UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Caracterização estratigráfica, tectônica, metamórfica e geocronológica do Orógeno Araçuaí na região de São José da Safira–Virgolândia, Minas Gerais

AUTORA: Eliza Inez Nunes Peixoto

ORIENTAÇÃO: Antônio Carlos Pedrosa Soares
Fernando Flecha de Alkmim
Ivo Antônio Dussin

Nº

BELO HORIZONTE
JUNHO DE 2013

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Caracterização estratigráfica, tectônica, metamórfica e geocronológica do Orógeno Araçuaí na região de São José da Safira–Virgolândia, Minas Gerais

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

Autora: Eliza Inez Nunes Peixoto

Orientadores: Antônio Carlos Pedrosa Soares
Fernando Flecha de Alkmim
Ivo Antônio Dussin

Belo Horizonte, junho de 2013

Agradecimentos

Meus sinceros agradecimentos a todos os que não apenas tornaram possível a realização deste mestrado como tornaram também o caminho muito mais agradável.

- Aos meus orientadores Antônio Carlos Pedrosa Soares, Fernando Alkmim e Ivo Dussin, pela oportunidade de realização do projeto e pelos ensinamentos, discussões, incentivo, apoio e paciência de sempre.

- Aos órgãos CAPES, CNPq, CPRM e CODEMIG que proporcionaram a estrutura financeira para o projeto.

- Aos professores Romano e Gilberto Costa pelas discussões; Alexandre Uhlein pelo incentivo; Cristiano Lana pela ajuda com a termobarometria; e, em especial, ao novo professor e amigo Tiago Novo, pelas correções, ajuda no campo e durante as etapas do trabalho.

- Aos amigos e companheiros de campo Mahyra Tedeschi, Thiago Feijão Rocha, Matheus Bianchetti, Camila Gradim, Victor Miguel e Moisés Abraão. Aos parceiros do TG Virgolândia: Luiza Bizu, Lorrayne Silva, Amanda Pires, Tatiana Fonseca e Bruno Sousa. À Juliane Belém, pela ajuda com a termobarometria. E aos demais amigos e colegas da pós: Mariana Leite, Jorge Roncato, Amanda Pires, Daniel Gradim, Júlio Sanglard, Matheus Kuchenbekcer e Mônica Mendes, pelos "pitacos" no trabalho e pelo companheirismo nestes anos.

- Ao Pedro Barroso, Daniel d'Ávila e Eliane Voll pela ajuda nas digitalizações do mapa.

- Ao Luís Garcia e ao Márcio, do Laboratório de Microanálises, e ao Kei Sato, do CPGeo da USP, pela imensa ajuda durante as análises.

- À minha família, mãe, pai e irmãos, Odete, cada um a seu jeito me ajudando e apoiando durante toda esta etapa. Ao Renan, pela paciência e apoio de sempre. À minha segunda família: Gabi, Fernanda, Xinaider, Pabline, Diego, Ralphs, MDB, Léo e Dáphine, pelos bons momentos e companheirismo. A Deus.

Resumo

O Orógeno Araçuaí, representando uma das várias peças do sistema orogênico Brasiliano-Pan Africano, desenvolveu-se entre o cráton do São Francisco e sua contraparte africana, o cráton do Congo. Esta dissertação apresenta uma investigação detalhada do arcabouço estrutural, petrográfico e geocronológico da assembleia de rochas que ocorre ao longo de uma faixa com *trend* aproximado N-S, localizada imediatamente a oeste do arco magmático do Orógeno Araçuaí, na região de São José da Safira (Minas Gerais, sudeste do Brasil). Esta faixa possui aproximadamente 30 km de largura por 100 km de comprimento, é formada pelas rochas metassedimentares que são o principal foco deste estudo, e consiste essencialmente de xistos pelíticos contendo lentes e *pods* de quartzito, rochas metaultramáficas e granitos colisionais deformados. Empurrado com o topo em direção a oeste para o embasamento Arqueano do Bloco Guanhães, e separado a leste do arco magmático Ediacarano por uma zona de cisalhamento reversa-dextral, a faixa de xistos exibe a arquitetura de uma estrutura-em-flor assimétrica, desenvolvida em um regime transpressivo dextral. A distribuição da paragênese metamórfica através desta faixa caracteriza o metamorfismo Barroviano, em que as zonas da sillimanita, cianita, estaurolita e granada são localmente duplicadas por zonas de empurrão. As condições P-T variam de ca. 700 °C e 7.5 kbar na base oeste do pacote de xistos até ca. 550 °C e 5.5 kbar no topo leste. A geocronologia U-Pb em zircão indica sobrecrescimento metamórfico no topo do embasamento Arqueano (2,7-2,8 Ga) em 560 ± 20 Ma e a intrusão de granitos colisionais há 544 ± 10 Ma, implicando que o estágio colisional durou até o limite Ediacarano-Cambriano. Idades máximas de deposição em torno de 819 Ma foram obtidas para os zircões extraídos da porção inferior do pacote de xistos, que também mostra um espectro de idades e assembleia litológica semelhantes com a margem passiva da bacia precursora do orógeno (Formação Ribeirão da Folha, Grupo Macaúbas). Os grãos de zircão extraídos da porção superior desta pilha apontaram uma idade máxima em torno de 579 Ma, o que indica o arco magmático Rio Doce como sua principal fonte. Adicionalmente à idade máxima, a semelhanças litológica desta porção a correlaciona com a Formação Salinas, representante da bacia do tipo *flysch* do orógeno. Juntos, estes resultados sustentam a interpretação do pacote de metassedimentos estudado como uma assembleia composta por sedimentos marinhos profundos e lascas tectônicas de rochas metaultramáficas do manto. Provavelmente representando remanescentes de uma cunha acrescionária, essa assembleia de rochas foi incoporada ao Orógeno Araçuaí e afetada pelo metamorfismo Barroviano entre 575 Ma e 540 Ma.

Palavras-chave: prisma acrescionário, sutura, geocronologia U–Pb, Orógeno Araçuaí, metamorfismo Barroviano

Abstract

The Araçuaí orogen, representing one of the various branches of the Neoproterozoic Brasiliano/PanAfrican orogenic system, developed between the São Francisco craton and its African counterpart, the Congo craton. This study conducted a structural, petrologic and geochronological detailed investigation on a rock assemblage that occurs along a roughly NS-trending belt located immediately to the west of the magmatic arc of the Araçuaí orogen in São José da Safira region (Minas Gerais state, southeastern Brazil). The ca. 30km-wide and 100 km-long belt of metasedimentary rocks focused in this study consists essentially of pelitic schists containing lenses and pods of quartzites, ultramafics, and deformed collisional granites. Thrust to the west on top of the Archean Guanhães basement block and separated on the east from the Ediacaran Rio Doce magmatic arc by a reverse-dextral fault zone, the belt exhibits the architecture of an asymmetric flower structure developed in a dextral transpressional regime. The distribution of metamorphic parageneses across the belt characterizes a Barrovian metamorphic zoning, in which the sillimanite, kyanite, staurolite and garnet zones are locally duplicated by thrusts. The metamorphic P–T conditions range from *ca*. 700 °C and 7.5 kbar at the base of the schist pile on the west to *ca*. 550 °C and 5.5 kbar at the top of the package on the east. Zircon U–Pb geochronology indicates metamorphic overprinting on the top of the Archean basement (2.7-2.8 Ga) at 560 ± 20 Ma and emplacement of a collisional granite at 544 ± 10 Ma, implying that the collisional stage lasted up to the Ediacaran–Cambrian boundary. Maximum deposition ages around 819 Ma were obtained from zircons extracted from the lower portion of the schist package, which also shows age spectra and lithological assemblage similar to the passive margin strata involved in the orogen (Formação Ribeirão da Folha, Macaúbas Group). Zircons from the upper portion of the pile have yielded maximum deposition ages around 579 Ma, pointing toward the Rio Doce magmatic arc as their main source. Besides the maximum depositional age, the lithological similarities correlate this portion with Salinas Formation, a flysch-type orogenic basin. All together, these results allow the interpretation of the studied schist package as a representative of deep-marine sediments and tectonic slices of mantle ultramafics. Probably representing remnants of an accretionary wedge, this rock assemblage became incorporated in the Araçuaí orogen and was affected by the syn-collisional Barrovian metamorphic front between 575 and 540 Ma.

Keywords: accretionary wedge, suture, U–Pb geochronology, Araçuaí orogen, Barrovian metamorphism

ÌNDICE

1. Introdução 1
1.1. Objetivos 3
1.2. Localização e acesso 3
1.3. Metodologia 4
2. Contexto Geológico Regional 6
2.1. Evolução Tectônica 7
2.1.1. O Bloco Guanhães 10
2.1.2. O Núcleo Cristalino 10
2.2. Estratigrafia 11
2.2.1. O Bloco Guanhães 11
2.2.2. O Núcleo Cristalino 12
2.2.2.1. A unidade metassedimentar neoproterozoica 12
2.2.2.2. Associação arco-antearco-embasamento 13
2.2.2.3. Suíte G4 14
Geologia Local 15
3. Estratigrafia 15
3.1. Complexo Guanhães 16
3.1.1. Biotita-hornblenda gnaisse 16
3.1.2. Metabasitos 19
3.1.3. Rochas metaultramáficas 21
3.2. Metagranito Jenipapo 23
3.3. Cobertura metassedimentar 25
3.3.1. Formação Ribeirão da Folha 25
3.3.1.1. Unidade A 25
3.3.1.2. Unidade B 27
3.3.2. Formação Salinas 30
3.3.2.1. Unidade C 30
3.3.2.2. Unidade D 33
3.3. Biotita granito foliado Santa Rosa 36
3.4. Tonalito G1 40
3.5. Cobertura aluvionar e elúvio-coluvionar 42

4. Petrografia e química das rochas metaultramáficas da região de São José da Safira 44
4.1. Introdução 44
4.2. Posicionamente dos corpos metaultramáficos 45
4.3. Petrografia das rochas metaultramáficas 46
4.3.1. Antofilita-talco xisto e antofilitafels 46
4.3.2. Carbonato-actinolita xisto 49
4.3.3. Diopsidito 51
6.4. Rocha metaultramáfica da região de Marilac 55
5. Geologia Estrutural 56
5.1. Introdução 56
5.2. Fase Dn 61
5.2.1. Domínio I 61
5.2.1.1. Subdomínio I.I 61
5.2.1.2. Subdomínio I.II 64
5.2.2. Domínio II 66
5.2.3. Domínio III 69
5.3. Fase Dn+1 70
5.3.1. Domínio I 70
5.3.2. Domínios II e III 71
5.4. Fases posteriores 74
6. Metamorfismo 76
6.1. Introdução 76
6.1. Relações texturais e reações metamórficas 77
6.1.1. Relações texturais 77
6.1.2. Reações metamórficas 87
6.1.2.1. Rochas calcissilicáticas 90
6.2. Química mineral 93
6.2.1. Metodologia analítica 93
6.2.2. Petrografia das amostras analisadas 97
6.2.3. Resultados 100
6.2.3.1. Xistos pelíticos 100
6.2.3.2. Rocha calcissilicática 106
6.3. Geotermobarometria 108

6.3.1. THERMOCALC 109
6.3.2. Geotermobarometria convencional 113
6.3.3. Comparação com outras ocorrências de metamorfismo barroviano 114
7. Geocronologia U-Pb e Discussões 116
7.1. Introdução e métodos 116
7.2. Resultados do embasamento 119
7.2.1. Amostra E15 - Complexo Guanhães 119
7.2.2. Amostra E40P - Complexo Guanhães 121
7.3. Resultados para idades de metamorfismo, deformação e máxima de sedimentação (parte I) 124
7.3.1. Amostra E40 – Complexo Guanhães 124
7.3.2. Amostra E144 – Granito Santa Rosa 124
7.3.3. Amostras metassedimentares (E3, E91, E72, E125) 125
7.4. Resultados para idades de metamorfismo, deformação e máxima de sedimentação - parte II - e Discussões. 128
7.4.1. INTRODUCTION 129
7.4.2. REGIONAL GEOLOGY 131
7.4.3. THE SCHIST BELT IN THE SÃO JOSÉ DA SAFIRA REGION 135
7.4.3.1. Stratigraphy 136
7.4.3.2. Tectonic slabs of metaultramafic rocks 138
7.4.3.3. Structure and deformation history 139
7.4.3.4. Regional metamorphism 141
7.4.4. GEOTHERMOBAROMETRY 141
7.4.4.1. Analytical procedures 142
7.4.4.2. Results and Interpretations 143
7.4.5. U–Pb GEOCHRONOLOGY 145
7.4.5.1. Materials and Methods 146
7.4.5.2. U-Pb results for the Guanhães basement gneiss (Sample E40) 146
7.4.5.3. U-Pb results for Santa Rosa foliated granite (Sample E144) 148
7.4.5.4. Detrital zircon U-Pb data 148
7.4.6. INTERPRETATIONS AND CORRELATIONS 151
7.4.7. DISCUSSION AND CONCLUSION 154
8. Conclusões 158
9. Referências Bibliográficas 160

Anexo I – Mapa geológico

Anexo II – Resultados da Química Mineral

Anexo III – Resultados de Geocronologia U-Pb

Anexo IV– Figuras dos zircões detríticos

Índice de Figuras

Figura 1.1. Mapa geológico do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al*. 2007), com indicação da região abordada nesta dissertação de mestrado (retângulo em vermelho). 2

Figura 1.2. Localização e acessos às cidades de Virgolândia, Nacip Raydan e São José da Safira. 4

Figura 2.1. Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim *et al*., 2006, 2007). A região abordada nesta dissertação é indicada pelo retângulo em azul. SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congolesa. TO: Teófilo Otoni; GV: Governador Valadares. 7

Figura 2.2. Desenho ilustrativo do modelo tectônico do quebra nozes para a evolução do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim *et al*. 2007). (a) A Bacia Macaúbas, antecessora do Orógeno Araçuaí há cerca de 800 Ma. (b) Fechamento incial da Bacia Macaúbas, há cerca de 600 Ma, como consequência das interações dos crátons do São Francisco, Paranapamnema e Kalahari. (c) Grande desenvolvimento do orógeno há cerca de 570 Ma. (d) Escape para sul da porção sul do orógeno e seu colapso extensional há cerca de 500 Ma. 9

Figura 2.3. Seção geológica esquemática através de todo o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim *et al.* 2007). 10

Figura 2.4. Localização da área de estudo na compartimentação tectônica de Alkmim (2006, 2007) (como mostrado na Figura 2.1) com foco na estratigrafia correspondente a cada compartimento segundo divisão de Pedrosa-Soares (2007). Na área de estudo ocorrem: BG, Bloco Guanhães, NC, Núcleo Cristalino. 11

Figura 3.1. Mapa geológico simplificado da região de São José da Safira. a) Sinformes; b) antiformes; c) lineação Ln; d) foliação Sn; e) zona de cisalhamento transcorrente; f) zona de cisalhamento de empurrão; g) contatos tectonizados reversos; h) zonas de cisalhamento reversas com rejeito dextral; i) contatos; j) lineamentos. 1) Complexo Guanhães e metabásicas (Arqueano); 2) Complexo Mantiqueira (Paleoproterozóico); 3) Granito Jenipapo (Paleoproterozóico); 4-7: Sucessão metassedimentar (Neoproterozóico), respectivamente Unidades A, B, C e D. 8) Granito foliado Santa Rosa (Neoproterozóico/Cambriano); 9) Intercalações tectonônicas de rochas metaultramáficas. VG: Virgolândia; NR: NacipRaydan; SJ: São José da Safira. 15

Figura 3.2. Esquema tectono-estratigráfico das principais unidades aflorantes na região abordada. 16

Figura 3.3. A) e B) Aspecto do biotita-hornblenda gnaisse nas porções mais internas do embasamento, com bandamento centimétrico a decimétrico, irregular a reto. C) e D) Bandamento decimétrico a métrico do gnaisse próximo à zona de cisalhamento, predominando na foto a banda félsica em (C). E) Detalhe da banda máfica do gnaisse. F) Detalhe da banda félsica do gnaisse. 18

Figura 3.4. A) Relação possivelmente intrusiva dos metabasitos no gnaisse, tendo sido deformado e intrudido por pegmatitos posteriormente. B) Aspecto em amostra de mão dos anfibolitos, com textura nematoblástica bem marcada. C) Hornblenda-fels com textura granoblástica. 19

Figura 3.5. A) Anfibolito formado majoritariamente por hornblenda e plagioclásio, com textura nematoblástica marcante. B) Fotomicrografia em detalhe de anfibolito, com cristais de hornblenda orientados, granada e titanita. C) Fotomicrografiado hornblenda-fels ao microscópio, com textura granular. D) Detalhe dos cristais de diopsídio no centro de cristais de hornblenda. 21

Figura 3.6. A) Lente de metaultramáfica intercalada no gnaisse do embasamento e boudinada, Mu: metaultramáfica, Gn: gnaisse. B) Rocha metaultramáfica composta principalmente por clinocloro e tremolita. C) Rocha metaultramáfica do embasamento, composta principalmente por piroxênio em cristais centimétricos (cristais prismáticos na foto). 22

Figura 3.7. A) Fotomicrografia de rocha metaultramáfica intercalada no embasamento, composta principalmente por clinocloro (Ccl) e talco com cristais de piroxênio intensamente uralitizados. B) Rocha metaultramáfica composta predominantemente por clinoanfibólio e talco. C) Cristal de hercynita em rocha metaultramáfica. 23

Figura 3.8. A) Corpo de granito-gnaisse Jenipapo, formando relevo de *hogback*. B) e C) Aparência típica em escala macroscópica do biotita-granito gnaisse. O bandamento milimétrico gera um aspecto listrado da rocha. D) Fotomicrografia do biotita granito-gnaisse, com bandamento milimétrico e foliação dada pela orientação dos cristais de biotita. A granulação grossa da rocha se destaca. E) Hornblenda é mais rara que biotita neste litotipo, na fotomicrografiaambas marcam a foliação. 24

