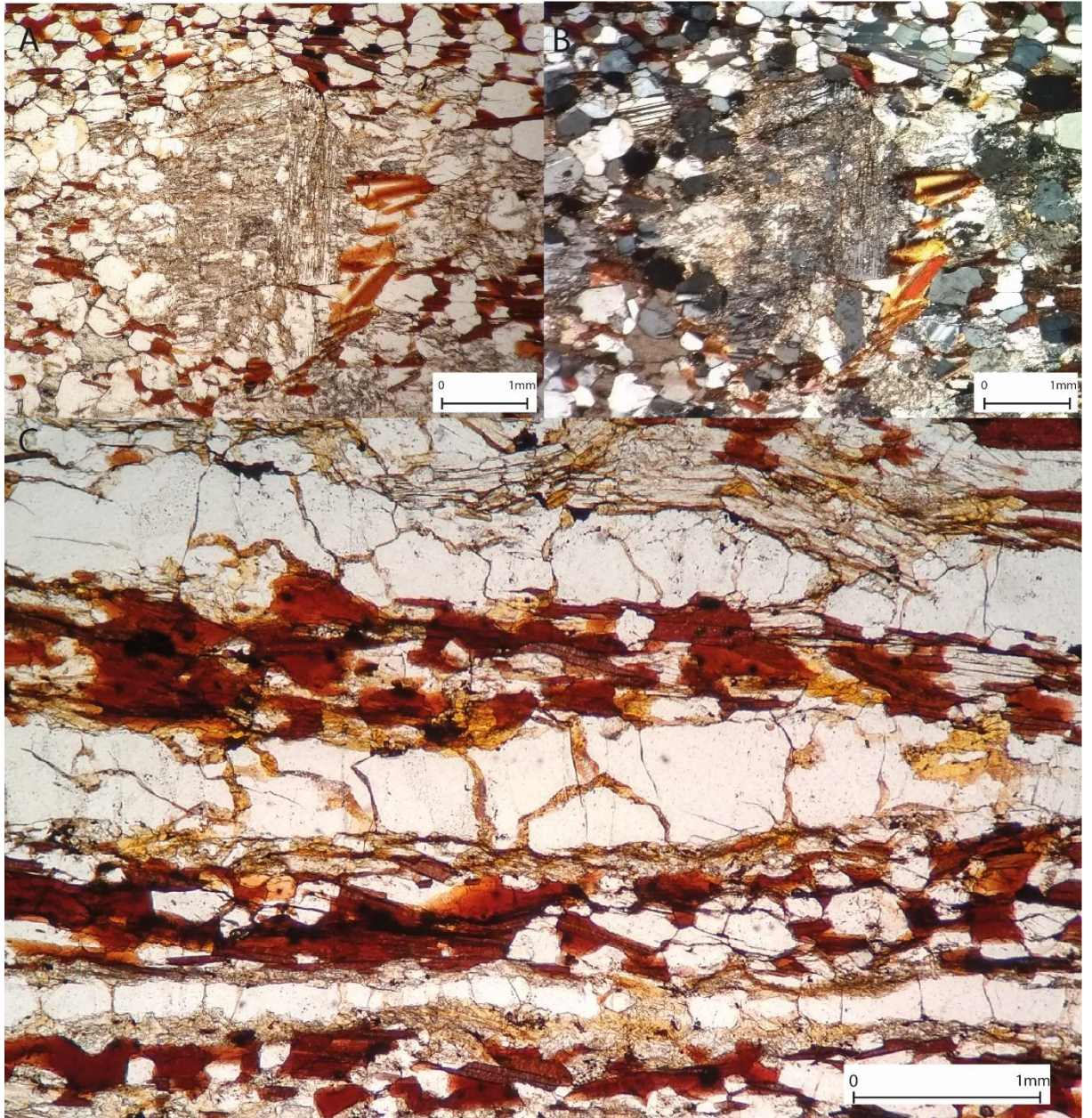


Figura 10: Fotomicrografia dos ortognaisses do Complexo Mantiqueira: pseudomorfo de porfiroclasto de feldspato alcalino recristalizado e alterado, em A nicóis paralelos, em B nicóis cruzados; ribbons de quartzo em C.

5.2 Grupo Dom Silvério

5.2.1 Cianita-granada-biotita xisto

As rochas pelíticas do Grupo Dom Silvério são caracterizadas por uma xistosidade bem definida, textura porfiroblástica (porfiroblastos milimétricos de granada e cianita) e matriz com textura granolepidoblástica de granulação média a fina.

Essa unidade litológica apresenta composição mineralógica constituída principalmente por quartzo (35 a 45%), biotita de pleocroísmo castanho-avermelhado (15 a 20%), muscovita (15 a 20%), plagioclásio (em torno de 10%), granada (7 a 10%) e cianita (5 a 10%), além de minerais opacos, zircão e turmalina, como minerais acessórios.

Os porfiroblastos de granada são pré-cinemáticos, uma vez que a foliação os amolda e não há continuidade entre a orientação das inclusões com os grãos da matriz, e são do tipo sigma, apresentando sombras de deformação assimétricas, de maneira a indicar movimentação de topo predominantemente para sul (Figura 11 A e B).

A matriz é composta pela alternância de camadas micáceas com camadas quartzofeldspáticas. Sendo que as primeiras definem a xistosidade, através da orientação preferencial das micas e dos grãos de cianita, os quais apresentam extinção ondulante, fruto da deformação superposta. Além disso, frequentemente, ocorrem pares de foliações S-C (Figura 11 C), os quais, da mesma forma que os porfiroblastos, também indicam movimentação de topo predominantemente para sul.

Nas camadas quartzofeldspáticas ocorrem ribbons submilimétricos de quartzo, concordantes com a foliação. Adicionalmente, ocorrem microestruturas diagnósticas de deformação por rotação de subgrão (subgrãos internos aos porfiroclastos) e migração de borda de grão (textura granoblástica interlobada), como principais mecanismos de recristalização dinâmica do quartzo. Os grãos recristalizados são maiores que os subgrãos, indicando crescimento pronunciado e dominância de migração de bordas de grãos sobre rotação de subgrãos. O contato entre as micas e os grãos de quartzo é abrupto, indicando que elas truncaram a migração de borda de grão na direção perpendicular à foliação, de maneira a possibilitar que esse mecanismo de recristalização se desenvolvesse somente subparalelo a xistosidade e restrito às camadas quartzoas. Esse truncamento, também, ocorre no contato entre os grãos de quartzo e feldspato (Figura 11).

Por fim, ocorrem algumas texturas reacionais de caráter retrometamórfico, subordinadas a alguns pontos das lâminas, de clorita intercrescida à biotita e de biotita associada à cianita.