Figura 3.9. A) Muscovita-grafita xisto. B) Intercalações quartzosas em mica xisto centimétricas. C) Intercalações decimétricas rítmicas entre quartzito e mica xisto. D) Fotomicrografia de quartzito micáceo intercalado entre mica xisto da Unidade A. E) Fotomicrografia de grafita-mica xisto, com detalhe para a grafita (foto em luz refletida). F) Fotomicrografia de silimanita-muscovita xisto, com detalhe para agloramerado ocelar de sillimanita (fibrolita). 27

Figura 3.10. A) Contato tectônico entre quartzitos da Unidade B sobre quartzo-mica xisto da Unidade C. B) Serra do Cruzeiro, a serra de maior altitude da região, sustentada por quartzitos da Unidade B. C) Detalhe dos quartzitos nas maiores altitudes da Serra do Cruzeiro. D) Detalhe de um quartzito puro, alterado. E) Intercalações micáceas milimétricas no quartzito da Unidade B. F) Fotomicrografiado mica xisto intercalado na Unidade B. G) Mica xisto intercalado na Unidade B. H) Contato entre quartzito e rochas metaultramáficas, onde ocorrem quartzitos ferruginosos e formações ferríferas. I) Quartzito ferruginoso bandado. J) Fotomicrografia do quartzito ferruginoso. K) Detalhe de cristais de magnetita intensamente alterados para hematita (luz refletida). 29

Figura 3.11. A) Relevo característico formado pelo xisto da Unidade B: morros arredondados, com vegetação escassa e localmente descampados com capa preta. B) Detalhe de biotita-quartzo xisto de granulação grossa e microbandamento incipente. C) Quartzo-biotita xisto com lâminas onde sillimanita (como fibrolita) é abundante. 31

Figura 3.12.A) Fotomicrografiade muscovita-biotita-quartzo xisto da Unidade C. B) Quartzo-biotita-sillimanita xisto, onde sillimanita cresce em relação de epitaxia com biotita. C) Quartzito feldspático, com biotita subordinada e microclina dominante. 32

Figura 3.13. A) Relevo característico do xisto da Unidade D: morros baixos, arredondados e com superfície escura. B) e C) Biotita-quartzo xisto finamente bandado, com intercalações de níveis quartzosos (bandas brancas), quartzo-biotíticas (bandas cinza, predominantes) e de calcissilicáticas (bandas escuras). D)Rocha calcissilicática com porfiroblastos de diopsídio variando de sin a, predominantemente, pós-cinemáticos. E)Intercalações de microbandas xistosas e calcissilicáticas. F) Fino bandamento do biotita-quartzo xisto, com porfiroblasto de granada. 36

Figura 3.14. Imagem aérea destacando relevo diferenciado do biotita granito foliado Santa Rosa, indicado pela seta, Imagem Google Earth *6.1.0.5001 Beta*. 36

Figura 3.15. Diferença entre relevo do granito foliado Santa Rosa, que é circundado por unidades metassedimentares xistosas. 37

Figura 3.16. A) Relevo característico do biotita granito foliado, formando lajedos descampados. B) Carácter intrusivo do granito foliado Santa Rosa nos xistos da Unidade D. C) Foliação marcada pela biotita.B) Xenólitos anfibolíticos estirados na borda do granito. D) Detalhe macroscópico do granito, mostrando sua característica leucocrática e composição de cerca de 10% de biotita. E) Detalhe de xonólito de anfibolito, intensamente estirado, cortado por apófises milimétricas do granito. F) Foto da borda do granito, com xenólitos anfibolíticos. 38

Figura 3.17. A) Fotomicrografia do granito foliado Santa Rosa, mostrando a foliação marcada por finos cristais de biotita orientados. B) Fotomicrografia em nicóis cruzados, evidenciando a composição predominantemente de microclina e quartzo, com plagioclásio em menor proporção. As maclaspolissintéticas da microclina comumente deformadas. C) Contato predominantemente poligonal entre os cristais. D) Foto de porção mais granatífera. E) Granada em fotomicrografia, representando a fração menor da rocha. 39

Figura 3.18. A) Metatonalito foliado com autólitosmáficos orientados na foliação. B) e C) Detalhe do metatonalitomáfico, com cristais de biotita e anfibólio anastomosando quartzo e feldspato e marcando a foliação. 40

Figura 3.19. A) e B) Fotos em nicóis descruzados e cruzados de metatonalito com cristal de allanita circundado por clinozoisita, orientados aproximadamente na foliação da rocha, dada pela biotita. C) Detalhe de cristais de epidoto e clinozoisita orientados segundo a foliação da rocha. D) Foliação da rocha marcada principalmente por biotita. E) Ocorrência de contatos poligonalizados entre cristais de quartzo. F) Foto geral da amostra, com foliação anastomosada, circundados cristais de plagioclásio e quartzo, e cristais de epidoto nela orientados. 41

Figura 3.20. A) Estratificação cruzada em arenito da cobertura aluvionar. B) Grânulos e seixo em variação faciológica ao longo da cobertura aluvionar. C) Intercalações entre argilito e arenito em camadas horizontais. 43

Figura 4.1. Detalhe da localização dos corpos de rocha metaultramáfica mapeados na região de São José da Safira, separados em corpos (1), (2) e (3). 45

Figura 4.2. A) Típico afloramento de rocha metaultramáfica, com superfície rugosa e escura de alteração. B) Agregados fibrorradiais de antofilita. C) Talco xisto. D) Aspecto da rocha metaultramáfica relativamente fresca, com foliação bem marcada e cor verde. E) Agregados fibrorradiais de antofilita sobrecrescendo a foliação marcada pelo talco. 47

Figura 4.3. A) e B) Tremolita sobrecrescendo a foliação, marcada pelo talco, em nicóis descruzados e cruzados. C) Porção menos serpentinizada de rocha metaultramáfica. D) Caminho de tremolita em cristais fibrorradiais discordante da estrutura da rocha. E) Cristais de piroxênio alterados a serpentina. F) Detalhe do cristal de piroxênio. G) Rocha metaultramáfica intensamente serpentinizada em nicóis descruzados. H) Cristal de olivina parcialmente serpentinizado. I) Rocha a piroxênio e olivina intensamente serpentinizada, com vênula de carbonato cortando-a. J) Detalhe da vênula de carbonato. 48

Figura 4.4. Rocha encaixante imediatamente nas imediações do diopsidito: A) Detalhe da abundância de carbonato. B) Detalhe de cristais fibrorradiais de actinolita. C) Cristais orientados de actinolita maracndo foliação. D) Em escala macroscópica. 49

Figura 4.5. Dados químicos dos cristais de anfibólio na rocha encaixante do diopsidito, imediamente nas imediações. Os cristais são de actinolita, mas bem próximo ao limite do campo da tremolita, de acordo com a classificação de Leake et al. (1997). 51

Figura 4.6. A) Afloramento de diopsidito. B) Cristais centimétricos, prismáticos e euédricos de diopsídio. C) Detalhe de cristal de diopsídio. D) Fotomicrografia de diopsídio analisado em microssonda. E) Cristal de diopsídio localmente uralitizado a actinolita. 52

Figura 4.7. A) Contato entre carbonato-actinolita xisto (rocha encaixante) com diopsidito. B) Veio de carbonato e quartzo cortando diopsidito. 53

Figura 4.8. A) Variação no conteúdo de Al_2O_3 versus Mg# nos cristais de diopsídio (*cf.* Python et al. 2007 and Santosh et al., 2010). B) variação de Na_2O versus Mg# nos cristais de diopsídio (*cf.* Santosh et al., 2010) 54

Figura 4.9. A) Amostra de flogopita-tremolita xisto intercalado no topo da Unidade A, nas proximidade de Marilac. B) Foliação Sn dobrada devido a boudinagem do corpo de rocha metaultramáfica. C) Detalhe dos cristais de tremolita e flogopita da amostra de rocha metaultramáfica. 55

Figura 5.1. Mapa geológico simplificado da região de São José da Safira. a) Sinformes; b) antiformes; c) lineação Ln; d) foliação Sn; e) zona de cisalhamento transcorrente destral; f) zona de cisalhamento de empurrão; g) contatos tectonizados reversos; h) zonas de cisalhamento reversas com componente destral; i) contatos normais; j) traço da foliação. 1) Complexo Guanhães e metabásicas (Arqueano); 2) Complexo Mantiqueira (Paleoproterozóico); 3) Granito Jenipapo (Paleoproterozóico); 4-7: Sucessão metassedimentar (Neoproterozóico), respectivamente Unidades A, B, C e D. 8) Granito foliado Santa Rosa (Neoproterozóico/Cambriano); 9) Intercalações tectonônicas de rochas metaultramáficas. VG: Virgolândia; NR: NacipRaydan; SJ: São José da Safira. 57

Figura 5.2. Perfis AA' e BB' mostrando as relações entre as principais unidades das regiões. Destaque para contatos alóctones (contato em linha grossa) e parautóctones (contato em linha fina). 58

Figura 5.3. A) Mapa magnetométrico (1ª derivada vertical) mostrando as principais zonas de cisalhamento do Orógeno Araçuaí (DS: Dom Silvério, AC: Abre Campo e sua possível continuação em linhas tracejadas) e os principais domínios tectônicos abrangidos pelo trabalho (BG: Bloco Guanhães, MS: Sucessão Metassedimentar, NC: Núcleo Cristalino). B) Ampliação da imagem (a) na área de estudo, as linhas contínuas mostram as principais zonas de cisalhamento, que acompanham a foliação, e as linhas tracejadas indicam os principais lineamentos magnéticos que sofrem inflexão de NNE-SSW para E-W, assim como a lineação de estiramento na área. 58

Figura 5.4. a) Afloramento de tectonito SL (cuja superfície erosionada é bastante similar à geomorfologia da área). b) Tectonito L no xisto da Unidade D. 59

Figura 5.5. Divisão dos domínios estruturais na área. 60

Figura 5.6. Dobras F_n, geradoras de foliação plano-axial S_n: (a) do tipo intrafolial, no Complexo Guanhães, Domínio I; (b) em dobras fechadas do gnaisse do Complexo Guanhães, com micas orientadas segundo S_n. 61

Figura 5.7. Dobras F_n no Domínio I. A) Dobras F_n intrafoliais apertadas. B) Estereograma do afloramento em (A), com eixo medido em azul e lineação de estiramento em vermelho. C) Dobra de primeira geração (F_n) no Domínio I, com foliação plano axial (S_n) e bandamento composicional (S_{n-1}) não completamento transposto. C) Estereograma do afloramento em (C), com lineação L_n perpendicular a b_n. E) Detalhe da relação plano-axial de S_n em relação a F_n do afloramento em (C). 62

Figura 5.8. Estereograma do subdomínio I.I. (a) Variação de S_n no embasamento, formando uma guirlanda principal com eixo com caimento para leste e uma secundária, com eixo para norte. (b) Lineação de estiramento com caimento predominantemente para leste. 63

Figura 5.9. Dobras associadas a zonas de cisalhamento, conforme esquema retirado de Harris et al., 2002. 64

Figura 5.10. Estereograma do subdomínio I.II, onde a foliação é milonítica e a lineação de estiramento predominantemente *downdip*. 64

Figura 5.11 . A) Sigmoide de foliação indicando movimento reverso de topo para W, Complexo Guanhães, subdomínio I.II. B) Sigmoide indicando movimento reverso de topo para W, subdomínio I.I. C) Sigmoide quartzo-feldspático indicando movimento reverso de topo para W, Subdomínio I.II. D) *Boudins* de foliação do tipo "cabeça-de-peixe", com preenchimento de quartzo no espaço entre os *boudins*. E) Sigmoide quartzo-feldspático indicando movimento reverso de topo para W, Subdomínio I.II. 65

Figura 5.12. A) Dobras F_n, geradoras de foliação plano-axial S_n em quartzo-biotita xisto da Unidade D, Domínio II. B) Fotomicrografia da dobra em (A). C) e D) Dobras F_n, geradoras de foliação plano-axial S_n em quartzo-biotita xistos da Unidade C, Domínio II. E) Apófise do granito Santa Rosa dobrada, com foliação plano-axial S_n pervasiva no granito e no xisto, onde corta o bandamento S_{n-1} pré-existente (bem marcado no xisto). 67

Figura 5.13. Estereograma geral da foliação S_n e lineação de estiramento L_n no domínio II da sucessão metassedimentar. A) As três concentrações no estereograma indicam os subdomínios. B) O estereograma de lineação mostra a predominância de lineações com caimento para NE e o efeito do redobramento em D_{n+1}, que rotaciona a lineação para caimentos no sentido SW. C) Estereogramas de dobras F_n, mostrando relação entre eixo b_n, foliação S_n e lineação L_n. 68

Figura 5.14. A) e B) Porfiroclastos de veio de quartzo indicando movimento reverso de topo para W, Unidade C, Domínio II. 69

Figura 5.15. Estereogramas comparativos das dobras F_n e F_{n+1} em escala de afloramento. Os eixos b_n e b_{n+1} são subparalelos, a foliação S_{n+1} possui mergulho mais forte e L_n é subparalela a b_n, com ângulo modal de aproximadamente 30º. 69

Figura 5.16. A) e B) Foliação S_n subvertical em rochas calcissilicáticas com intercalações metapelíticas da Unidade D, Domínio III. C) Tonalito G1 com foliação S_n. D) Tonalito G1 com foliação S_n subvertical e autólito estirado. 71

Figura 5.17. Dobras de segunda geração no Domínio I. A) Dobras abertas que gradualmente tornam-se suaves até o desaparecimento e redobram dobras intrafoliais de primeira geração, mostradas na Figura 5.7-a. Estruturas da fase D_{n+1}. C) e D) Dobras de S_n (paralela ao bandamento gnáissico), abertas a suaves, no embasamento do Complexo Guanhães. 71

Figura 5.18. Estereogramas comparativos das dobras F_n e F_{n+1} em escala de afloramento. Os eixos bn e b_{n+1} são subparalelos, a foliação S_{n+1} possui mergulho mais forte e L_n é subparalela a b_n, com ângulo modal de aproximadamente 30º. 72

Figura 5.19. Estruturas da fase D_{n+1}. A) Dobras abertas no Domínio III, onde S_n é subvertical. B) e C) Dobras abertas a fechadasno xisto da Unidade D, domínio II. D) e E) Padrão de redobramento em laço, ou tipo 3 de Ramsay, com geração de foliação de crenulação S_{n+1}, em dois afloramentos de quartzo-biotita xisto da Unidade C, Domínio II. F) Clivagem de crenulação, evidente nas porções mais xistosas e pouco pervasiva nas porções quartzosas, Unidade C, Domínio II; G) Crenulação em metapelito da Unidade D, Domínio III. 73

Figura 5.20. A) Dobras de segunda geração (F_{n+1}) em xisto da Unidade D, sem geração de plano axial. B) Cristal de granada estirado e dobrado por F_{n+1} (juntamente com S_n). C) Clivagem de crenulação em xisto da Unidade D. 74

Figura 5.21. A) e B) Diques pegmatíticos rotacionados com movimento reverso de topo para W. C) Tension gash de pegmatito rompida no plano da foliação, com deslocamento reverso de topo para W. 75

Figura 6.1. Mapa geológico simplificado da região de São José da Safira. a) Sinformes; b) antiformes; c) lineação L_n; d) foliação S_n; e) zona de cisalhamento transcorrente; f) zona de cisalhamento de empurrão; g) contatos tectonizados reversos; h) zonas de cislhamento reversas com rejeito dextral; i) contatos normais; j) zonamento metamórfico. 1) Complexo Guanhães e metabásicas (Arqueano); 2) Complexo Mantiqueira (Paleoproterozóico); 3) Granito Jenipapo (Paleoproterozóico); 4-7: Sucessão metassedimentar (Neoproterozóico), respectivamente Unidades A, B, C e D. 8) Granito foliado Santa Rosa (Neoproterozóico/Cambriano); 9) Intercalações tectonônicas de rochas metaultramáficas. 10) Localização das amostras utilizadas na termobarometria. VG: Virgolândia; NR: NacipRaydan; SJ: São José da Safira. 76

Figuras 6.2. A) Dobras Fn, geradoras de foliação plano-axial S_n. B) Foliação de crenulação S_{n+1}. C) Clivagem de Crenulação S_{n+1}. D) Cristal de Grt estirado segundo S_n, que é dobrada pelas dobras F_{n+1}. E) Grt sigmoidal em amostra orientada, indicando movimento reverso de topo para W. F) Porfiroblasto de granada rotacionado com sombra de pressão preenchida por Qtz e mesma indicação cinemática de (E). G) Sigmóide de foliação, com mesma indicação de movimento em (E). 80

Figura 6.3. Detalhe de Grt com inclusões de Ilm, Qtz, Zr, Chl e Bt. A) Luz transmititda, nicóis descruzados. B) Luz transmititda, nicóis cruzados. 81

Figura 6.4. C) Cristal de Grt com inclusões de Bt, Ilm, Qtz e Chl. B) Cristal de Grt, com trilhade inclusões em linha reta e rotacionada, envolto pela foliação S_n. C) Detalhe do cristal de granada e inclusões mostradas em (B). D) Poiquiloblasto de granada rotacionado, com inclusões praticamente perpendiculares a S_n. E) Porfiroblasto de granada com foliação interna ligeiramente oblíqua à foliação S_n (externa). F) Porfiroblasto de granada estirado segundo S_n. G) Porfiroblasto sigmoidal de de granada. G) Porfiroblasto subédrico a euédrico de granada sobrecrescendo (e truncando) a foliação S_n. 82

Figura 6.5. A) Grt sobrecrescendo S_{n+1} e St sendo envolvida pela mesma. B) Fibrolita sincinemática à foliação S_n. C) Detalhe dos finos cristais prismáticos de Sill. D) St e Ky sin-cinemáticas à foliação S_n. E) Cristal sin-cinemático (em relação a S_n) de Ky, sobrecrescendo Bt e Qtz. F) St com inclusões de cristais menores de St. G) Estaurolita orientada em relação a S_n. 83