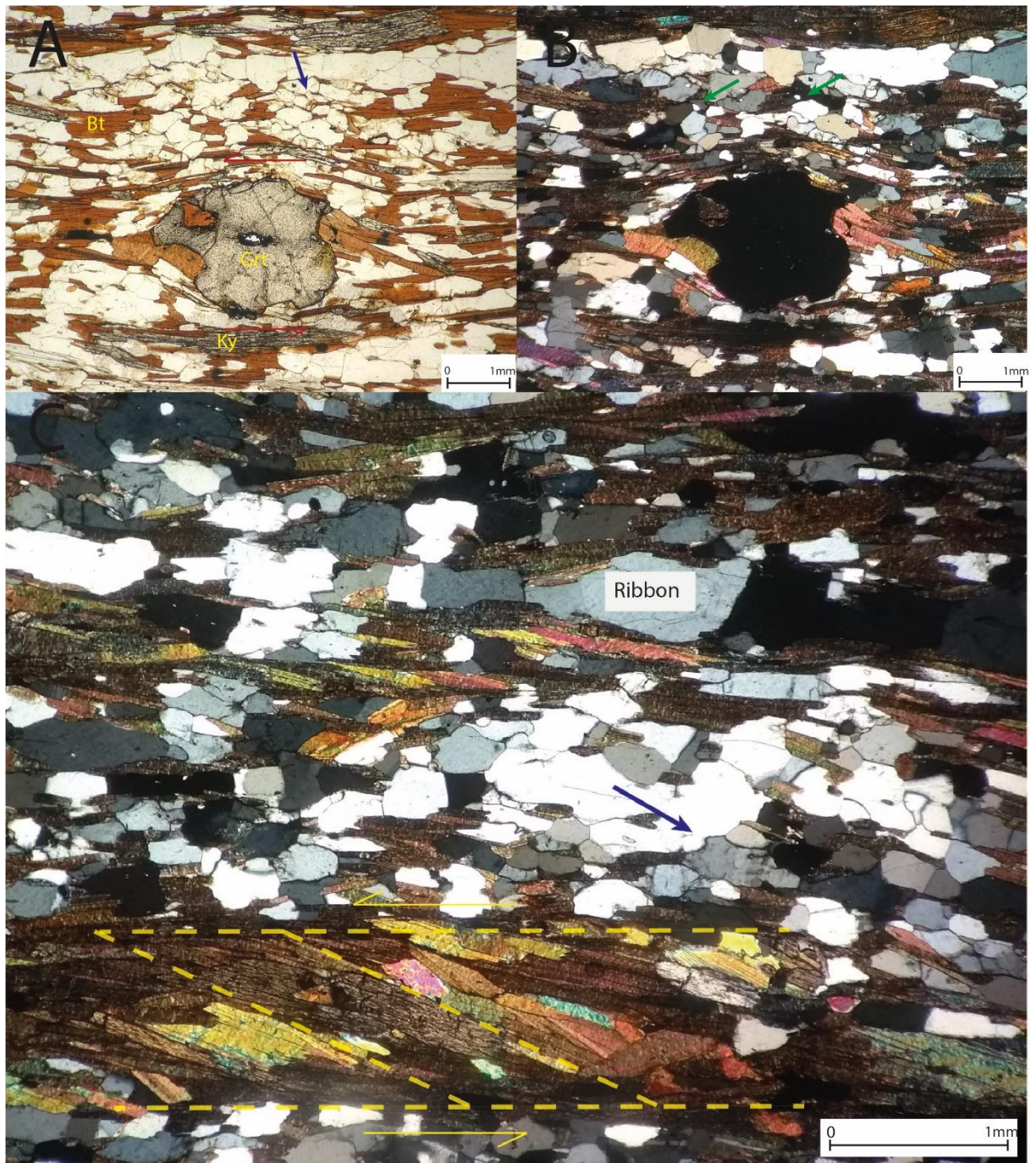


Figura 11: Fotomicrografia dos metapelitos do Grupo Dom Silvério: porfiroblasto de granada do tipo sigma, indicando movimentação de topo para sul, as flechas azuis indicam exemplos de migração de borda de grão, as flechas verdes rotação de subgrão, em A nicóis paralelos, em B nicóis cruzados. Em C, par de foliação S-C, indicando movimentação de topo para sul, ribbon de quartzo e migração de borda de grão (flecha azul).

5.2.2 Metamorfismo

A paragénese estável dos metapelitos é composta por cianita + granada + biotita + muscovita + quartzo + plagioclásio, indicando que essa rocha está contida na zona da cianita e, portanto, restringe-se ao campo de estabilidade delimitado na figura 12. A ausência de estaurólita indica que a rocha atravessou a reação: $St+Qtz+Ms \rightarrow Grt+Bt+Ky+H_2O$, ao mesmo tempo, a ausência de evidências de fusão parcial sugere que a rocha não atravessou a reação: $Ms+Ab+H_2O \rightarrow Ky+melt$, de maneira a nos permitir delimitar o campo de estabilidade da rocha entre essas duas reações (Figura 12, campo verde), onde a temperatura varia entre 620 e 660°C e pressão é superior a 8 kbar. No entanto, se a composição da rocha fosse anidra, a reação limitante do campo superior de estabilidade seria: $Ms+Ab \rightarrow Ky+Kfs+melt$, de forma a expandir o campo de estabilidade da rocha (campo verde + campo vermelho na Figura 12), onde a temperatura varia entre 620 e 750°C e pressão é superior a 8 kbar.

Nesse sentido, podemos concluir que o metamorfismo dos metapelitos, em ambos os casos, desenvolveu-se em alto grau metamórfico, sob as condições de temperatura e pressão do fácies anfibolito superior.

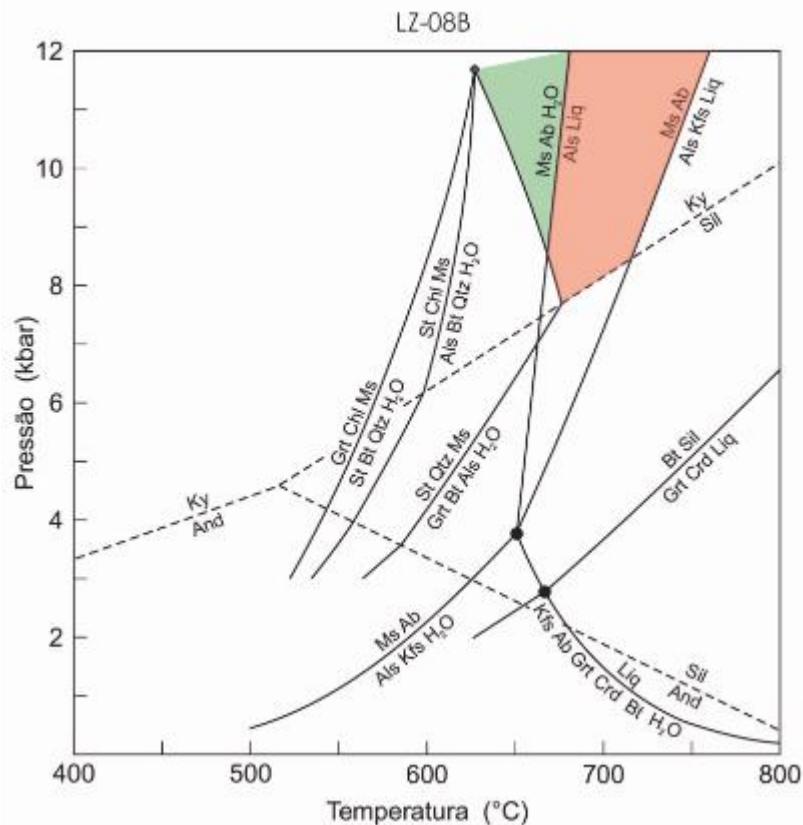


Figura 12: Grade petrogenética com reações dos sistemas KFMASH (fusão ausente: Spear & Cheney, 2000, inédito) e NKFMASH (fusão presente: Spear et al., 1999) com os campos de estabilidade hachurados. Campo de estabilidade verde para rocha hidratada; Campo de estabilidade vermelho em conjunto com o verde para rochas anidras.

6 QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO FINITA

A análise da quantificação de deformação finita tridimensional foi feita em um bloco orientado de ortognaisse do Complexo Mantiqueira (LZ-10), onde seis seções orientadas e aproximadamente perpendiculares entre si foram fotografadas. Posteriormente, as bordas do grãos de feldspato foram desenhadas, com auxílio do software Adobe Illustrator CC 2018®, e posteriormente convertidas em imagens do tipo raster. A partir das quais, foram tomadas as medidas e orientações dos eixos curtos e longos dos grãos de feldspato utilizando a técnica *inertiatensor* (Launeau&Cruden, 1998) no software SPO (Launeau& Robin, 2003a). As seções bidimensionais foram tratadas no software ELLIPSOID (Launeau& Robin, 2003b, 2005) para, então, quantificar o elipsoide de deformação finita tridimensional (Figura 13).

O elipsoide de deformação calculado (Figura 13) apresentou um índice de incompatibilidade $(F)^{1/2}$ igual a 3,6%, indicando que a qualidade do ajuste é muito alta. A orientação da foliação e lineação medidas em campo apresentam valores muito próximos aos do elipsoide calculado (Figura 13). O valor do parâmetro de deformação máxima (X/Z) é igual a 4,799, indicando um alto grau de deformação. Em relação à morfologia do elipsoide de deformação calculado, observa-se que ele apresenta uma forma prolata, onde $X \gg Y > Z$. Essa morfologia do elipsoide de deformação pode ser explicada pela superposição de fases de deformação, que certamente ocorreu na área de estudo, onde temos ao menos duas fases de deformação: uma responsável por gerar a foliação milonítica sub-horizontal e lineação de estiramento N-S associada, outra responsável pelos dobramentos com eixo N-S sub-horizontal emergência para oeste. . A intensa lineação de estiramento N-S associada à abundância de indicadores cinemáticos no plano XZ do elipsoide de deformação finita sugere que a milonitização ocorreu com domínio de deformação por cisalhamento simples, o que deve ter gerado uma trama foliada-linear (SL) aproximadamente plana. A superposição de dobras com eixo N-S pode ter sido responsável pela intensificação da lineação de estiramento, sugerindo que o encurtamento E-W ocorreu com um componente de alongação N-S.

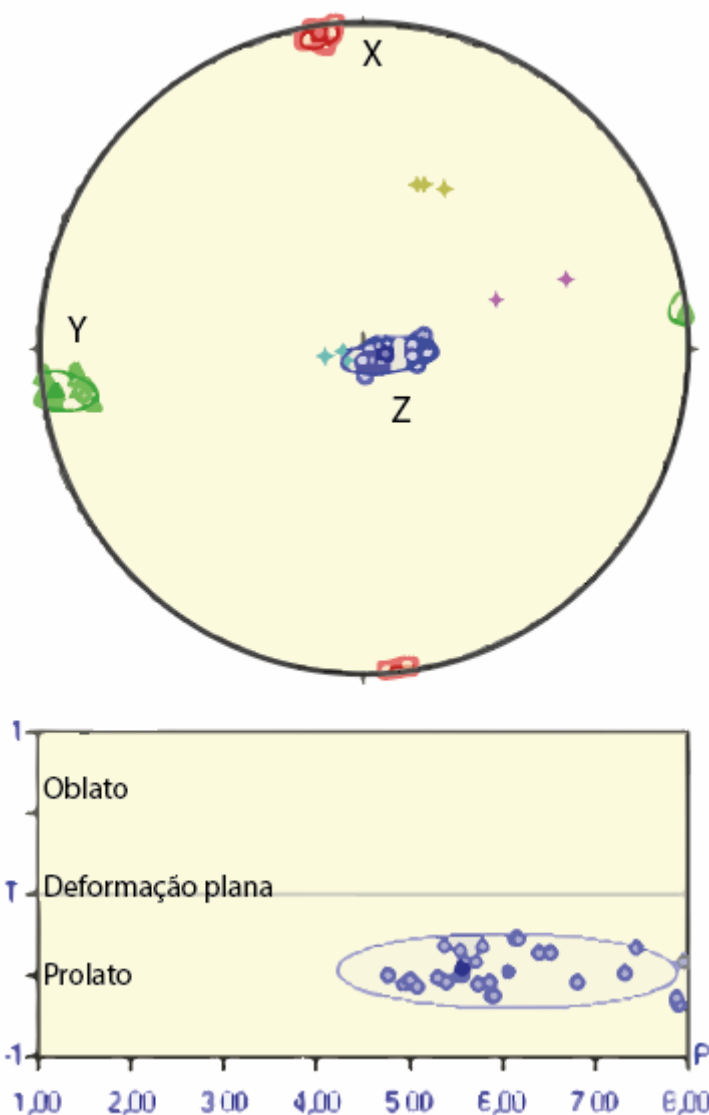


Figura 13: Dados de deformação finita 3D obtido através do software ELLIPSOID (Launeau& Robin, 2003b, 2005).

7 ANÁLISE DA TRAMA DE EIXO-C DE QUARTZO

A trama cristalográfica dos grãos de quartzo, resultante da deformação intracristalina, desenvolvida ao longo da deformação, é fortemente dependente da temperatura (e.g., Kruhl, 1998; Zulauf, 2001; Stipp et al., 2002a; Lawet et al., 2004, 2014; Faleiros et al., 2010, 2016). Embora, haja dependência de outros fatores como atividade de água (e.g., Lister and Dornsiepen, 1982; Joy and Saha, 2000; Morgan and Law, 2004; Kolb et al., 2005), presença de outras fases minerais (e.g., Menegon et al., 2008), trama pré-existente (e.g., Toy et al., 2008) e geometria e cinemática da deformação (e.g., Lister and Hobbs, 1980; Price, 1985; Schmid and Casey, 1986), podemos utilizar os dados da trama de eixo-c como um geotermômetro, o qual nos indicará a temperatura em que ocorreu a deformação.

A trama medida na amostra LZ-08B mostra uma concentração maior em torno do eixo Y do elipsoide de deformação, e uma distribuição assimétrica, entre os eixos X e Z (Figura 14). O ângulo de abertura em torno do eixo Z do elipsoide de deformação finita foi calculado através de um script desenvolvido dentro da extensão MTEX (toolbox do MATLAB) (Hunter

et al., 2018), resultando em um ângulo de abertura médio igual a 81° (Figura 15) que, por sua vez, resultou em uma temperatura de deformação igual 607±50°C, de acordo com a equação:

- $T (^{\circ}C) = 6,9 * OA(\text{graus}) + 48(250^{\circ}C \leq T \leq 650^{\circ}C \text{ e } OA \leq 87^{\circ})$ (Faleiros et al., 2016)

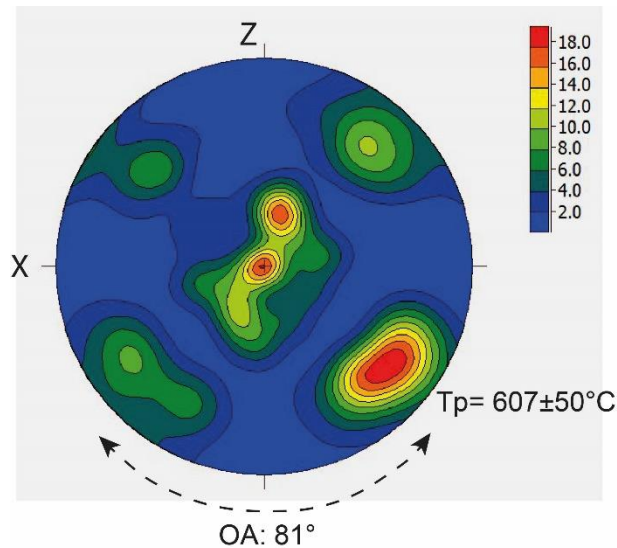


Figura 14: Trama de eixo-c medida no microscópio com platina universal; projeção de áreas iguais, hemisfério inferior; foliação orientada segundo eixo horizontal e lineação orientada segundo eixo vertical. Mostrando o ângulo de abertura (OA) e a temperatura da deformação (Tp) calculada.