Figura 6.6. A) Porfiroblasto pós cinemático de clorita sobrecrescendo de forma decussada a foliação S_n. B) Retrometamorfismo de estaurolita, gerando Ms+Chl+Qtz. C) Detalhe de "restos" de estaurolita em meio à massa de Ms+Chl+Qtz. D) Clorita primária, da zona da granada, ocorrendo de forma sin-cinemática a S_n. 84

Figura 6.7. A) Contato entre rocha calcissilicática e biotita-quartzo xisto (unidade D), com cristais orientados de Hbl. B) Porfiroblasto de Hbl em rocha calcissilicática com inclusões de Qtz+Ttn+Cz. C) Rocha calssilicática composta majoritariamente por Qtz, Pl, Cb e Cb. D) Retrometamorfismo de Mg-Hbl, com bordas sendo substituídas por Mg-Bt. 84

Figura 6.8. A) Di e Hbl orientados segundo S_n. B) Hbl com duas direções de orientação. C) Poiquiloblastos de Di imersos em uma matriz de Qtz+Pl+Micr. D) Detalhe das inclusões no Di de (C). E) Porção de rocha calcssilicática, intercalada na zona da sillimanita dos metapelitos, rica em Micr. 85

Figura 6.9. Detalhe de Hbl com inclusões de Cz/Ep, Pl, Qtz e Ttn. A) Luz transmititda, nicóis descruzados. B) Luz transmititda, nicóis cruzados. 86

Figura 6.10. Diagrama AFM esquemático da zona da granada, mostrando o campo de estabilidade dos minerais nas paragêneses (1) e (2). 88

Figura 6.11. A) e B) Co-existência de Sill+St+Grt em rocha com rara presença de Ms e rica em Bt. 89

Figura 6.12. Distribuição mineral, para uma composição determinada no sistema KCMAS-HC, em relação à temperatura. Modificado de Bucher & Frey (1994). 91

Figura 6.13. Fotomicrografias gerais das lâminas analisadas por microssonda eletrônica, abrangendo os campos utilizados para termobarometria. A) Granada-muscovita-biotita xisto da Unidade D. B) Granada-muscovita-biotita xisto da Unidade C. C) e D) Granada-biotita xisto da Unidade C. E) Granada-muscovita-biotita xisto da Unidade C. F) Sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto da Unidade C. G) Estaurolita-granda-muscovita-biotita xisto da Unidade D. H) Rocha calcisslicática da Unidade D. 99

Figura 6.14. Zonamento químico dos critais de granada nas amostras de xistos pelíticos, em porcentagem molar de almandina (Alm), grossulária (Grss), pyropo (Py) e espersatina (Sp). Os valores referentes à almandina situam-se no eixo esquerdo. Respectivos cristais de granada onde foram realizadas as análises. 101

Figura 6.15. Diagrama triangular Al-Mg-Fe^{+2} para classificação da biotita após Deeret al. (1992), onde os membros finais são: Annita ($K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$), Siderofilita ($K_2Fe_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$), Eastonita ($K_2Mg_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$ e Flogopita ($K_2Mg_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$). 104

Figura 6.16. Diagrama ternário dos feldspatos (ortoclásio-albita-anortita) indicando as duas composições encontradas nas amostras de xistos pelíticos. 105

Figura 6.17. Pequenos zonamentos químicos encontrados em alguns cristais de plagioclásio das amostras de xistos pelíticos. 105

Figura 6.18. Zonamento químico dos critais de granada na amostra de rocha calcissilicática, em porcentagem molar de almandina (Alm), grossulária (Grss), pyropo (Py) e espersatina (Sp). Os valores referentes à almandina situam-se no eixo esquerdo. 107

Figura 6.19. Diagrama ternário dos feldspatos (ortoclásio-albita-anortita) indicando as duas composições encontradas na amostra de rocha calcissilicática. 107

Figura 6.20. A) Localização dos mesmorestultados no diagrama de fácies de Bucher e Frey (1994). B) Localização dos resultados das amostras analisadas no THERMOCALC, com os respectivos erros. 111

Figura 7.1. Mapa geológico simplificado da região de São José da Safira. a) Sinformes; b) antiformes; c) lineação Ln; d) foliação Sn; e) zona de cisalhamento transcorrente; f) zona de cisalhamento de empurrão; g) contatos tectonizados reversos; h) zonas de cislhamento reversas com rejeito dextral; i) contatos normais;. 1) Complexo Guanhães e metabásicas (Arqueano); 2) Complexo Mantiqueira (Paleoproterozóico); 3) Granito Jenipapo (Paleoproterozóico); 4-7: Sucessão metassedimentar (Neoproterozóico), respectivamente Unidades A, B, C e D. 8) Granito foliado Santa Rosa (Neoproterozóico/Cambriano); 9) Intercalações tectonônicas de rochas metaultramáficas; 10) Localização das amostras selecionadas para geocronologia. VG: Virgolândia; NR: NacipRaydan; SJ: São José da Safira. 117

Figura 7.2. Afloramento do gnaisse do Complexo Guanhães amostrado em E15 (à esquerda) e detalhe da rohca (à direita). 120

Figura 7.3. A) Diagrama concórdia Wetherill da amostra E15 para todos os cristais de zircão analisados. B) Detalhe dos cristais de zircão herdados e de idade de cristalização da rocha. 120

Figura 7.4. A) Diagrama concórdia Wetherill da amostra E15 para todos mostrando a idade de intercepto superior em 2868 ± 14 Ma. 121

Figura 7.5. A) Afloramento amostrado para datação U-Pb do Complexo Guanhães em zona de cisalhamento. Detalhe das bandas félsicas e máficas do gnaisse à direita. 122

Figura 7.7. Diagrama concórdia Wetherill para idade de intercepto superior da amostra E40P, banda máfica do Complexo Guanhães. 123

Figura 7.8. Afloramento do Complexo Guanhães, na zona de cisalhamento (no contato com metassedimentos), amostrado em E40, na porção em que predominam bandas félsicas, detalhadas à direita. 124

Figura 7.9. Localização do afloramento amostrado em E144, representativo do granito Santa Rosa, mostrado em detalhe à direita. 125

Figura 7.10. Perfil A-A' com localização aproximada dos locais de coleta das amostras E91, E72 e E3. A localização da amostra E125, que foi coletada na porção sul da área, no contato com o embasamento, é apenas representativo. 126

Figura 7.11. Fotos dos locais de amostragem de cada unidade metassedimentar (à esquerda), com detalhe litolgico à direita. A) Grafita-quartzo-mica xisto da Unidade A (porção basal da Formação Ribeirão da Folha). B) Quartzito puro a micáceo da Unidade B (porção superior da Formação Ribeirão da Folha). C) Quartzo-biotita xisto da Unidade C (porção basal da Formação Salinas). D) Quartzo-biotita xisto com intercalações de rocha calcissilicática da unidade D (porção superior da Formação Salinas). 127

Figura 7.12. Diagrama concórdia para todos os cristais analisados nas amostras metassedimentares. E3, biotita-quartzo xisto intercalado com rocha calcissilicática da Unidade D; E91, quartzo-biotita xisto da Unidade C; E72, quartzito da Unidade B; E125, mica xisto da Unidade A. 128

Figure 7.13. Geotectonic setting of the Araçuaí – West Congo orogenic system and related cratons, with a box indicating the location of the focused region (modified from Alkmim et al., 2006). 130

Figure 7.14. Simplified geologic map of the Araçuaí orogen, highlighting the main lithotectonic assemblages, the Rio Doce magmatic arc (RDA), the Abre Campo shear zone (ACSZ) and the associated schist belt (modified from Pedrosa–Soares et al., 2008). M, Macaúbas Group; DS, Dom Silvério Group; J, Jequitinhonha Complex; S, Salinas Formation. 131

Figure 7.15. Formations of the Macaúbas Group in the Araçuaí orogen (modified from Pedrosa–Soares et al., 2011a). 134

Figure 7.16. Geologic map of the study area, São José da Safira region, eastern Minas Gerais State. 1, Archaean gneisses; 2, Palaeoproterozic gneisses; 3, Unit A (Ribeirão da Folha Formation); 4, Unit B (Salinas Formation); 5, Santa Rosa granite; 6, Brasilândia tonalite (Rio Doce arc); 7, metaultramafic bodies; 8, samples for zircon U–Pb geochronological analysis; 9, samples used for geothermobarometric studies. a, synform; b, antiform; c, stretching lineation (Ln); d, regional foliation (Sn); e, strike-slip shear zones; f, thrust shear zones; g, lithological contact; h, metamorphic isograds. Grt, garnet zone; St, staurolite zone; Ky, kyanite zone; Sill, sillimanite zone. Cities: VG, Virgolândia; NR, Nacip Raydan; SJ, São José da Safira. 135

Figure 7.17. Cross–sections and stratigraphic column of the schist belt in the São José da Safira area. 136

Figure 7.18. Photos from rocks of the study area. A, Archaean orthogneiss of the Guanhães basement; B, Archaean orthogneiss strongly affected by the Brasiliano deformation and metamorphism in the major shear zone that makes up the contact between the Guanhães basement and the schist belt; C, sillimanite–mica schist of the lower Unit A (Ribeirão da Folha Formation) showing large sigmoidal aggregates of fibrolite (white) within a weathered mica–rich matrix; D, banded quartz–biotite schist (turbiditic metawacke) with intercalations of calc–silicate rock (dark gray layers) of the upper Unit B (Salinas Formation); E, Santa Rosa foliated granite; F, metaultramafic rock with quite well–preserved metaperidotite (green portions) enveloped by talc–amphibole–rich schist (light gray color); G, tremolite–talc schist, with large tremolite porphyroblasts cutting the foliation marked by talc; H, diopsidite showing euhedral megacrystals of diopside; I, contact between carbonate(Cb)–actinolite(Act) schist and diopsidite, cut by a quartz(Qtz)–vein. 138

Figure 7.19. Stereonet plots of the small–scale structures related to D_n and D_{n+1} deformation phases: a, synoptic sterogram of contoured equal area plots of S_n foliation poles; b, synoptic stereogram of contoured equal area plots of L_n stretching lineation. 140

Figure 7.20. Photomicrographs of schists, showing their mineral composition and microstructures: A, syn–kinematic fibrolite (Sill) oriented along S_n foliation (); B, syn–kinematic staurolite (St) and kyanite (Ky) parallel to the S_n foliation (note the occurrence of retrograde muscovite, Ms); C, staurolite replaced by chlorite (Chl), quartz (Qtz) and muscovite, recording retrograde metamorphic reactions; d, garnet poikiloblast rich in (Bt), quartz and ilmenite (Ilm) inclusions; E, rotated garnet porphyroblast, embedded in Ms–Bt–Qtz–rich foliated matrix, containing straight trails of quartz and ilmenite; F, Chl+Bt+Ms+Qtz schist typical of the lowest grade rocks found in the area; G, biotite–rich bands intercalated with quartz-rich bands, apparently representing a relict of S_0, cut by S_n; H, crenulation D_{n+1}; I, sigmoidal porphyroblast of garnet, indicating top to west reverse kinematics; J) diagram showing mineral growth versus deformation (solid lines represent more frequent mineral phases). 142

Figure 7.21. THERMOCALC results plot on a petrogenetic grid (Barker, 1998; Bucher and Frey, 1994) and chemical profiles through garnet porphyroblasts from pelitic schists. The hatched square shows conventional thermobarometric data for sample E302. 144

Figure 7.22. Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains from the Guanhães basement gneiss (sample E40) and Santa Rosa granite (sample E144). 147

Figure 7.23. Concordia diagrams showing ages for: A, Santa Rosa granite (sample E144); B, Guanhães basement gneiss (sample E40); C, Neoproterozoic metamorphic overprinting on the Guanhães basement gneiss; D, Palaeoproterozoic metamorphic overprinting on the Guanhães basement gneiss. 148

Figure 7.24. Cathodoluminescence (CL) images for representative detrital zircon grains from metasedimentary rocks of the units A (Ribeirão da Folha Formation) and B (Salinas Formation). 149

Figure 7.25. Frequency histograms showing U–Pb age data for samples from Unit A (E125, E72) and Unit B (E91 and E3). 150

Figure 7.26. Concordia diagrams representing ages of the youngest sources for samples E72 (upper Unit A) and E3 (upper Unit B). 151

Figure 7.27. Evolutionary model illustrating the development of the accretionary wedge (not to scale cross-sections): A, subduction–controlled pre–collisional stage; B, filling of the flysch basin (Salinas Formation) in the pre–collisonal – collisional transition stage; C, collisional architecture as shown by the present-day rock exposures and landscapes. 156

Índice de Tabelas

Tabela 4.1. Dados representativos das cromitas encontradas nas rochas encaixantes dos diopsiditos. 51

Tabela 6.1. Dados representativos de química mineral para as amostras analisadas. 94

Tabela 6.2. Amostras analisadas na química mineral, com respectivas paragênese e localização no znomaento Barroviano impresso na área. 97

Tabela 6.3. Dados representativos de Mg# ao longo dos perfis (Figura 6.14) de granada realizados nas amostras de xisto pelítico e rocha calcissilicática analisados. Os dados estão distribuídos, de uma extremidade à outra da linha, em borda-centro-borda. 102

Tabela 6.4. Dados representativos de Mg# em biotita nas amostras de xisto pelítico. 104

Tabela 6.5. Resultados obtidos pelo THERMOCALC e repectivas reações consideradas para o sistema de cada amostra. 110

Tabela 6.6. Resultado das análises realizadas no THERMOCALC, com respectivas localizações segundo padrão zonal metamórfico identificados na área. O erro referente a cada cálculo é dado por "sd". 111

Tabela 6.7. Resultados termobarométricos obtidos pelo THERMOCALC através do centro dos cristais. 113

Tabela 6.8. Resultados obtidos através dos geotermômetros granada-biotita para as amostras de xistos pelíticos, a 7kbars, segundo calibrações de Thompson (1976) - T, Holdoway & Lee (1977) - HL, Ferry and Spear (1978) - FS, Perchuck & Lavrent'eva (1983) - PL - e Bhattacharya (1992) - B. 113

Tabela 7.1. Esquema dos aparelhos utilizados para datação U-Pb e respectivos laboratórios. 118

Tabela 7.2. Resultados das datações realizadas por SHRIMP nas amostras do embasamento. 119

Tabela 7.3. Cristais representativos do total analisado para a amostra E40P. 121

Tabela 7.5. Cristais representativos do total analisado para a amostra E40P 123

Table 7.6. Geothermobarometric data. 143

1. Introdução

Suturas são zonas de cisalhamento produzidas por empurrões ao longo do limite entre placas convergentes e variam em espessura desde algumas centenas de metros a dezenas de quilômetros (Coward et al., 1986 *in* Condie, 2005). Rochas da placa *hinterland* adjacentes às suturas são principalmente vulcânicas relacionadas ao arco e sedimentos do sistema de arco anterior da placa cavalgante, enquanto aquelas da placa *foreland* contêm comumente sedimentos de margem passiva. Fragmentos de rocha de ambas as placas e ofiolitos ocorrem nas *melanges* da sutura. Esses fragmentos possuem dezenas a milhares de metros em espessura e são aleatoriamente misturados em uma matriz cisalhada (Condie, 2005). Um dos problemas em reconhecer orógenos colisionais pré-cambrianos é a ausência de zonas de sutura bem definidas. As exposições crustais mais profundas em muitos terrenos desta idade reativados tornam difícil a distinção de zonas de sutura das outras zonas de cisalhamento (Condie, 2005).

A reconstrução estratigráfica de zonas de sutura é uma tarefa complexa, uma vez que estas regiões misturam sedimentos de vários ambientes (da placa foreland, da placa hinterland, de fundo oceânico, de estágios diferentes de granitogênese, etc). Além disso, as várias fases deformacionais, dos estágios pré-, sin- e pós-colisional podem causar inversões estratigráficas e retrabalhamento das sucessões sedimentares. Por outro lado, o arcabouço estrutural das zonas de sutura acaba sendo definido pelo estágio colisional, que superpõe as estruturas anteriores, muitas vezes gravando mais de uma fase de deformação. O tipo de metamorfismo preservado nestas regiões também varia de orógeno para orógeno.

A localização da zona de sutura do Orógeno Araçuaí vem sendo investigada desde a descoberta de remanescentes de litosfera oceânica neoproterozóica (Pedrosa Soares *et al*., 1990, 1992) e de rochas indicativas de arco magmático cálcio alcalino relacionado ao consumo da litosfera oceânica (Nalini, 1997; Pedrosa Soares *et al*., 1998). Entre estes dois importantes componentes geotectônicos (ofiolito e arco) se encontrariam as evidências tectono-metamórficas da zona de sutura, como tem sido sugerido, há mais de uma década, em publicações diversas (Pedrosa-Soares & Noce, 1998; Pedrosa-Soares *et al*., 1998, 2001; Aracema *et al*., 2000).

Na região a oeste do arco magmático, na porção setentrional do orógeno, encontra-se uma sucessão metassedimentar, composta predominantemente por xistos pelíticos, que forma uma faixa aproximadamente N-S (Figura 1.1), onde têm sido relatados corpos ofiolíticos (Neves e Ferreira, 1999; Queiroga, 2010). Esta faixa de xistos, portanto, encontra-se em um local chave para a estruturação do Orógeno Araçuaí, uma vez que pode conter remanescentes relacionados ao prisma acrescionário da orogênese neoproterozóica. Além disso, as evidências tectono-metamórficas, estratigráficas e geocronóligcas para a possível região da zona de sutura estariam localizadas

principalmente nestes metassedimentos, que carecem de estudos e são o principal foco deste trabalho (Figura 1.1).