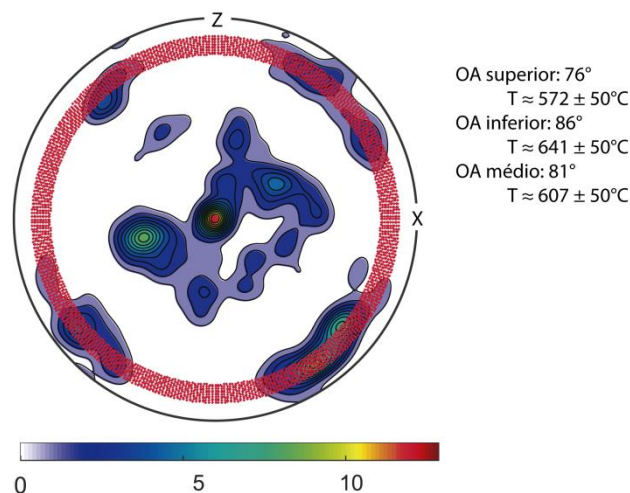


Figura 15: Trama de eixo-c medida no microscópio com platina universal; projeção de áreas iguais, hemisfério inferior; foliação orientada segundo eixo horizontal e lineação orientada segundo eixo vertical. O círculo em vermelho contém os picos com maior concentração de medidas, os ângulos de aberturas (OA) calculados (segundo método estatístico de Hunter et al., 2018) e as temperaturas de deformação (Tp) calculadas de acordo com a equação $T (^{\circ}C) = 6,9 * OA(\text{graus}) + 48(250^{\circ}C \leq T \leq 650^{\circ}C \text{ e } OA \leq 87^{\circ})$ (Faleiros et al., 2016).

8 INCLUSÕES FLUIDAS

A petrografia de inclusões fluídas foi realizada em uma lâmina delgada bipolida, proveniente de um veio de quartzo concordante com a estrutura e encaixado no ortognaisse do Complexo Mantiqueira, no ponto LZ-08. Foram selecionadas 30 inclusões fluídas ricas em CO₂, as quais estavam dispostas de maneira irregular do grão de quartzo hospedeiro. A partir disso, as análises microtermométricas foram realizadas, no Laboratório de Inclusões Fluídas do Instituto de Geociências, com auxílio de uma platina de aquecimento e resfriamento CHAIXMECA MTM 85. Posteriormente, os dados microtermométricos foram tratados através dos programas BULK (Bakker, 2003) e ISOC (Bakker, 2003), utilizando as equações de estado desenvolvidas por: Thiery *et al.* (1994) e Soave (1972) para calcular a densidade das inclusões fluídas ricas em CO₂; Bakker (1999) para calcular as isócoras.

8.1 Resultados

As inclusões fluídas analisadas apresentam temperatura de fusão variando entre -60,2 e -62,3 °C, indicando a presença de outros componentes voláteis. A temperatura de homogenização possui maior variação, uma vez que a homogeneização para a fase líquida ocorreu entre -1,8 e 13,9 °C (Figura 16), refletindo densidade de 58,7651 cm³/mol a 68,238 cm³/mol. Esses dados evidenciam que as inclusões possuem uma composição bastante regular e são constituídas por uma mistura de fluidos, uma vez que o CO₂ puro apresenta ponto de fusão em -56,6°C (Roedder, 1984). Embora não tenha sido analisado por outros métodos (e.g., espectroscopia laser Raman), o componente volátil mais comum capaz de rebaixar o ponto triplo do CO₂ na magnitude observada é o metano (CH₄) (e.g., Thiery *et al.* (1994).

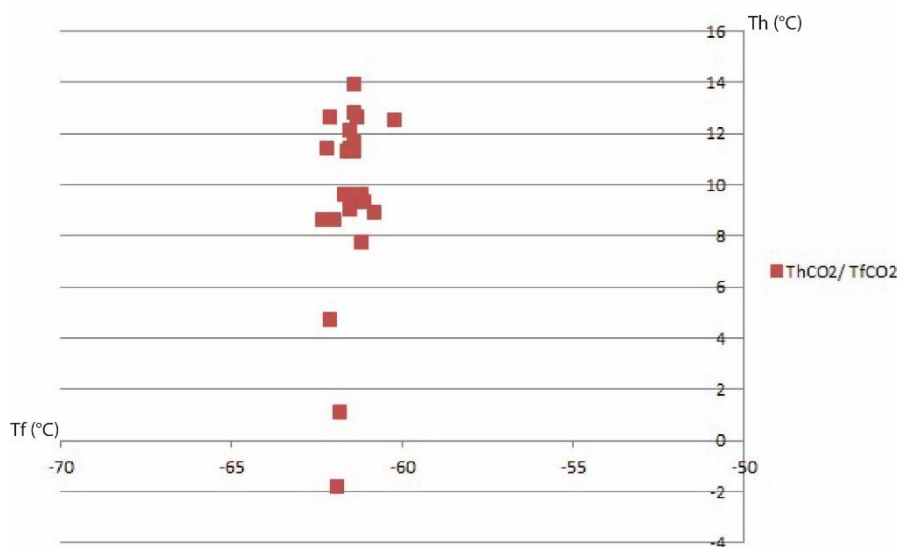


Figura 16: Gráfico de temperatura de homogenização versus temperatura de fusão, com as medidas microtermométricas plotadas.

As densidades foram calculadas, assumindo um sistema X(CO₂)= 0,75 e X(CH₄)= 0,25, e apresentaram variação entre 58,7651 cm³/mol e 68,238 cm³/mol. A partir disso, foram calculadas as isócoras (Figura 17), as quais nos mostram claramente uma trajetória de descompressão da rocha.