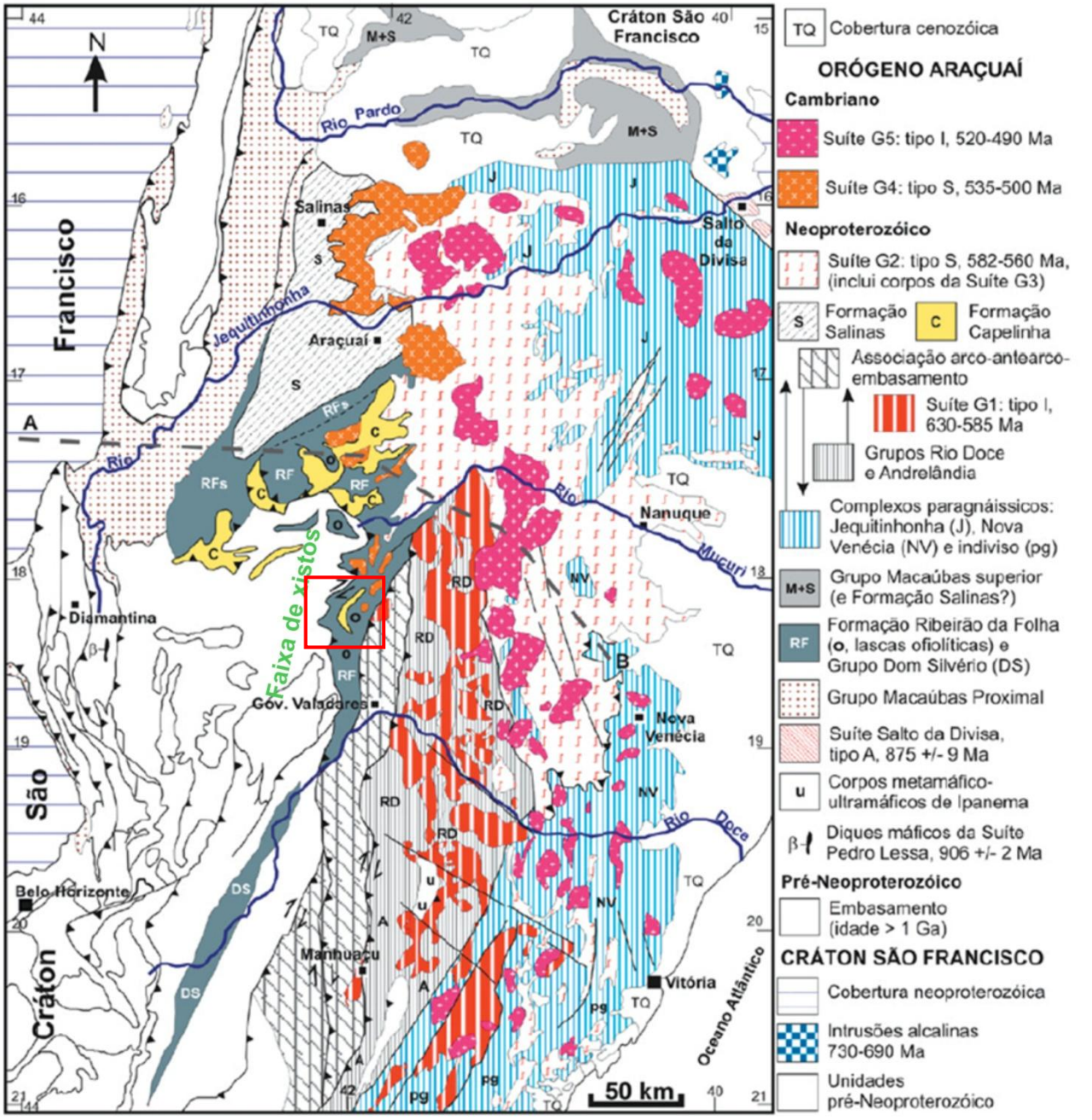


Figura 1.1. Mapa geológico do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al*. 2007), com indicação da região abordada nesta dissertação de mestrado (retângulo em vermelho).

Esta dissertação apresenta, portanto, estudos detalhados na faixa de xistos da porção norte da zona de sutura do Orógeno Araçuaí e rochas adjacentes. O financiamento foi concedido por projetos do CNPq, CPRM e CODEMIG, coordenados pelo professor A. C. Pedrosa Soares. O CPMTC (Centro de Pesquisas Manoel Teixeira Costa) também forneceu apoio laboratorial, tal como para preparação e descrição de lâminas. A preparação de amostras para geocronologia foi feita na

LOPAG-UFOP (Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquimica e Geocronologia) e as análises foram realizadas no CPGeo (Centro de Pesquisas Geocronológicas –USP) e no Laboratório de Geocronologia da UnB. As análises de miscrossonda foram realizadas no Laboratório de Microanálises da UFMG.

1.1. Objetivos

No sentido da abordagem do problema, a presente dissertação procura caracterizar os metassedimentos da porção setentrional da zona de sutura do orógeno Araçuaí a fim de responder as seguintes questões:

- → Qual é a estratigrafia e arquitetura tectônica da faixa de xistos na região setentrional de zona de sutura?
- → Qual(is) é (são) o(s) gradiente(s) metamórfico(s) reconhecidos na região?
- → Pode-se localizar com alguma precisão a zona de cisalhamento da sutura principal, ou se trata de um prisma acrescionário complexo transportado sobre o Bloco Guanhães?
- → Quais são as implicações dos resultados encontrados para a evolução geral do Orógeno Araçuaí?

1.2. Localização e acesso

O acesso à área de estudo é feito pela BR-381, saída a nordeste de Belo Horizonte, seguindo-se pela MG-434 até Itabira. Do município de Itabira, continua-se em sentido a Guanhães pela BR-120 cerca de 140 km. A partir de Guanhães, toma-se a BR-259 em sentido a Sarduá/Governador Valadares, virando depois de cerca de 100 km em direção a Coroaci/Virgolândia pela MG-314. Os últimos 5 km de estrada encontram-se em processo de pavimentação (Figura 1.2, em vermelho).

Um caminho alternativo pode ser feito pela BR-381, até Governador Valadares. De lá, toma-se a BR-116 por 11km, virando em direção à Marilac, através da BR-451. De Marilac segue-se para Nacip Raydan em uma estrada não pavimentada de 20 km (Figura 1.2, em verde).

O município de Virgolândia dista cerca de 360 km de Belo Horizonte.



Figura 1.2. Localização e acessos às cidades de Virgolândia, Nacip Raydan e São José da Safira.

1.3. Metodologia

Para elaboração desta dissertação, tendo em vista a problemática levantada, foi adotado o roteiro metodológico sucintamente descrito a seguir.

a) Levantamento bibliográfico, dividido em em dois segmentos. O primeiro deles é ralacionado aos trabalhos anteriormente desevolvidos na área, o que incluiu artigos publicados em revistas nacionais e internacionais, teses, dissertações, trabalhos de graduação e trabalhos de mapeamento regionais, como o Projeto Leste (Folha Santa Maria do Suaçuí, Silva, 2000). A segunda etapa de pesquisas bibliográficas foi relacionada à fundamentação teórica do trabalho proposto, principalmente sobre zonas de sutura: conceito, exemplos no Brasil e no mundo, padrão de metamorfismo e arcabouço tectônico presentes, tectono-estratigrafias, ocorrência de ofiolitos e situações gerais.

b) Compilação de mapas geológicos e topográficos da região. Para confecção de uma base geológica preliminar ao trabalho de mapeamento detalhado, na escala 1:50.000, foram utilizados

dois trabalhos de mapeamento realizados na região: (a) da Folha Santa Maria do Suaçuí (Silva, 2000), do Projeto Leste, desenvolvido pela CPRM/COMIG, na escala 1:100.000 (índice nº SE.23-Z-B-III, datum horizontal SAD 69); e (b) de Neves & Ferreira (1999), cujo mapa geológico foi desenvolvido na escala 1:25.000 na região de São José da Safira. Em seguida, foi realizada fotointerpretação da região a partir da análise de imagens aéreas obtidas pelo Google Earth (versão 6.1.0.5001 Beta) e de fotografias aéreas na escala 1:60.000 de vôos da USAF em março e abril de 1970, com altitude de 30.000 pés. Para a confecção em campo e final do mapa deste trabalho, foi utilizada a folha topográfica Santa Maria do Suaçuí, IBGE 1979 (índice nº SE.23-Z-B-III, datum horizontal SAD 69). Também foram utilizados nesta etapa mapas geofísicos magnetométricos (da 1ª derivada vertical) e de gamaespectometria (ternário de urânico, potássio e tório), na escala 1:500.000, obtidos no programa de Levantameno Aerogeofísico de Minas Gerais, área 12, da CODEMIG e CPRM. A partir dos mesmo, indentificaram-se as principais estruturas da região, bem como foram analisados domínios geofísicos possíveis de representar domínios litológicos.

c) Trabalho de Campo realizado em cerca de 50 dias, entre reconhecimento, aquisão de pontos e checagem, totalizando 390 pontos descritos de afloramentos de saprólitos e rochas frescas, em uma área de cerca de 36 km de largura por 30 km de comprimento. O mapa geológico realizado a partir destes dados encontra-se no Anexo I e está simplificado na Figura 3.1.

d) Descrição de 95 lâminas petrográficas, sendo 81 delgadas e 14 delgadas polidas. 12 são orientadas, para análise de micro-estruturas e cinemática local.

e) O tratamento dos dados estruturais foi realizado com auxílio do *software* Stereonet 3.2, sendo as plotagens dos planos realizadas em pontos polares.

f) As análises de química mineral foram realizadas em aparelho de microssonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL, do Laboratório de Microanálises do Instituto de Ciências Exatas – Universidade Federal de Minas Gerais. Para o cálculo termobarométrico foram confeccionadas sete lâminas delgadas polidas representativas das zonas da sillimanita, estaurolita e granada, com base no baixo grau de intemperismo. Para análise do diopsidito e da rocha encaixante foram selecionadas quatro amostras, três do primeiro e uma da segunda. A metodologia detalhada para cada fim encontra-se nos capítulos 6 e 7.

g) A coleta de amostras para datação de três das quatro unidades metassedimentares foi realizada em um perfil aproximadamente ao longo do Perfil A-A' (Anexo I), em uma seção onde todas elas afloravam, e da quarta póximo à zona de cisalhamento, na sua porção meridional. A amostra do granito Santa Rosa foi coletada próxima ao seu centro, em um local onde o mesmo era litologicamente homogêneo. As amostras do embasamento do Complexo Guanhães foram retiradas em dois pontos, na zona de cisalhamento (coletadas bandas félsica e máfica) e fora da mesma, onde o bandamento era mais difuso. A metodologia detalhada para a datação encontra-se no Capítulo 7.

Os dados foram tratados em LA-ICP-MS, nos laboratórios da Universidade de Brasília e da Universidade de São Paulo, e em SHRIMP, da Universidade de São Paulo.

h) Dentre alguns dos padrões adotados, a referência bibliográfica segue as normas da revista Gondwana Research (uma vez que o artigo, parte desta tese, foi submetido à mesma). Já as abreviações de minerais, exceto quando feito ressalvas no texto, seguem aquelas propostas por Bucher & Frey (1994): Ab: albita, Act: actinolia, Alm: almandina, Na: anortita, Ann: annita, Ap: apatita, Bt: biotita, Cb: carbonato, Chl: clorita, Chr: cromita, Cld: cloritóide, Cpx: clinopiroxênio, Czo: clinozoisita, Di: diopsídio, Grs: grossulária, Grt: granada, Hbl: hornblenda, Hem: hematita, Kfs: feldspato-K, Ky: cianita, Mag: magnetita, Micro: microclina, Ms: muscovita, Opx: ortopiroxênio, Phl: flogopita, Pl: plagioclase, Prp: piropo, Py: pirita, Qtz: quartzo, Rt: rutilo, Sill: sillimanita, Sps: espessartita, Srp: serpentina, St: estaurolita, Tlc: talco, Tr: tremolita, Tur: turmalina, Ttn: titnaita, Zo: zoisita, Zrn: zircão.

2. Contexto Geológico Regional

A área do presente trabalho situa-se no contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, um orógeno Neoproterozóico-Cambriano localizado na reentrância delineada entre os crátons do São Francisco e do Congo. No Brasil, o Orógeno Araçuaí, simplificadamente designado, é balizado entre os paralelos 15º e 21º (Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2007), encontrando-se desde a borda do cráton São Francisco até a margem do Oceano Atlântico.

O setor meridional do Orógeno Araçuaí e sua zona de sutura, a sul de Governador Valadares, foram motivo de investigação tectônica por diversos autores (*e.g.*, Cunningham *et al*., 1996, 1998; Peres *et al*., 2004; Alkmim *et al*., 2006, 2007; Silva *et al*., 2009). Este segmento da zona de sutura é caracterizado por zonas de cisalhamento NNE-SSW de alto ângulo, com marcante componente dextral, superpostas a empurrões no sentido oeste, rumo ao Cráton do São Francisco. No setor setentrional do Orógeno Araçuaí, de Governador Valadares para norte (Figura 2.1), estas zonas desaparecem e se destacam os falhamentos de empurrão de baixo a médio ângulo, com transporte tectônico de leste para oeste (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2008; Alkmim *et al*., 2006, 2007).

Segundo a compartimentação tectônica de Alkmim *et al*. (2006, 2007) realizada para o Orógeno Araçuaí, a região de estudo engloba o Bloco Guanhães (BG) e o Núcleo Cristalino (NC) (Figura 2.1).

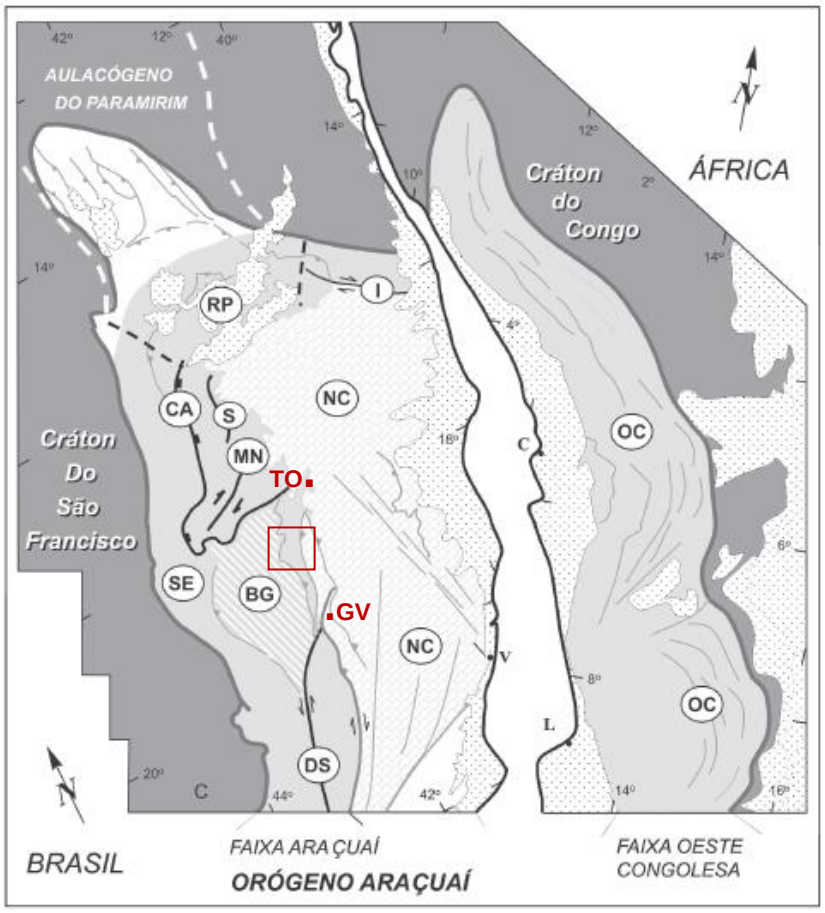


Figura 2.1. Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim *et al*., 2006, 2007). A região abordada nesta dissertação é indicada pelo retângulo em azul. SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congolesa. TO: Teófilo Otoni; GV: Governador Valadares.

2.1. Evolução Tectônica

Um dos primeiros trabalhos que impulsionaram a definição da estruturação do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2007) foi o de Almeida (1977), onde o autor define como Faixa de Dobramentos Araçuaí o limite leste do Cráton do São Francisco. No entanto, somente a partir do final da década de 80, com base nos conceitos modernos de Tectônica de Placas e de mapeamentos sistemáticos 1:100.000, as Faixas Araçuaí e Congo Ocidental tiveram sua origem relacionada à mesma orogenia.

Dentre estes trabalhos, alguns deram início à construção do atual modelo geotectônico para a região, nomeadamente: a descoberta de remanescentes de litosfera oceânica neoproterozóica (Pedrosa-Soares *et al*., 1990, 1992); a caracterização geoquímica e isotópica do batólito tonalítico Galiléia como cálcio-alcalino de arco magmático continental (Nalini, 1997; Pedrosa Soares *et al*.,

1998); e as correlações entre as faixas Araçuaí e Congo Ocidental (Brito-Neves & Cordani, 1991; Trompette, 1994).

Outros componentes geotectônicos foram sendo descobertos e caracterizados desde então, tais como depósitos de margem passiva, de antearco e *flysch*, lascas ofiolíticas, zona de sutura, arco magmático, granitos sin-colisionais e pós-colisionais (Aracema, *et al*. 2000; Lima et al., 2002; Peres *et al*., 2004; Vieira, 2007; Novo, 2009, 2013; Roncato, 2009; Santos *et al*., 2009; Queiroga, 2010). Juntos, indicam um orógeno com história acrescionária sucedida por uma etapa colisional (Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2007).

Uma característica peculiar da inversão tectônica ocorrida no Orógeno Araçuaí é sua característica confinada. Isto implica em que os crátons do São Francisco e Congo teriam permacido conectados tanto durante a abertura da bacia como durante seu fechamento, em uma ponte continental, que uniria as regiões da Bahia e do Gabão. Levando este fato em consideração, Alkmim *et al.* (2006, 2007) desenvolveram um modelo evolutivo chamado "Tectônica do Quebra Nozes" (Figura 2.2), que será sucintamente descrito a seguir.

Segundo esta proposta, o estágio de abertura da bacia precursora Macaúbas estaria registrado pelos sedimentos do Grupo Macaúbas, onde distinguem-se sedimentos de origem continental, de margens passivas proximal e distal e assoalho oceânico (Pedrosa-Soares *et al*., 2007; Uhlein et al., 1999, 2007; Martins et al., 2008; Babinski et al., 2012). O magmatismo associado ao início do estágio continental da bacia precursora são representados pelos diques máficos da Suíte Pedro Lessa (906 ±2 Ma, U-Pb TIMS, zircão e baddeleyita; Machado *et al*., 1989) e os granitos alcalinos da Suíte Salto da Divisa (875 ± 9 Ma, U-Pb SHRIMP, zircão; Silva *et al*. 2002, 2008). As margens continentais da bacia estariam conectadas por pelo menos quatro riftes interiores, sendo localizados no domínio São Francisco os aulacógenos de Pirapora e Paramirim (Alkmim *et al*., 2006, 2007; Cruz & Alkmim, 2006). Estas estruturas teriam sido responsáveis pela dissipaçãçao de tensões e acomodação de deformações no interior das zonas cratônicas (Alkmim *et al*., 2007).

A inversão desta bacia teria sido induzida à distância, em consequência da colisão entre as placas Rio de la Plata e São Francisco, por volta de 630 Ma (Alkmim *et al*., 2006). Esta colisão teria levado a Bacia Macaúbas a uma compressão generalizada, consumo da litosfera oceânica e geração de arco magmático cálcio alcalino já a esta época, representados pela Suíte G1 (Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2008, 2011b; Silva *et al*., 2005).

A etapa colisional, que avançaria de norte para sul, promoveria a propagação das zonas de empurrão para as zonas cratônicas e o soerguimento da cadeia montanhosa entre 580 e 560 Ma (Pedrosa Soares *et al*., 2001, 2007). Neste estágio seriam gerados os granitos sin-colisionais G2 e G3, do tipo S. Posteriormente, quatro grandes zonas de cisalhamento dextrais teriam sido formadas, implicando em escape lateral de material em direção a sul. A fase final, de colapso, seria

representada pela Zona de Cisalhamento Chapada Acauã (Marshark *et al.*, 2006) e pela geração das suítes graníticas G4 e G5, colocadas entre 530-500Ma e 520-480Ma, respectivamente (Pedrosa-Soares & Wiedmann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2011b).

Durante a fase colisional do orógeno, teriam sido depositados sedimentos da bacia *flysch*, representados pela Formação Salinas. Esta unidade seria a mais recente deste contexto, possuindo idade máxima de deposição 588 ± 24 (Lima et al., 2002; Alkmim *et al.*, 2007; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007; Santos *et al.*, 2009).

Dentre os compartimentos tectônicos resultantes da estruturação do Orógeno Araçuaí, o Bloco Guanhães e o Núcleo Cristalino serão detalhados a seguir, por fazerem parte da área de estudo da presente dissertação.

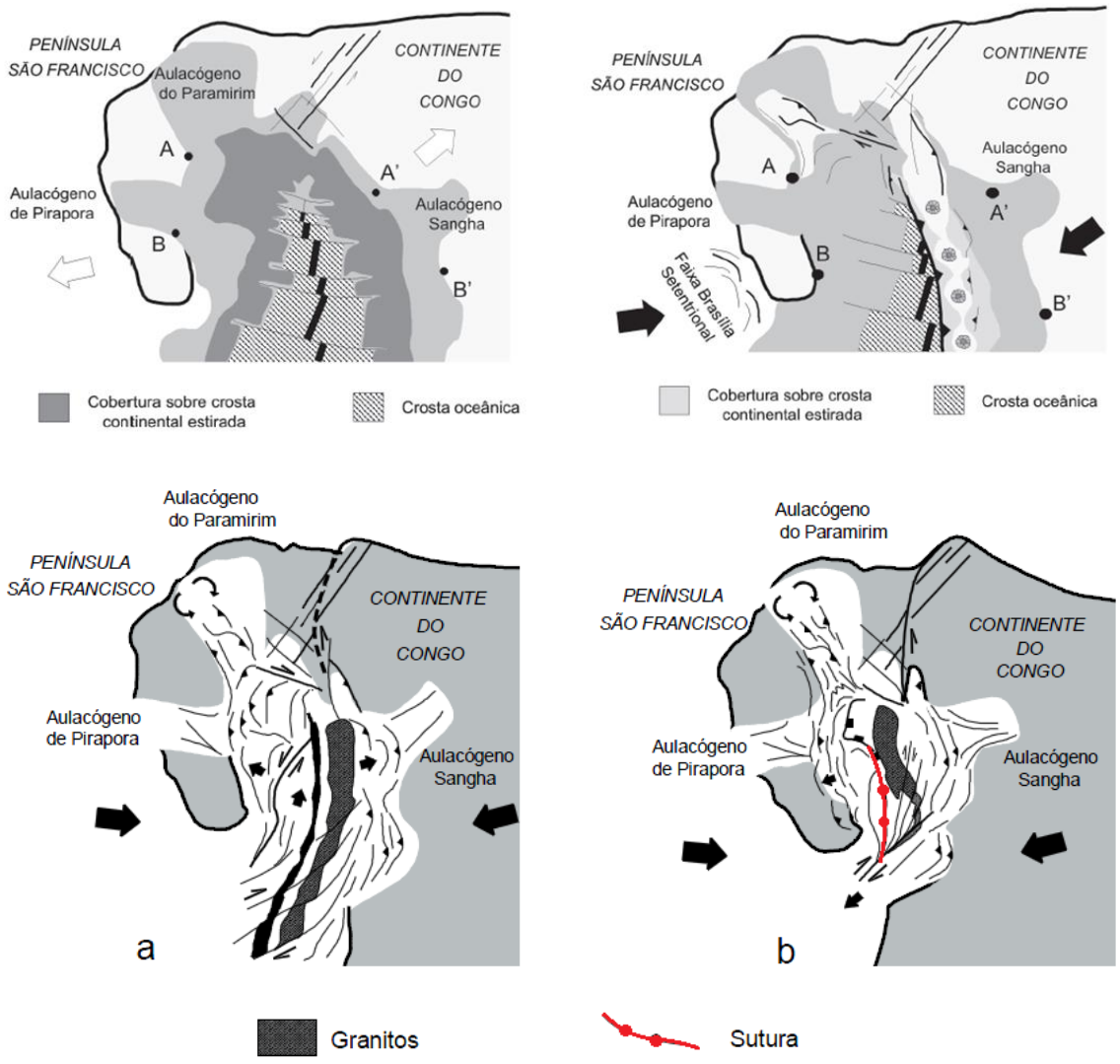


Figura 2.2. Desenho ilustrativo do modelo tectônico do quebra nozes para a evolução do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim *et al.* 2007). (a) A Bacia Macaúbas, antecessora do Orógeno Araçuaí há cerca de 800 Ma. (b) Fechamento incial da Bacia Macaúbas, há cerca de 600 Ma, como consequência das interações dos crátons do São Francisco, Paranapamnema e Kalahari. (c) Grande desenvolvimento do orógeno há cerca de 570 Ma. (d) Escape para sul da porção sul do orógeno e seu colapso extensional há cerca de 500 Ma.

2.1.1. O Bloco Guanhães

Assim denomido por Alkmim *et al*. (2006, 2007) um grande alto estrutural que expõe o embasamento do Orógeno a sudeste do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço (Figura 2.3). Supõe-se que este compartimento tenha atuado como um alto estrutural desde a época do rifte Macaúbas (Alkmim *et al*., 2006, 2007), uma vez que só as unidades distais e mais jovens do Grupo Macaúbas fazem contato com ele a norte (Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2007; Gradim *et al*., 2005). Dados isotópicos e de metamorfismo indicam que a parte central expõe um nível crustal mais profundo do que as porções adjacentes a leste e a oeste, e que seu sorguimento deu-se por volta de 510 Ma (determinações Ar-Ar em flogopita, Ribeiro-Althoff *et al*., 1977 *in* Alkmim *et al.,* 2007), idade provável do colapso gravitacional do orógeno (Peres *et al*., 2004).

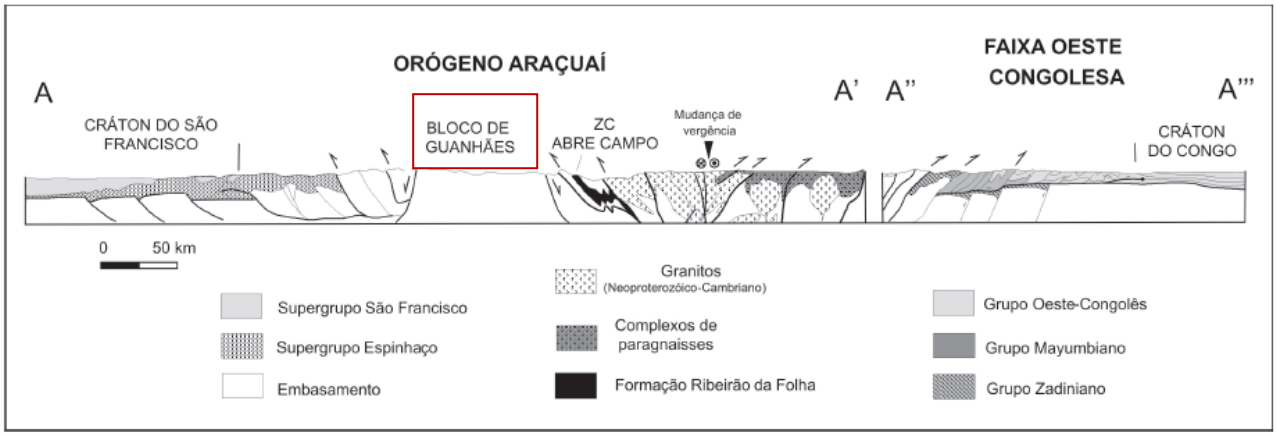


Figura 2.3. Seção geológica esquemática através de todo o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim *et al.* 2007).

2.1.2. O Núcleo Cristalino

Engloba o substrato paleoproterozoico de Orógeno Araçuaí, metamorfisado na fácies anfibolito alto a granulito, as suítes graníticas neoproterozoicas pré- a sin-colisionais relacionadas à orogenia Brasiliana e assembleias metavulcanossedimentares mais jovens que 630 Ma (Alkmim *et al*., 2007). A porção melhor caracterizada do ponto de vista estrutural é a meridional, para sul de Governador Valadares, onde são encontradas quatro zonas transcorrentes a transpressivas dextrais. Dentre estas, a de Abre Campo possui relevância particular, uma vez que deve representar uma sutura paleoproterozoica (Alkmim et al., 2007; Cunningham *et al*., 1998; Noce *et al*., 2007a, 2007b) reativada no neoproterozoico. A sutura paleoproterozoica é justificada pelo fato desta zona limitar a oeste o embasamento Mantiqueira, metamorfisado na fácies anfibolito, e a leste o embasamento Juiz de Fora, metamorfisado na fácies granulito (Cunningham et al., 1998; Brueckner et al., 2000; Alkmim et al., 2006). Já a sutura neoproterozoica, principalmente por limitar a leste a ocorrência de granitoides pré-colisionais G1 (Pedrosa-Soares *et al*., 2007) e a oeste a ocorrência de corpos ofiolíticos.

2.2. Estratigrafia

As unidades estratigráficas ocorrentes na região ainda não possuem estudos detalhados, por isso são individualizadas como unidades diferentes pelos diversos autores. A seguir, são apresentados os principais trabalhos realizados que abrangem os litotipos do embasamento do Bloco Guanhães e as unidades metassedimentares e granitos intrusivos do Núcleo Cristalino (conforme detalhado na Figura 2.4).

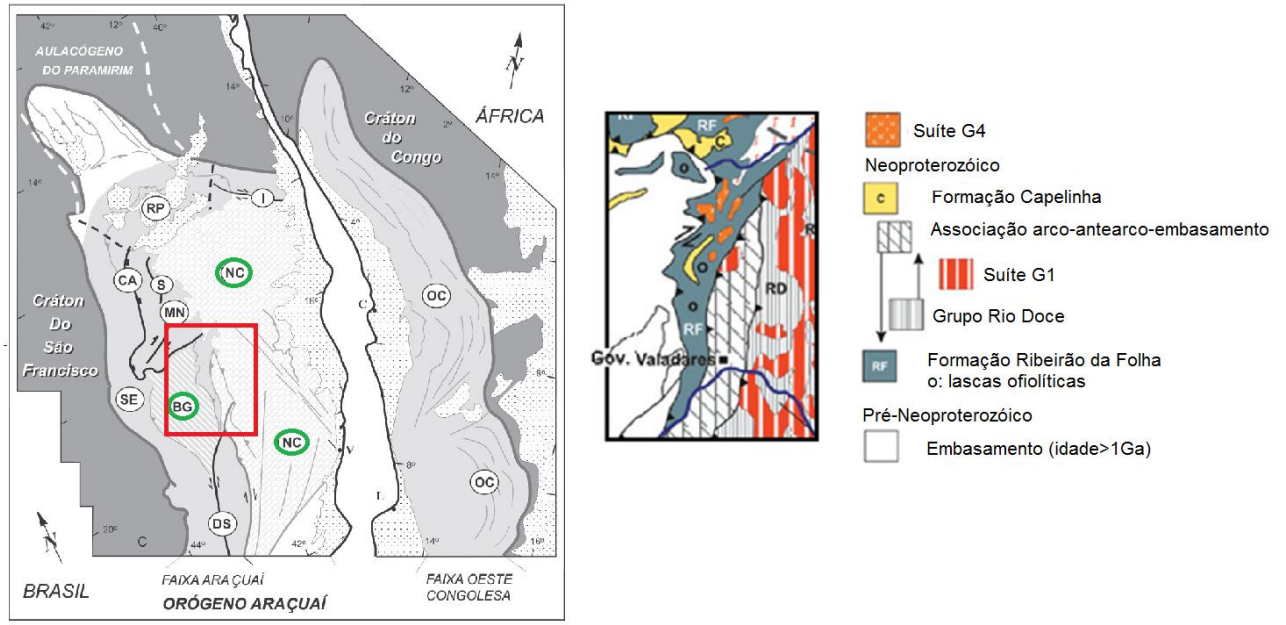


Figura 2.4. Localização da área de estudo na compartimentação tectônica de Alkmim (2006, 2007) (como mostrado na Figura 2.1) com foco na estratigrafia correspondente a cada compartimento segundo divisão de Pedrosa-Soares (2007). Na área de estudo ocorrem: BG, Bloco Guanhães; NC, Núcleo Cristalino.

2.2.1. O Bloco Guanhães

O primeiro mapeamento sistemático que engloba esta área foi realizado por Pflug (1965), na escala 1:1 000 000. Sob denominação de "Fácies Guanhães", foram englobadas rochas como itabirito, gnaisses e mica xistos. Trabalhos posteriores, como o Projeto Jequitinhonha, na escala 1:250 000 (Fontes *et al*., 1978, *in* Grossi Sad, 1997), agruparam estas rochas em duas unidades: um complexo gnáissico-migmatítico-granítico e um complexo vulcanossedimentar. Além disso, adicionaram ao mapeamento corpos intrusivos de matabasitos e rochas metaultrabásicas e corpos de granito e charnockito não especificados. Grossi-Sad (1997), no mapeamento 1:100 000 da Folha Guanhães (Projeto Espinhaço) sistematizou as unidades encontradas nesta folha e folhas adjacentes, baseado em trabalhos anteriores desenvolvidos pelo autor (Grossi-Sad *et al*., 1990a e Grossi-Sad et al., 1990b). Nesta divisão, dentre as unidades investigadas nesta dissertação, encontram-se: o Complexo Basal, constituído pelos granitóides TTG, sem diferenciação de corpos migmatizados, denominada Suíte Guanhães; e as rochas básicas e ultrabásicas intrusivas.

Silva (2000), no mapeamento da Folha Santa Maria do Suaçuí (Projeto Leste), utilizou uma divisão semelhante, no entanto incluiu no denominado Complexo Basal os corpos anfibolíticos e metaultrabásicos associados e acrescenta ao embasamento o Granito Jenipapo, um granito gnaissificado de provável idade transamazônica. Noce *et al*. (2007b) adotaram nomenclatura diferente e agrupam os gnaisses e migmatitos TTG Arqueanos no Complexo Guanhães.

Teixeira *et al*. (2000) contextualizaram geotectonicamente o Complexo Guanhães como parte de um antigo núcleo cratônico cuja borda foi afetada por um orógeno marginal Paleoproterozoico.

Em termos geocronológicos, Silva *et al*. (2002) forneceram datações para os gnaisses e migmatitos TTG entre 2867 e 2711 Ma, e para os corpos graníticos, um dos quais datados em 2710 Ma. As faixas metavulcanossedimentares foram consideradas de idade possivelmente Arqueana e as rochas metassedimentares portadoras de formação ferrífera, de idade Paleoprotrozoica (Noce *et al*., 2007b).

Os contatos das rochas do Bloco Guanhães com as unidades adjacentes são tectônicos. Em sua borda leste, falhas de empurrão, localmente com rejeitos direcionais, colocam a faixa de xistos sobre o embasamento (Alkmim *et al*., 2006, 2007).

2.2.2. O Núcleo Cristalino

O Núcleo Cristalino do orógeno Araçuaí na região em estudo subdivide-se em três porções: a unidade metassedimentar neoproterozóica, a associação arco-antearco-embasamento e os corpos da Suíte G4 (Alkmim et al., 2007; Pedrosa-Soares et al., 2007, 2008).