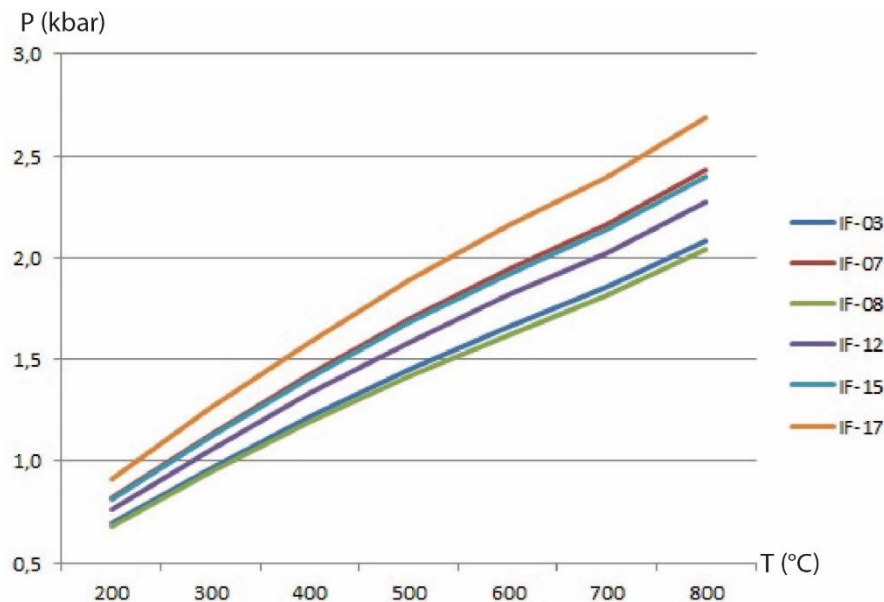


Figura 17: Gráfico com as isócoras calculadas, ao lado, a legenda com a numeração das inclusões fluidas utilizadas para os cálculos.

9 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos, podemos concluir que os dados estruturais são parcialmente coerentes com o modelo de evolução estrutural proposto por Peres *et al* (2004). Há claramente superposição de fases deformacionais, uma vez que a foliação milonítica encontra-se dobrada, em padrão aberto com vergência para oeste, isto é, uma primeira fase constituída por um forte componente de cisalhamento simples com transporte para sul foi superposta por uma segunda fase, responsável por gerar os dobramentos com vergência para o antepaís.

Sendo assim, o sentido da movimentação proposto por Peres *et al* (2004) entra em conflito com os dados obtidos, uma vez que os autores descrevem movimentação exclusivamente de topo para norte. No entanto, o modelo de evolução estrutural proposto por Egydio-Silva *et al*. (2018) corrobora com os resultados apresentados, na medida em que argumenta que a geração das Faixas Móveis Ribeira e Araçuaí ocorreu no mesmo evento e que, portanto, a movimentação transpressional da Faixa Ribeira influenciou a cinemática da porção sul da Faixa Araçuaí. Essa conexão entre os regimes tectônicos de ambas as faixas, suscita uma movimentação dextral principalmente na porção sul da Faixa Araçuaí, próxima a zona de interferência entre elas, o que corrobora com a movimentação da maioria dos indicadores cinemáticos, tanto observados em campo, quanto na análise petrográfica.

O elipsoide de deformação calculado é uma consequência da superposição, de no mínimo dois eventos deformacionais. Sendo que a contribuição dos demais regimes esforços gerou elipsoide prolatado bem definido, onde $X \gg Y > Z$, com alta taxa de deformação. Esse padrão é condizente com um estágio inicial de cisalhamento simples sub-horizontal com transporte para sul que teria gerado uma trama SL aproximadamente plana, com foliação horizontal e lineação de estiramento N-S. A segunda fase estaria associada a cisalhamento puro que teria gerado encurtamento E-W por meio de dobras com eixo N-S com alongação N-S associada. Essa superposição teria intensificado a lineação de estiramento gerada anteriormente, gerando elipsoides fortemente prolatos.

Adicionalmente, o perfil geológico-estrutural sugere uma inversão estratigráfica tectônica a leste, uma vez que as rochas do Complexo Mantiqueira ocorrem tanto na base, quanto no topo da sucessão, o que evidencia o contexto de empurrão. Em ambas unidades, as foliações miloníticas e as lineações de estiramento são paralelas e definidas pelas associações de pico metamórfico, o que, em conjunto com a sobreposição dos campos de estabilidade definidos através da petrografia e linha de igual ângulo de abertura \pm incerteza (Figura 18), indica que a deformação ocorreu sincrônica ao pico metamórfico.

Com base nas análises petrográficas, microtermométricas das inclusões fluidas carbônicas e de trama de eixo-c, foi possível delimitar o campo de estabilidade das rochas (Figura 18) e inferir uma trajetória P-T-t.

O campo de estabilidade foi definido através da intersecção das linhas de igual ângulo de abertura (linha amarela cheia) \pm as linhas de incerteza (linhas amarelas tracejadas) com o campo de estabilidade definido pela análise petrográfica dos metapelitos do Grupo Dom Silvério (Figura 18). O que delimita um campo com temperatura variando entre 640 e 740°C e pressão superiores a 8 kbar. A linha de igual ângulo de abertura \pm incerteza da trama de eixo-c de quartzo da amostra de ortognaisse do Complexo Mantiqueira cruza o campo de estabilidade definido pela paragênese metamórfica dos metapelitos do Grupo Dom Silvério (Figura 18). Esse cenário sugere que as rochas de ambas unidades passaram por metamorfismo contemporâneo e em condições de pressão e temperatura similares.

Quando comparado com o campo de estabilidade para amostra de cianita-granada-biotita xisto do Grupo Dom Silvério definido por Benevides (2003), o campo de estabilidade delimitado no presente trabalho apresenta grande semelhança em relação ao intervalo de temperatura (Figura 19). Por outro lado, quando comparado com o campo de estabilidade para a amostra de granada-biotita xisto, também, do Grupo Dom Silvério definido por Benevides (2003), há grande semelhança tanto em relação para o intervalo de temperatura, quanto para o intervalo de pressão (Figura 19).

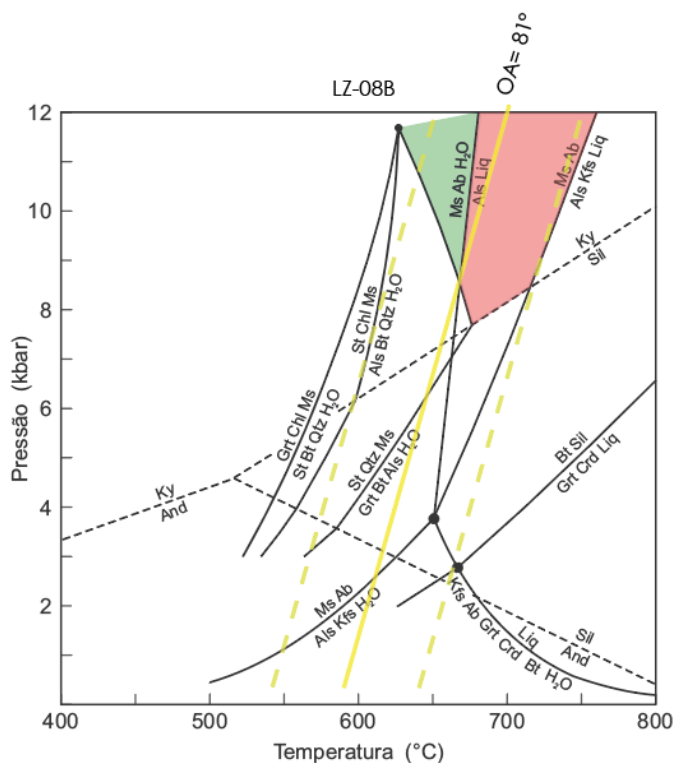


Figura 18: Grade petrogenética com reações dos sistemas KFMASH (fusão ausente: Spear & Cheney, 2000, inédito) e NKFASH (fusão presente: Spear et al., 1999) com os campos de estabilidade hachurados e linha de igual ângulo de abertura \pm incerteza: campo de estabilidade verde para rocha hidratada; campo de estabilidade vermelho em conjunto com o verde para rochas anidras; linha de igual ângulo de abertura (linha amarela cheia) \pm incerteza (linhas amarelas tracejadas).