2.2.2.1. A unidade metassedimentar neoproterozoica

A leste do Bloco Guanhães, encontra-se uma sequência metassedimentar cuja denominação estratigráfica ainda é controversa. Caracterizada em trabalhos anteriores apenas regionalmente, é interpretada como pertencente aos grupos Rio Doce (Silva, 2000), Dom Silvério (Peres *et al*., 2004) ou à Formação Ribeirão da Folha (Queiroga et al. 2006, 2007; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007). Estas duas últimas unidades são correlacionadas entre si, interpretadas como resultado de sedimentação marinha (Peres *et al*., 2004; Pedrosa-Soares *et al*., 2007). Embora as rochas do Grupo Rio Doce possuam implicações genéticas nos trabalhos de Pedrosa-Soares *et al.* (2007) e Vieira (2007), relacionadas à sedimentação de arco magmático, no mapeamento realizado por Silva (2000) não há nenhuma referência quanto a esta questão. A semelhança litológica das rochas presentes na região de estudo com as rochas da Formação Ribeirão da Folha levou à adoção da nomenclatura e divisão estratigráfica regional de Pedrosa Soares et al. (2007).

Estudos e mapeamentos sistemáticos na área tipo da Formação Ribeirão da Folha tiveram um impulso a partir da década de 80 (Pedrosa-Soares *et al*., 1986; Freitas-Silva & Pereira, 1987; Lagoeiro & Menegasse, 1987; Silva *et al*., 1987; Pedrosa-Soares *et al*., 1990). Nestes trabalhos descreve-se a unidade, ainda sob divisão de "fácies", detalhadamente, como sendo composta por mica xistos peraluminosos (com granada, estaurolita, cianita e/ou sillimanita), quartzo-mica xistos, xisto grafitoso e rocha cacissilicática. Formações ferríferas, metachert e diopsidito, também descritos, foram interpretados como sedimentos exalativos originados em fundo oceânico. Rochas metaultramáficas foram caracterizadas como intercalações tectônicas ocorrentes neste pacote sedimentar e nos quartzitos que a sobrepõem. A seção litológica, no conjunto, é então interpertada como uma sequência ofiolítica.

Lima *et al*. (2002) foram os primeiros a classificar a então "fácies" Ribeirão da Folha como formação, pertencente ao Grupo Macaúbas. Tanto neste como em trabalhos subsequentes (Queiroga *et al.*, 2006, 2007; Pedrosa-Soares *et al*., 2007, 2011b; Queiroga, 2010) esta unidade é interpretada como a sedimentação distal da bacia Macaúbas.

Aracema *et al*. (2000), Queiroga *et al.* (2006) e Queiroga (2010) realizaram estudos detalhados desta sequência. Queiroga *et al*. (2007) apresentou a idade balizadora da abertura da crosta oceânica da bacia Macaúbas a partir de zircões de corpos de plagiogranitos que cortam anfibolitos da sequência ofiolítica (660 ± 29 Ma, U-Pb LA-ICP-MS).

A Formação Capelinha é a segunda unidade também mapeada na região de estudo, de maneira restrita, nos trabalhos de Pedrosa-Soares (1997) e Pedrosa-Soares *et al*. (2001, 2007). É basicamente composta por quartzitos e interpretada como uma unidade sobreposta à Formação Ribeirão da Folha. Segundo estes autores, sua sedimentação é relacionada ao fechamento da bacia Macaúbas.

2.2.2.2. Associação arco-antearco-embasamento

A leste da área em estudo, ocorre um conjunto de unidades cujos limites internos ainda são pouco definidos e, por isto, englobados na denominada "associação arco-antearco-embasamento" (Pedrosa-Soares *et al*., 2007). Nela são encontradas rochas paleoproterozoicas do Complexo Mantiqueira além de rochas infra- e supracrustais do arco magmático neoproterozoico, ou suíte G1 e Grupo Rio Doce, respectivamente.

O Complexo Mantiqueira caracteriza-se predominantemente por um biotita-anfibólio ortognaisse bandado, de composição tonalítica a granítica, com frequentes lentes, *boudins* ou camadas concordantes de anfibolito. Como característica marcante, possui o bandamento centimétrico a decimétrio, marcado pela alternância de bandas máficas e félsicas. O bandamento/foliação dos gnaisses é marcadamente de baixo ângulo com orientação entre N-S e

NNE-SSW, formado pelo dobramento e transposição de estruturas mais antigas (Teixeira et al., 2000; Duarte et al., 2004; Noce *et al*., 2007a, 2007b; Heilbron et al., 2010).

Idades U-Pb SHRIMP para a cristalização magmática os gnaisses variam de 2180 a 2041 Ma (Silva *et al.,* 2002; Noce *et al.,* 2007b). O ambiente tectônico interpretado para sua formação é arco magmático continental (Figueiredo e Teixeira, 1996; Noce *et al*., 2007b).

A suíte G1 compreende uma suíte cálcio-alcalina expandida, composta predominantemente por tonalitos, granodioritos e granitos, com fácies máficas a dioríticas e autólitos, regionalmente deformados pela orogenia Brasiliana, mas localmenete com fácies magmáticas bem preservadas (Nalini *et al*., 2005; Pedrosa-Soares *et al*., 2011b). Possui característica geoquímica metaluminosa a marginalmente peraluminosa, de médio-K e é datada entre 630 e 585 Ma (Pedrosa-Soares *et al*., 2011b).

Correlatos supracrustais da Suíte G1 são rochas piroclásticas e vulcanoclásticas metamorfisadas, de composição dacítica a riolítica, com assinatura de arco vulcânico, datadas em torno de 585 Ma, que perfazem o Grupo Rio Doce (Vieira, 2007).

2.2.2.3. Suíte G4

Pedrosa-Soares *et al*. (2001, 2007, 2011b) caracterizaram esta supersuíte ao longo do setor centro-norte do Orógeno Araçuaí. Consiste de plútons zonados na forma de balões, compostos de núcleos e raízes de biotita granito, gradacionando para leucogranito a duas micas e portadores de granada em direção à borda, capeados por cúpolas pegmatóides. Comumente exibem xenólitos e *roof-pedants* das rochas hospedeiras. Sua colocação forçou a foliação regional a acomodar os entornos das intrusões. Os granitos G4 são geralmente peraluminosos, mas as fácies ricas em biotita podem ser levemente metaluminosas. Eles representam o evento sub-alcalino, pós colisional, do tipo-S, de ganito-gnaisses relacionados ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí (Marshark *et al*., 2006; Pedrosa-Soares *et al*., 2001, 2011b).

Datações U-Pb fornecem idades de cristalização de ca. 530 Ma a ca. 500 Ma (Silva *et al*., 2005, 2007; Whittington *et al*., 2001).

Geologia Local

Como já citado anteriormente, são escassos os trabalhos que detalham a área em estudo em termos estratigráficos, metamórficos e estruturais. O objetivo desta seção é apresentar a descrição e interpretação dos dados de campo, geoquímicos e geocronológicos obtidos e contextualizá-los no quadro geotectônico regional.

3. Estratigrafia

As principais unidades da área mapeada são mostradas no mapa geológico simplificado da Figura 3.1 e na coluna tectono-estratigráfica da Figura 3.2.

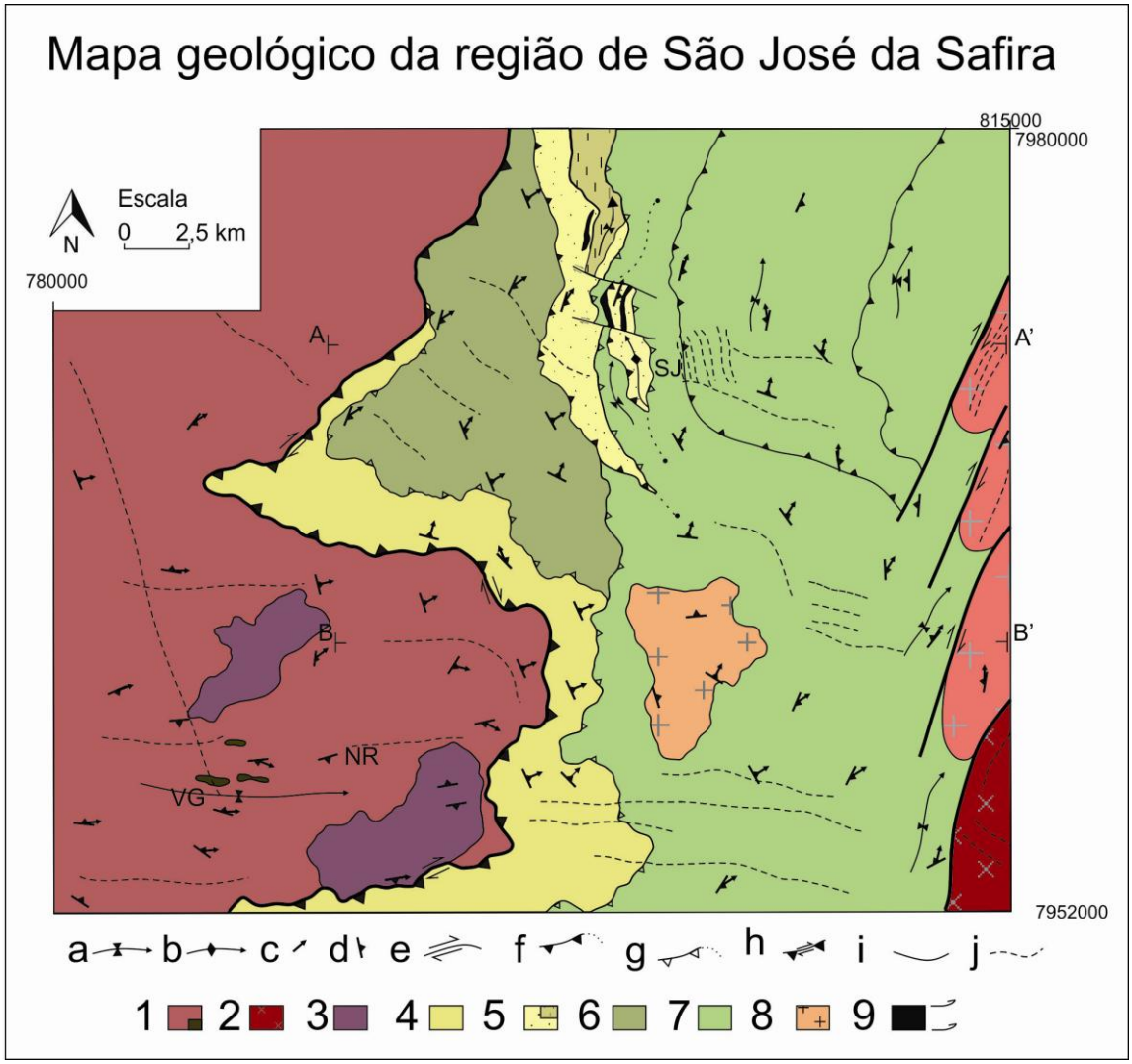


Figura 3.1. Mapa geológico simplificado da região de São José da Safira. a) Sinformes; b) antiformes; c) lineação Ln; d) foliação Sn; e) zona de cisalhamento transcorrente; f) zona de cisalhamento de empurrão; g) contatos tectonizados reversos; h) zonas de cisalhamento reversas com rejeito dextral; i) contatos; j) lineamentos. 1) Complexo Guanhães e metabásicas (Arqueano); 2) Complexo Mantiqueira (Paleoproterozoico); 3) Granito Jenipapo (Paleoproterozoico); 4-7: Sucessão metassedimentar (Neoproterozoico), respectivamente Unidades A, B, C e D. 8) Granito foliado Santa Rosa (Neoproterozoico/Cambriano); 9) Intercalações tectonônicas de rochas metaultramáficas. VG: Virgolândia; NR: Nacip Raydan; SJ: São José da Safira. A localização do mapa no orógeno Araçuaí é mostrada na Figura 1.1.

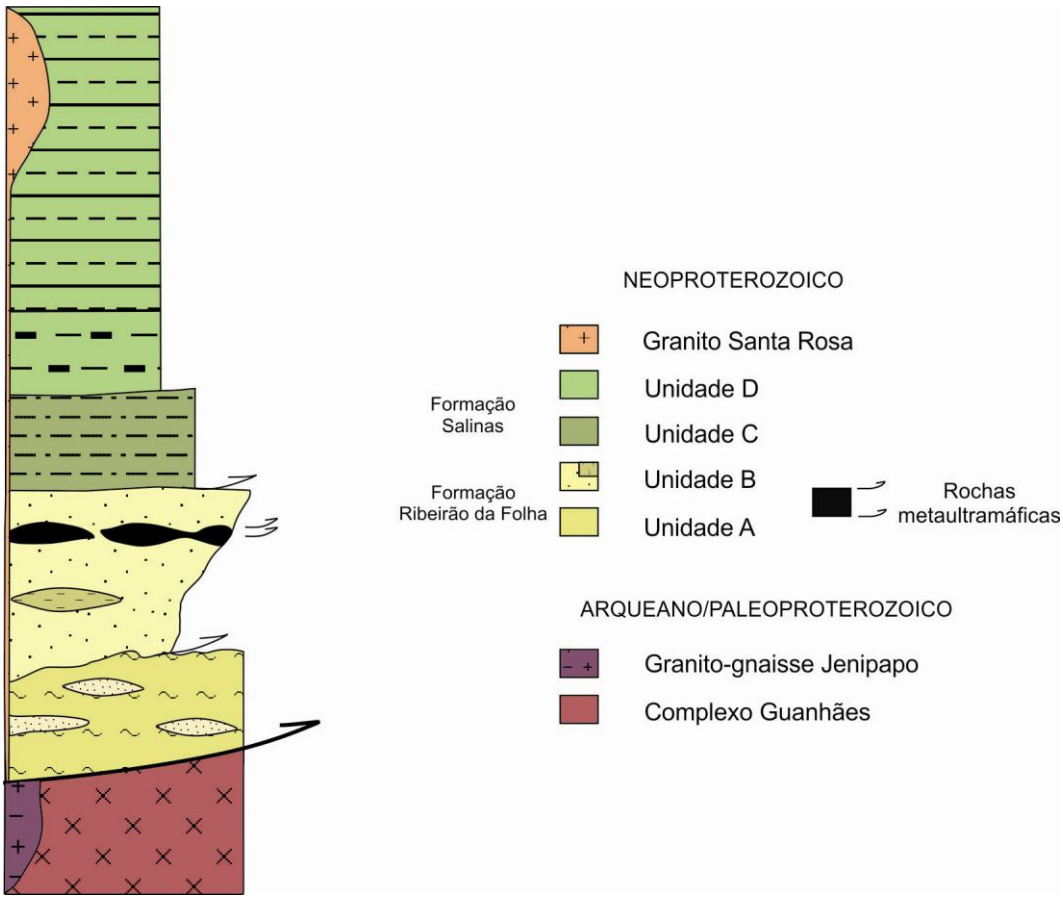


Figura 3.2. Esquema tectono-estratigráfico das principais unidades aflorantes na região abordada.

3.1. Complexo Guanhães

O Complexo Guanhães – ou Complexo Basal, no sentido de Silva (2000) – na área estudada compõe-se de três litotipos: um biotita-hornblenda gnaisse, que domina quase a totalidade da unidade; rochas metabásicas, que podem ocorrer como lentes ou corpos em geral hectométricos; e, de forma mais rara, lentes de rochas metaultramáficas.

3.1.1. Biotita-hornblenda gnaisse

Representando a maior porção do embasamento, este litotipo aflora na porção oeste do mapa, formando morros de cristas retas a arredondadas e solo silto-arenoso de cor rosada a avermelhada.

O gnaisse caracteriza-se por bandamento centimétrico a decimétrico, com bandas de coloração branco-acinzentada a cinza, mais raramente com bandas cinza-escuro a pretas, resultantes principalmente da variação no conteúdo de biotita e hornblenda (Figuras 3.3-a e 3.3-b). No contato com os metassedimentos situados a leste, caracterizado por uma zona de cisalhamento reversa a transpressiva dextral, o bandamento é bem marcado, com bandas retilíneas e intercalações mais proeminentes, de dimensões decimétricas a métricas (Figuras 3.3-c e 3.3-d). Nesta porção, texturas miloníticas são comuns, com presença de porfiroblastos rotacionados, sigmóides de foliação, dobras

intrafoliais e *boudins*. Em direção a oeste, o bandamento torna-se mais difuso, possuindo o aspecto bem marcado apenas localmente. As variações no bandamento passam a ser mais discretas, com intercalações de bandas intermediárias entre as máficas e as félsicas, em dimensões centimétricas a decimétricas.

As bandas máficas (Figura 3.3-e) possuem granulação média e textura lepidogranoblástica a nematogranoblástica, variando, respectivamente, com sua composição mais biotítica ou anfibolítica. São compostas por hornblenda (10-70%), biotita (2-60%), plagioclásio (15-20%), quartzo (3-15%), microclina (1-10%) e clinopiroxênio (0-10%). Titanita, apatita, zircão e opacos são acessórios. Os cristais de biotita, anfibólio e piroxênio nestas bandas são alongados e orientados, marcando foliação. Piroxênio frequentemente está uralitizado. Alguns cristais de anfibólio apresentam biotitização, indicando processos retrometamórficos. Titanita é comum, normalmente em finos cristais circundando as massas de anfibólio. Localmente as bandas apresentam enriquecimento em anfibólio, que perfaz mais que 90% da rocha.

As bandas félsicas (Figura 3.3-f) caracterizam-se por textura granoblástica a granolepidoblástica, equigranular, granulação fina a média, com contatos entre os cristais predominantemente retos, variando a irregular. Possuem composição sienogranítica, representada por microclina (55-75%), quartzo (10-30%), plagioclásio (5-10%), biotita (1-4%) e anfibólio (0-4%). Opacos, zircão, titanita e apatita são raros. Os cristais de microclina e plagioclásio são subédricos, comumente com maclas deformadas. O plagioclásio possui maclas comumente bem grossas. Quartzo está em cristais anédricos a subédricos, comumente com contatos poligonais entre os cristais e extinção ondulante. Biotita é o mineral máfico mais comum, está em finos cristais subédricos a euédricos, orientados.