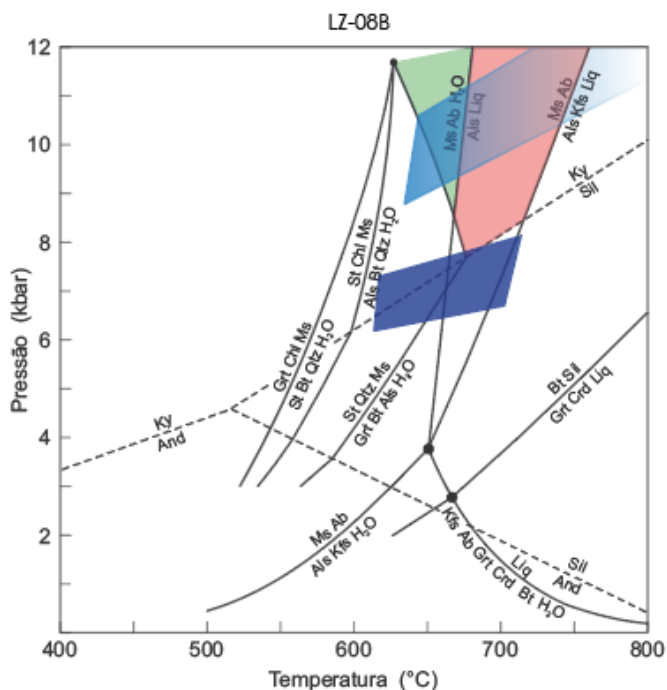


Figura 19: Grade petrogenética com reações dos sistemas KFMASH (fusão ausente: Spear & Cheney, 2000, inédito) e NKFASH (fusão presente: Spear et al., 1999) com os campos de estabilidade definidos neste trabalho hachurados em verde e vermelho: campo de estabilidade verde para rocha hidratada; campo de estabilidade vermelho em conjunto com o verde para rochas anidras; e campos de estabilidade definidos por Benevides (2003): campo de estabilidade azul escuro corresponde ao cianita-granada-biotita xisto; campo de estabilidade azul claro corresponde ao granada-biotita xisto.

Por fim, integrando os dados apresentados até então com as isócoras calculadas, as quais registram uma trajetória de decompressão, traçamos a trajetória P-T-t das rochas estudadas (Figura 20), a qual possui pico metamórfico dentro do campo de estabilidade definido pelos metapelitos portadores de cianita, e uma decompressão de cerca de 8 kbar indicada pelas isócoras de inclusões carbônicas reequilibradas/tardias, possivelmente associada com baixa variação de temperatura.

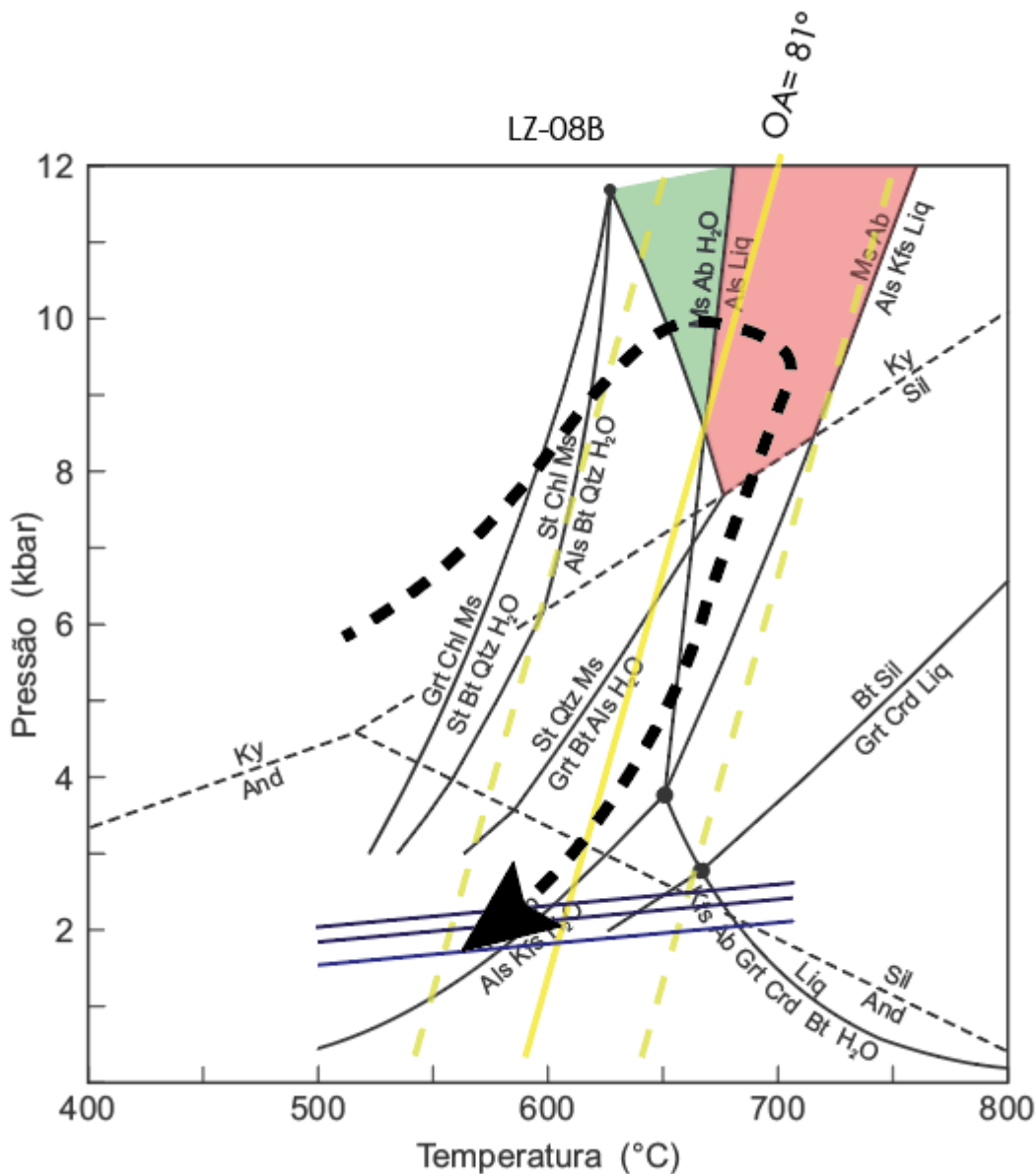


Figura 20: Grade petrogenética com reações dos sistemas KFMASH (fusão ausente: Spear & Cheney, 2000, inédito) e NKFMASH (fusão presente: Spear et al., 1999) com os campos de estabilidade hachurados, linha de igual ângulo de abertura \pm incerteza, isócoras e trajetória P-T-t: campo de estabilidade verde para rocha hidratada; campo de estabilidade vermelho em conjunto com o verde para rochas anidras; linha de igual ângulo de abertura (linha amarela cheia) \pm incerteza (linhas amarelas tracejadas); isócoras (linhas cheias azul escuro); trajetória P-T-t (linha preta tracejada).

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F.F., Marshak, S., (1998). Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Prec. Res.* 90, 29-58.