Bandas intermediárias comumente são compostas por anfibólio (~35%), biotita (5-30%), microclina (20-30%), quartzo (10-15%), plagioclásio (2-5%) e titanita (1-7%).

Dentre as variações locais da composição das bandas, podem ocorrer bandas leucocráticas compostas por quartzo, microclina, plagioclásio e granada; bandas biotíticas, com biotita, anfibólio e microclina; bandas anfibolíticas, compostas por quase sua totalidade por anfibólio.

Intrusões pegmatóides são frequentes, principalmente na porção leste. Estão presentes paralelas ao bandamento, mas sua maior ocorrência é como apófises de dimensões decimétricas a métricas discordantes do bandamento.

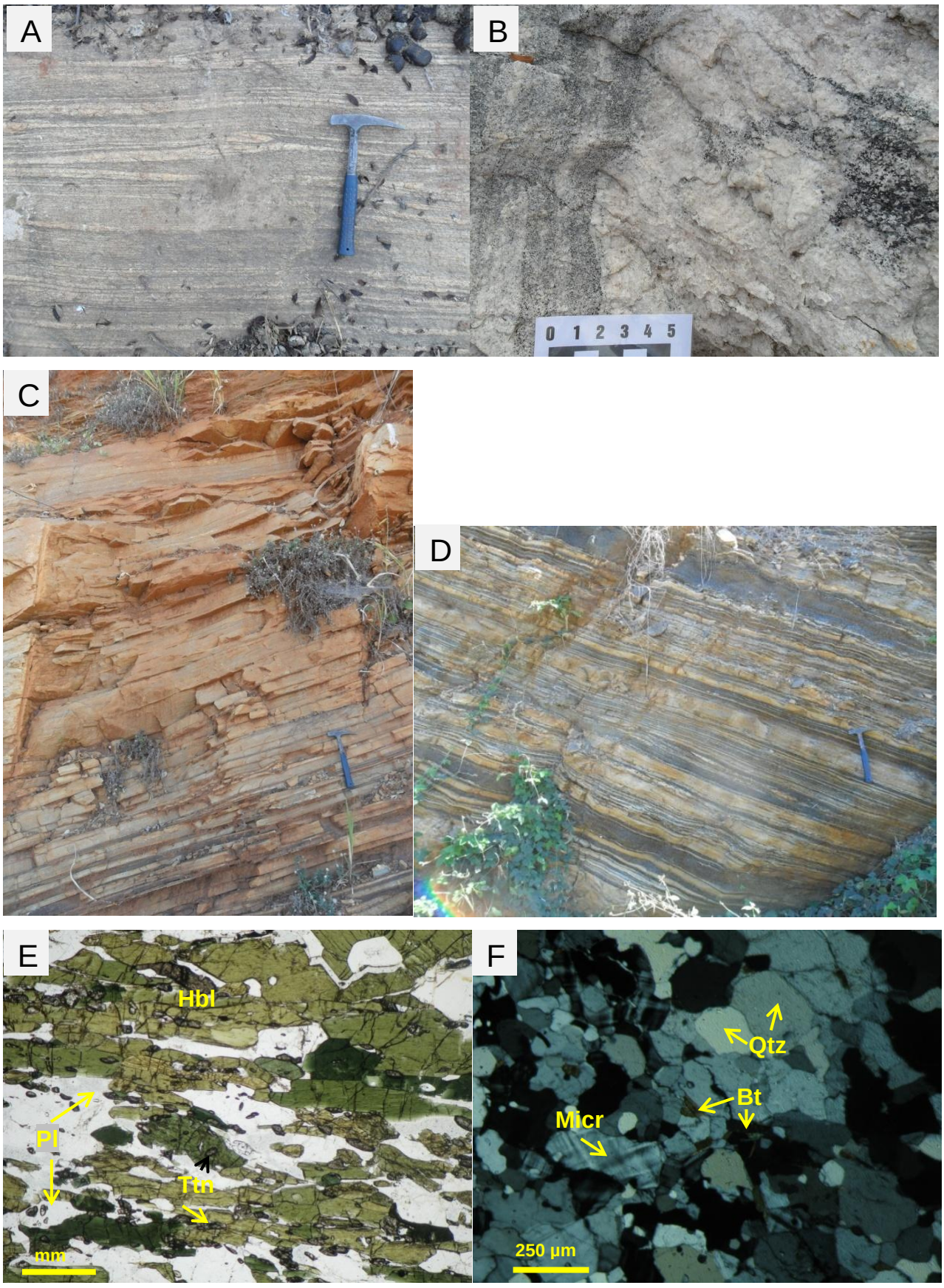


Figura 3.3. A) e B) Aspecto do biotita-hornblenda gnaisse nas porções mais internas do embasamento, com bandamento centimétrico a decimétrico, irregular a reto. C) e D) Bandamento decimétrico a métrico do gnaisse próximo à zona de cisalhamento, predominando na foto a banda félsica em (C). E) Fotomicrografia da banda máfica do gnaisse. F) Fotomicrografia da banda félsica do gnaisse.

3.1.2. Metabasitos

Este litotipo possui duas variedades litológicas, cujas principais diferenças encontram-se na textura e, subordinadamente, na composição mineralógica modal. Ambos ocorrem como lentes ou bandas paralelas ao bandamento do biotita-hornblenda gnaisse ou ainda como corpos de dimensões decamétricas a quilométricas, de direção predominantemente leste-oeste. O solo gerado por estas rochas é vermelho a vermelho escuro, a vegetação é densa e os morros possuem cristas arredondadas.

Por estar comumente intercalado e transposto junto ao bandamento gnáissico, a relação primária entre o gnaisse e o metabasito é comumente mascarada. Apenas em um afloramento, mostrado na Figura 3.4-a, observa-se que estes corpos intrudem o gnaisse cortando-o ou concordante ao seu bandamento.

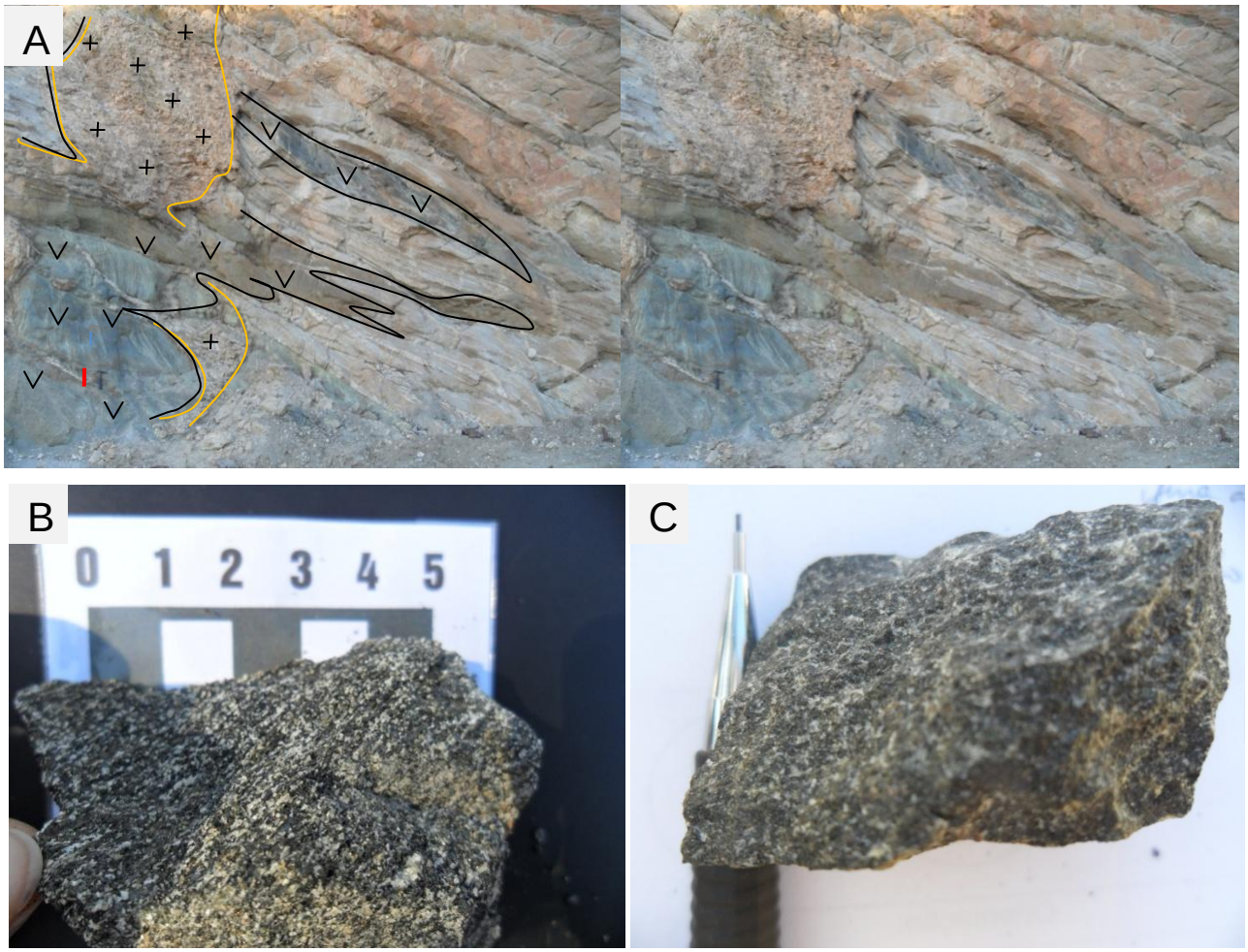


Figura 3.4. A) Relação possivelmente intrusiva dos metabasitos no gnaisse, tendo sido deformado e intrudido por pegmatitos posteriormente. B) Aspecto em amostra de mão dos anfibolitos, com textura nematoblástica bem marcada. C) Hornblenda-fels com textura granoblástica.

O primeiro dos subtipos é um **anfibolito,** preto quando fresco, acinzentado a avermelhado quando intemperizado, com textura nematoblástica, equigranular, granulação média e foliação bem marcada. Os cristais de anfibólio são alongados e orientados e, menos comumente, cristais de quartzo e plagioclásio também estão discretamente estirados (Figura 3.4-b e Figuras 3.5-a e 3.5-b).

Sua composição principal é: anfibólio (61-76%), plagioclásio (5-30%) e quartzo (5-18%). De maneira variável ocorrem granada (0-6%), titanita (0-6%) e clinopiroxênio (0-4%). Apatita, zircão e opacos são raros. O principal anfibólio é a hornblenda, que está em cristais prismáticos, subédricos a euédricos, alongados, com forte pleocroísmo. Plagioclásio está em cristais subédricos e comumente não apresentam as maclas polissintéticas, sendo bem distinguível principalmente nas rochas mais alteradas, em que a sericitização e caolinização são comuns. O diopsídio é o piroxênio presente nestas rochas, apresenta frequentemente uralitização e possui matizes pálidas, variando de verde a verde azulado. Granada é comum, em cristais anédricos a subédricos de até 1 mm de diâmetro.

O segundo litotipo é um **hornblenda-fels**, que se diferencia do anfibolito pela ausência de foliação, apresentando estrutura maciça (Figuras 3.4-c e 3.5-c e 12-d). A textura destas rochas é granoblástica e a granulação fina. Sua composição é: anfibólio (~57%), diopsídio (~20%), plagioclásio (~10%), granada (~8-10%), quartzo (~4%) e titanita (~2%). Hornblenda forma aglomerados de dimensões em torno de 0,5-1 cm, de cristais finos, majoritariamente com 0,2 mm de diâmetro. Os prismas são curtos, largos e pequenos. No centro destas massas, o diopsídio se destaca pelo seu relevo mais forte, pleocroísmo fraco e cor mais pálida. Possuem em torno de 2-3 mm de comprimento. Granada é bastante comum e está presente principalmente circundando as massas de anfibólio/piroxênio. Plagioclásio ocorre em cristais subédricos, pouco alongados, ainda preservando maclas polissintéticas segundo lei da albita. Localmente as maclas tornam-se difusas e apresentam extinção ondulante. Quartzo ocorre em cristais subédricos de contatos poligonais. Titanita está em cristais subédricos, também crescendo próximo aos cristais de anfibólio e possuem em média 1mm de maior alongamento.

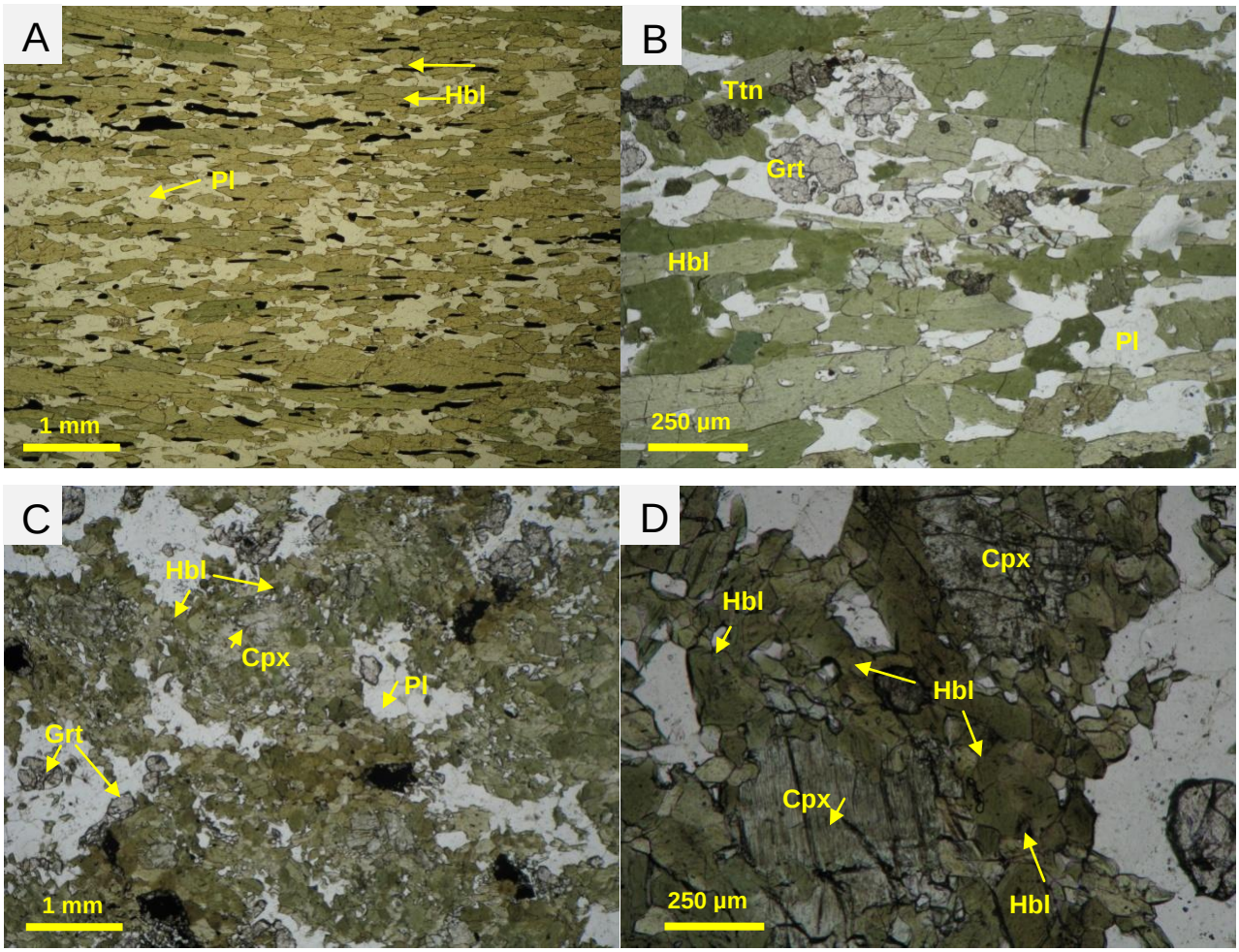


Figura 3.5. A) Anfibolito formado majoritariamente por hornblenda e plagioclásio, com textura nematoblástica marcante. B) Fotomicrografia em detalhe de anfibolito, com cristais de hornblenda orientados, granada e titanita. C) Fotomicrografia do hornblenda-fels ao microscópio, com textura granoblástica. D) Detalhe dos cristais de diopsídio no centro de cristais de hornblenda.

3.1.3. Rochas metaultramáficas

As rochas metaultramáficas ocorrem como corpos de extensão decamétrica ou em camadas boudinadas, intercaladas no biotita-hornblenda gnaisse (Figura 3.6-a). Possuem comumente estrutura maciça, cor preta e granulação média a grossa. Macroscopicamente são facilmente identificados cristais de anfibólio, algumas vezes formando agregados fibrorradiais de aproximadamente 1 cm de diâmetro. Duas variadades principais foram encontradas, sendo ambos xistos, mas com um deles preservando minerais ígneos, como ortopiroxênio e olivina, e o outro completamente metamorfisado, sendo composto principalmente por tremolita e clinocloro (Figura 3.6-b). De forma rara, o primeiro pode ocorrer com fenocristais de piroxênio (Figura 3.6-c).

A primeira variedade é um clinocloro-tremolita xistos com textura nematolepidoblástica, composta predominantemente por uma matriz fina de clinocloro (50%) e tremolita (20%) envolvendo clastos de ortopiroxênio (12%), clinopiroxênio (5%) e anfibólio (2%) (Figura 3.7-a). Cristais de hercynita (1%) encontram-se pintalgados pela amostra. Os cristais de piroxênio são

centimétricos, atingindo até 2 cm de comprimento, em cristais anédricos. Tremolita ocorre como cristais finos, subédricos, orientados na matriz da rocha (e em meio ao clinocloro) atingindo até 1 mm de comprimento. Clinocloro é o mineral predominante, os cristais estão orientados, marcando foliação, lamelares, subédricos, com até 3 mm de comprimento, mas predominando com em torno de 1 mm de comprimento.