- Almeida, F.F.M., (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 349-364.
- Almeida, F.F.M., Litwinski, N., (1984). Província Mantiqueira: setor setentrional. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Eds), *O Pré-Cambriano do Brasil*. 1984. Edgar Blücher, São Paulo, Brasil, 282-307.
- Bakker, R.J., (1999). Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-NaCl system. *Chem. Geol.* 154, 225–236.
- Bakker, R.J., (2003). Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties. *Chem. Geol.* 194, 3–23.
- Benevides, T, (2003). Geotermobarometria e evolução metamórfica do segmento central do Grupo Dom Silvério, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Brueckner, H., Cunningham, W.D., Alkmim, F.F., Marshak, S. (2000). Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Franciscocraton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, 99, 255-269.
- Cunningham, W.D., Alkmim, F.F., Marshak, S. (1998). A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, 92, 251-275.
- Ebadi, A., Johannes, W., (1991). Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 286–295.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., Xavier, B.C., (2018). Connecting the Araçuaí and Ribeira belts (SE – Brazil): Progressive transition from contractional to transpressive strain regime during the Brasiliano orogeny. *Journal of South America Earth Sciences* 86, 127-139.
- Endo, I. (1997). Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Doutorado, Universidade de São Paulo, 243 p.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Bello, R.M.S., Fuzikawa, K., (2010). Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193-214.
- Faleiros, F.M., Moraes, R., Pavan, M., Campanha, G.A.C., (2016). A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. *Tectonophysics* 671, 173-182.
- Faria, L.F., (1997). Controle e tipologia de mineralizações de grafita flake do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia: uma abordagem regional. MSc Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brasil.
- Figueiredo, M.C.H., Teixeira, W., (1996). The Mantiqueira Metamorphic Complex, eastern Minas Gerais State: preliminar geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 68, 223-246.

- Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares-Filho, B.S., (1997). Projeto Espinhaco em CD-ROM. BeloHorizonte, Brazil, Companhia Mineradora de MinasGerais, pp. 2693.
- Haralyi, N.L.E., Hasui, Y. (1982). The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, 12, 160-166.
- Hunter, N. J. R., Weinberg, R. F., Wilson, C. J. L., & Law, R. D. (2018). A new technique for quantifying symmetry and opening angles in quartz c-axis pole figures: Implications for interpreting the kinematic and thermal properties of rocks. *Journal of Structural Geology*, 112, 1-6.
- Johannes W., (1985). The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: Ashworth, J.R. (Ed.), *Migmatites*. Blackie and Son, Glasgow, pp. 36–85.
- Jordt Evangelista, H., Roeser, H., Carmo, V.E., (1990). Sobre o manganês do distrito de Saúde e suas rochas encaixantes (Grupo Dom Silvério). *Rev. Esc. Minas (REM)*, 43 (4): 36-43.
- Jordt Evangelista, H., (1992). O grupo Dom Silvério, SE de Minas Gerais: Petrografia, Metamorfismo, Geoquímica e Geologia Econômica. *Rev. Esc. Minas (REM)*, 45 (1 e 2): 140-142.
- Joy, S., Saha, D., (2000). Dynamic recrystallized quartz c-axis fabrics in greenschist facies quartzites, Singhbhum shear zone and its footwall, eastern India e influence of high fluid activity. *J. Struct. Geol.* 22, 777e793.
- Karfunkel, J., Hoppe, A., (1988). Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model, *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* 65, 1–21.
- Kruhl, J.H., (1998). Reply: prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermometer. *J. Metamorph. Geol.* 16, 142e146.
- Launeau, P., Cruden, A.R., (1998). Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *J. Geophys. Res.* 103, 5067e5089.
- Launeau, P., Robin, P.-Y.F., (2003a). SPO. Université de Nantes/University of Toronto (freeware). http://www.sciences.univ-nantes.fr/lpgnantes/index.php?option=com_content&view=article&id=94&Itemid=22&lang=en.
- Launeau, P., Robin, P.-Y.F., (2003b). ELLIPSOID. Université de Nantes/University of Toronto (freeware). http://www.sciences.univ-nantes.fr/lpgnantes/index.php?option=com_content&view=article&id=94&Itemid=22&lang=en.
- Launeau, P., Robin, P.-Y.F., (2005). Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - implementation and applications. *J. Struct. Geol.* 27, 2223e2233.
- Law, R.D., (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *J. Struct. Geol.* 66, 129e161.

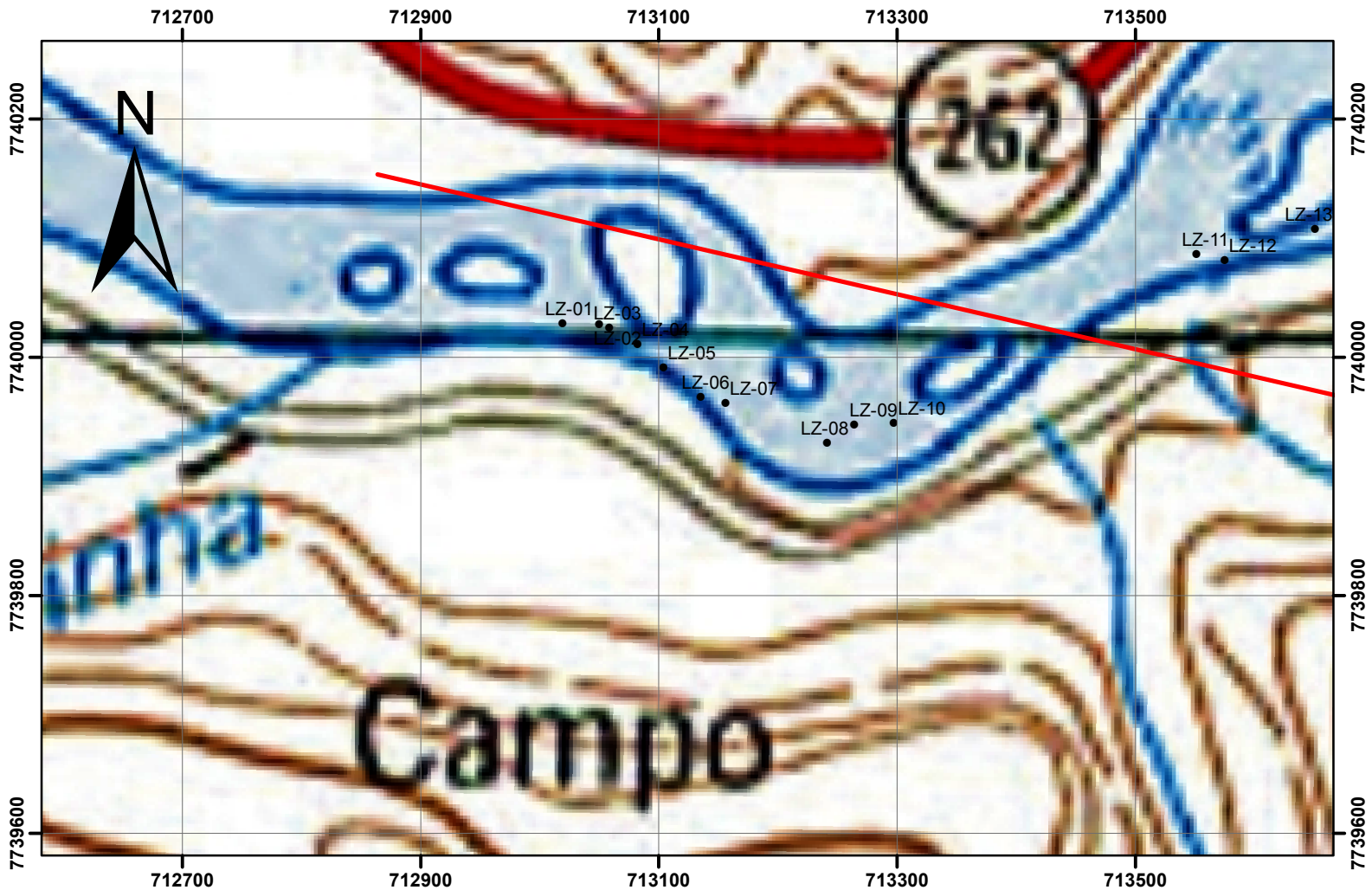
- Law, R.D., Searle, M.P., Simpson, R.L., (2004). Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the greater Himalayan slab, Everest massif, Tibet. *J. Geol. Soc. Lond.* 161, 305e320.
- Lister, G.S., Dornsiepen, U.F., (1982). Fabric transitions in the saxony granulite Terrain. *J. Struct. Geol.* 4, 81e92.
- Lister, G.S., Hobbs, B.E., (1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. *J. Struct. Geol.* 2, 355e370.
- Menegon, L., Pennacchioni, G., Heilbronner, R., Pittarello, L., (2008). Evolution of quartz microstructure and c-axis crystallographic preferred orientation within ductilely deformed grainitoids (Arolla unit, Western Alps). *J. Struct. Geol.* 30, 1332e1347.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Grossi-Sad, J.H., Baars, F.J., Guimarães, M.L.V., Mourão, M.A.A., Oliveira, M.J.R., Roque, N.C., (1997). Nova subdivisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí. *Boletim da Sociedade Brasileira Geologia-Núcleo Minas Gerais* 14,29–31.
- Noce, C.M., Machado, N., Teixeira, W., (1998). U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 95–102.
- Noce, C.M., Macambira, M.B., Pedrosa-Soares, A.C., (2000). Chronology of Late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 25–29.
- Passchier, C.W., Trouw R.A.J., (2005). *Microtectonics*. Springer-Verlag. Nova York.
- Pedrosa-Soares, A.C., (1995). Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, Minas Gerais: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico. Ph.D. Thesis, Universidade de Brasília, Brazil.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., (1998). Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen? 14th Int. Conf. Basement Tectonics Abs. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 35–37.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.B.P., Leonardos, O.H., (1992). Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt. *J. South Am. Earth Sci.* 6, 33–47..
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M., Pinto, C.P., (2001). The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogeny formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research* 110, 307-323.
- Peres, G.G.; Alkimim, F.F.; Jordt-Evangelista, H, (2004). The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, v. 76, n. 4, p. 771-790.
- Pinto, C.P., Drumond, J.B.V., Féboli, W.L., (1997). Projeto Leste: mapeamento geológico, cadastramento de recursos minerais da região leste de Minas Gerais: Etapa 1. CPRM Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brazil, p.154.

- Pinto, C.P., Pedrosa-Soares, A.C., Wiedemann, C., (1998). Mapa geológico da porção brasileira do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. Anais 40th Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, 37.
- Price, G.P., (1985). Preferred orientations in quartzites. In: Wenk, H.-R. (Ed.), Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. Academic Press, Orlando, pp. 385e406.
- Roedder, E., (1984). Fluid inclusions. In: Ribbe, P.H. (Ed.), Reviews in Mineralogy, vol. 12. Mineralogical Society of America (646 pp.).
- Sawyer, E.W., (1998). Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology* 39, 1147–1167.
- Seidensticker, U., Wiedemann, C.M., (1992). Geochemistry and origin of lower crustal granulite facies rocks in the Serra do Caparaó region, Espírito Santo/Minas Gerais, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 6, 289–298.
- Soave, G., (1972). Equilibrium Constants for a Modified Redlich-Kwong Equation of State, *Chem. Eng. Sci.*, 27, 1197-1203.
- Spear, F.S., Cheney, J.T., (2000) (inédito). KFMASH petrogenetic grid for metapelites. In: Frank S. Spear homepage: <http://ees2.geo.rpi.edu/spear/spear.html>
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T., (1999). P-T paths from anatectic pelites. *Contrib Mineral Petrol* 34, 7–32.
- Stevens, G., Clemens, J.D., (1993). Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? *Chemical Geology* 108, 1–17.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., (2002a). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *J. Struct. Geol.* 24, 1861e1884.
- Thiery, R., Van Den Kerkhof, A.M., Dubessy, J., (1994). V-X properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modelling for T < 31 °C and P < 400 bars. *European Journal of Mineralogy* 6, 753–771.
- Toy, V.G., Prior, D.J., Norris, R.J., (2008). Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *J. Struct. Geol.* 30, 602e621.
- Uhlein, A., Egydio-Silva, M., Bouchez, J.L., Vauchez, A., (1998). The Rubim pluton (Minas Gerais, Brazil): a petrostructural and magnetic fabric study. *Journal of South American Earth Science* 11, 179–189.
- Weinberg, R.F., Hasalová, P., (2015). Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos* 212-215, 158-188.
- Zulauf, G., (2001). Structural style, deformation mechanisms and paleodifferential stress along an exposed crustal section: constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Bohemian Massif). *Tectonophysics* 332, 211e237.

11 ANEXOS

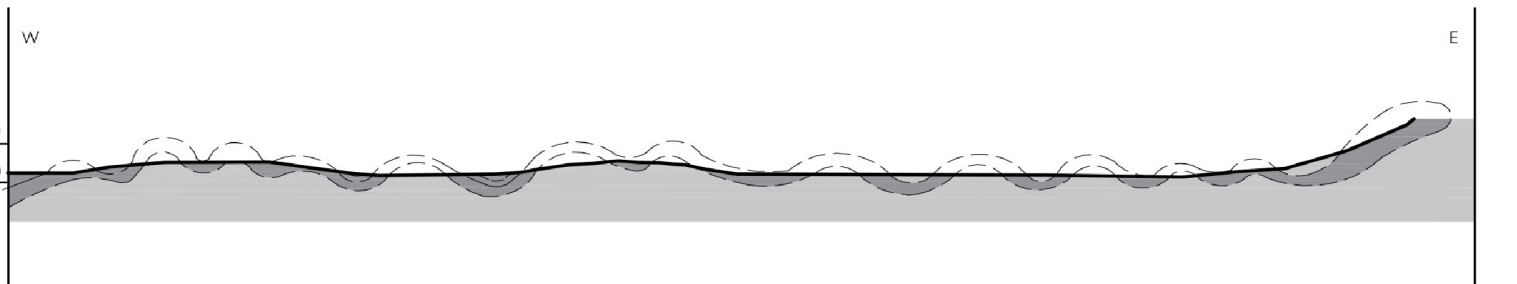
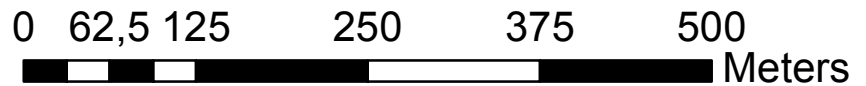
11.1 Mapa de pontos e seção geológico-estrutural – Perfil do rio Piranga

Mapa de pontos e seção geológico-estrutural - Perfil do rio Piranga



Legenda

- Pontos
- Seção geológica



- Grupo Dom Silvério
 - Complexo Mantiqueira
 - Contato inferido
- Escala 1:3900