O outro litotipo é um xisto composto majoritariamente por tremolita (~50%) e clinocloro (~30%), com textura nematoblástica, granulação média a grossa, com cristais de tremolita de até aproximadamente 1 cm de comprimento (Figura 3.7-b). Os cristais de tremolita são anédricos a subédricos com fraturas preenchidas por carbonato (14%) e talco (5%). Os cristais de clinocloro possuem granulação média a grossa, também alcançando 1 cm de comprimento, com formas subédricas a euédricas, localmente fraturados. Hercynita (1%) ocorre como cristais pintalgados pela amostra, mais raramente concentrados, anédricos a subédricos até 1 mm de largura (Figura 3.7-c).

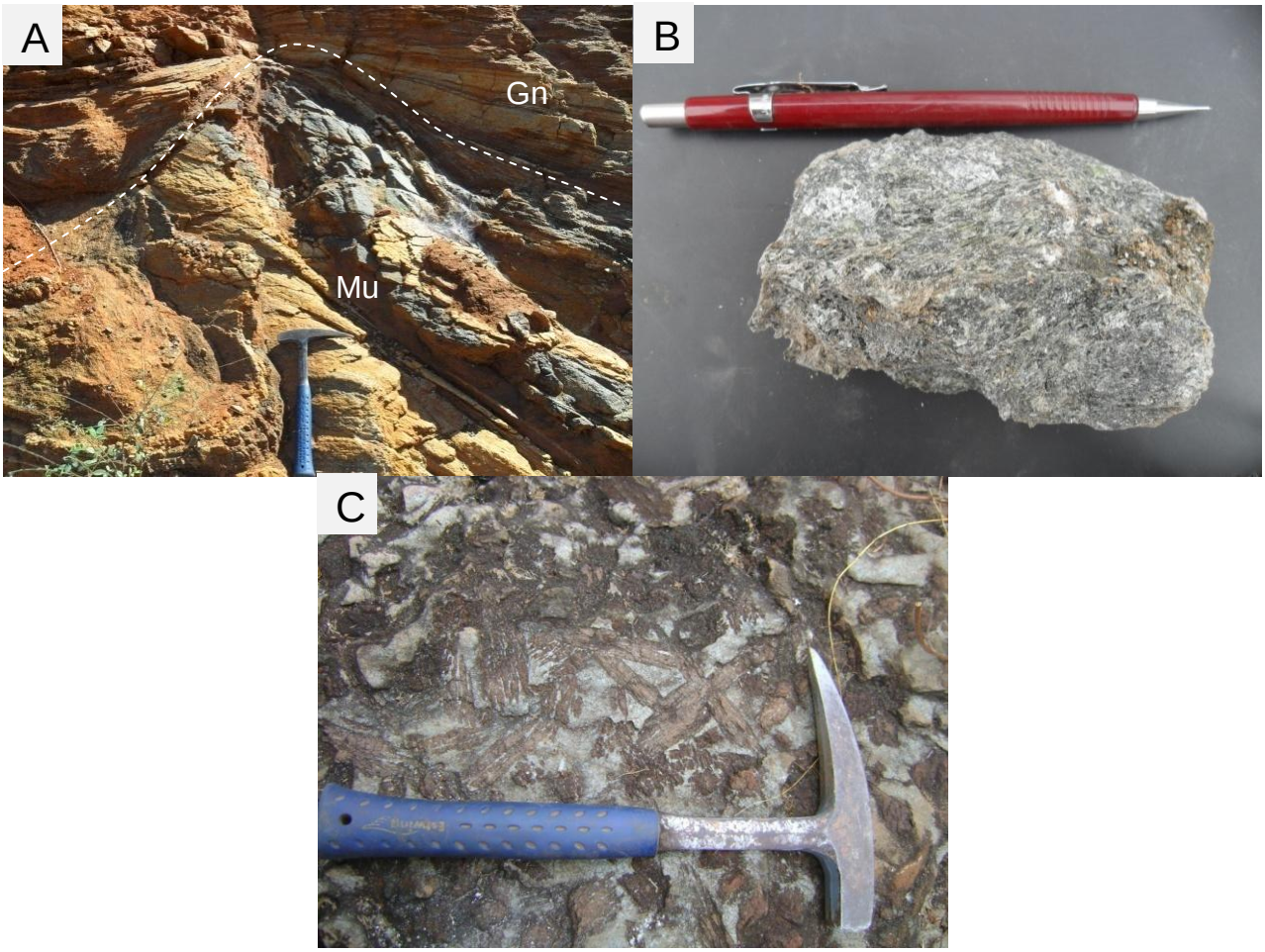


Figura 3.6. A) Lente de metaultramáfica intercalada no gnaisse do embasamento e boudinada, Mu: metaultramáfica, Gn: gnaisse. B) Rocha metaultramáfica composta principalmente por clinocloro e tremolita. C) Rocha metaultramáfica do embasamento, composta principalmente por piroxênio em cristais centimétricos (cristais prismáticos na foto).

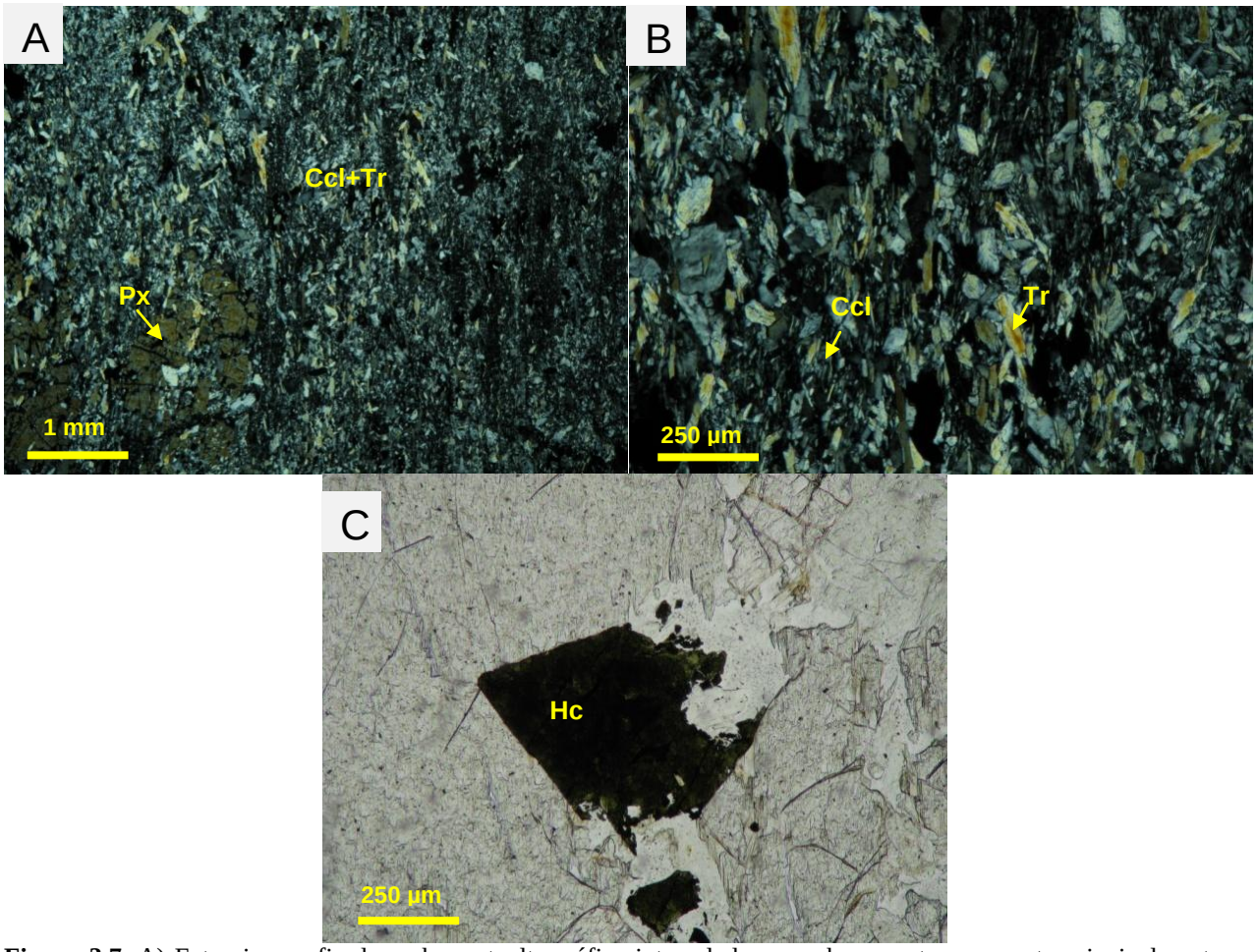


Figura 3.7. A) Fotomicrografia de rocha metaultramáfica intercalada no embasamento, composta principalmente por clinocloro (Ccl) e talco com cristais de piroxênio intensamente uralitizados. B) Rocha metaultramáfica composta predominantemente por clinoanfibólio e talco. C) Cristal de hercynita em rocha metaultramáfica.

3.2. Granito-gnaisse Jenipapo

Este litotipo aflora em corpos de direção leste-oeste, comumente formando *hogbacks* de escarpas acentuadas (Figura 3.8-a). Possui, em mapa, geometria de corpos intrusivos no biotita-hornblenda gnaisse, mas deformados concordantemente com este. O solo proveniente destas rochas é argiloso a arenoso, variando de rosa a avermelhado.

O litotipo é bastante homogêneo, leucocrático, de granulação média a grossa. Possui textura lepidogranoblástica a granolepidoblástica, bandamento milimétrico característico e foliação anastomosada, com cristais de biotita envolvendo quartzo e feldspatos (Figuras 3.8-b e 3.8-c).

A composição da rocha varia de sienogranítica a monzogranítica, tendo como mineralogia principal quartzo (33-36%), microclina (19-32%), plagioclásio (10-24%) e biotita (15-19%) (Figuras 3.8-d e 3.8-e). Hornblenda pode estar presente (0-8%) e titanita (0-2%) ocorre subordinadamente, principalmente próximo a cristais de anfibólio. Sericita (~4%), localmente em cristais mais desenvolvidos de muscovita, pode estar presente como mineral secundário, proveniente da sericitização de microclina e plagioclásio. Microclina e plagioclásio estão presentes

em cristais subédricos, comumente com maclas deformadas. Os cristais de quartzo variam de granulação fina a grossa, com cristais incipientemente a fortemente estirados e forma anédrica a subédrica. O contato entre os cristais é comumente irregular ou lobado, mas estão em transição para cristais não estirados de contato poligonal.

Raramente este litotipo possui lentes métricas de anfibolito paralelas ao bandamento.

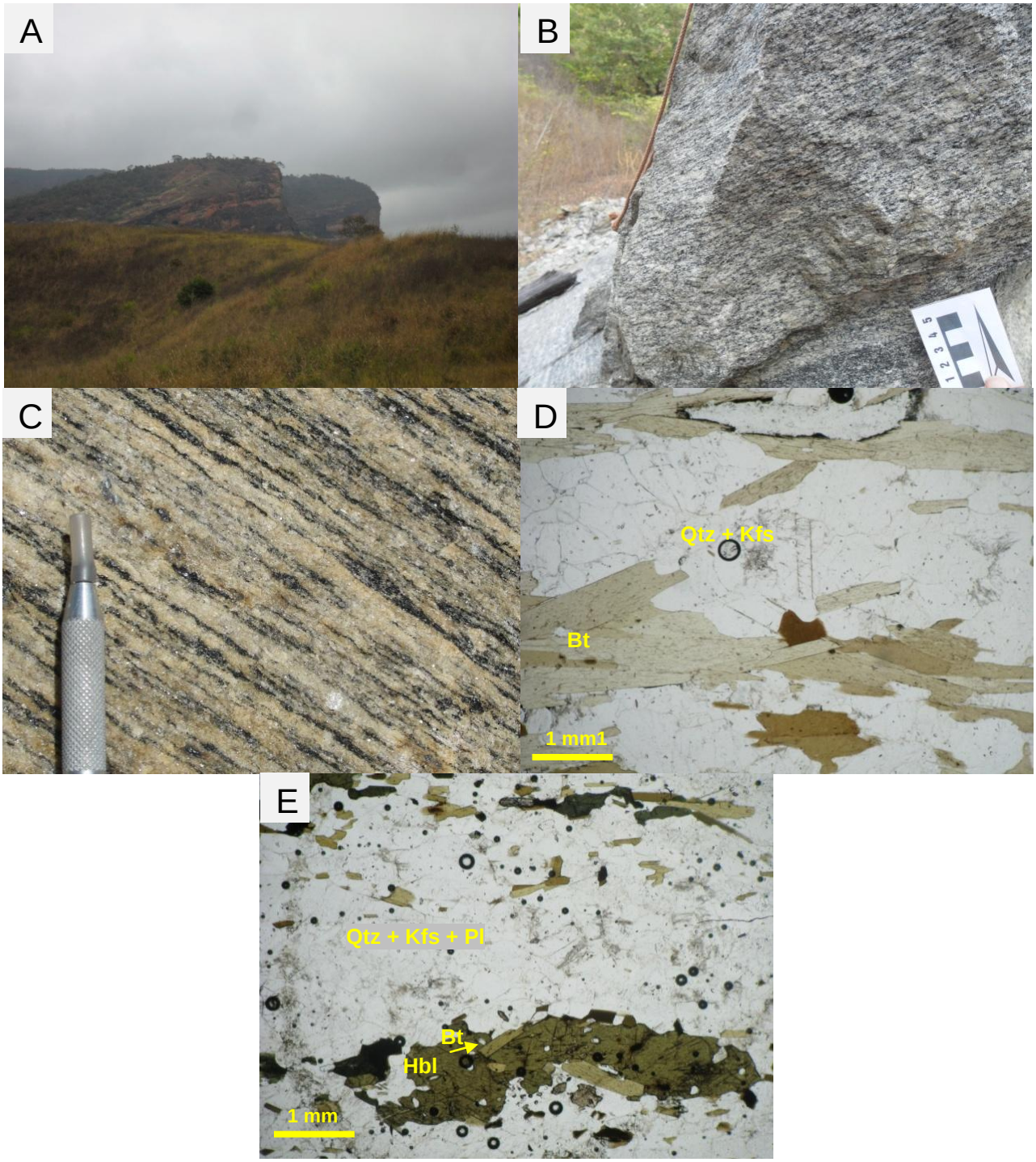


Figura 3.8. A) Corpo de granito-gnaisse Jenipapo, formando relevo de *hogback*. B) e C) Aparência típica em escala macroscópica do biotita granito-gnaisse. O bandamento milimétrico gera um aspecto listrado da rocha. D) Fotomicrografia do biotita granito-gnaisse, com bandamento milimétrico e foliação dada pela orientação dos cristais de biotita. A granulação grossa da rocha se destaca. E) Hornblenda é mais rara que biotita neste litotipo, na fotomicrografia ambas marcam a foliação.

3.3. Cobertura metassedimentar

A cobertura metassedimentar é composta de duas formações: Ribeirão da Folha e Salinas. Ambas podem ser subdivididas, de acordo com a predominância dos litotipos aflorantes, em duas unidades, mas tratando-se de fato de variações laterais e verticais da mesma formação.

A Formação Ribeirão da Folha é composta predominantemente por mica xistos, com granada, sillimanita, grafita, quartzo e plagioclásio variáveis e intercalações de quartzito. Em sua porção basal as intercalações são principalmente em lâminas, localmente formando camadas decimétricas. No entanto, em direção à porção superior da formação, passam a predominar quartzitos puros a micáceos, com raras intercalações de camadas de mica xistos variados. Devido a esta variação, que pode ser distinguida em escala regional, a Formação Ribeirão da Folha foi dividida em duas unidades: **A** (ou porção inferior) e **B** (ou porção superior).

De forma similar, a Formação Salinas, que é composta predominantemente por mica-quartzo xistos, possui diferenças ao longo de sua sucessão. A porção basal é composta por quartzo-mica xistos de granulação média a grossa e bem homogêneos, enquanto em direção ao topo a granulação diminui e passam a ocorrer intercalações de rochas calcissilicáticas. O limite de ambas as porções também pode ser aproximado em escala regional, dividindo-se, desta maneira, a Formação Salinas em duas unidades: **C** (ou porção inferior) e **D** (ou porção superior).

Duplicações do pacote metassedimentar ocorrem invertendo a posição original destas unidades e, juntamente com o arcabouço tectônico da região, será melhor detalhado no Capítulo 5.

3.3.1. Formação Ribeirão da Folha

3.3.1.1. Unidade A

A formação Ribeirão da Folha é dividida em duas unidades. A unidade A é a mais basal, está em contato com o embasamento através de uma zona de cisalhamento reversa a transpressiva dextral que acompanha a foliação. Possui maior espessura para sul, onde alcança até os 2,5 km, e afina em direção a norte, até o desaparecimento.

Na base do pacote concentra-se grafita-muscovita xisto (Figura 3.9-a), que é caracterizado pela cor acinzentada, aspecto gorduroso, granulação média a grossa e foliação penetrativa. Sillimanita e granada são frequentes e localmente concentram-se porções ferruginosas com hematita, quando fresco. Grafita pode, localmente, compor até 90% da rocha.

Para o topo, o pacote gradaciona para biotita-muscovita xisto e aumenta a proporção de lentes, lâminas ou mesmo camadas de quartzito, que localmente intercalam-se de forma rítmica (Figuras 3.9-b a 3.9-d). O mica xisto é caracterizado pela cor cinza, quando fresco, a alaranjada, quando intemperizado, textura lepidogranoblástica a lepidoblástica, granulação média a grossa,

prevalecendo a grossa, aspecto sedoso e foliação penetrativa. Os quartzitos são puros a micáceos, possuem textura granoblástica e granolepidoblástica e de granulação fina a média.

A composição mineralógica principal destes xistos é muscovita, biotita, grafita, granada e sillimanita; quartzo e plagioclásio são comuns (Figuras 3.9-e e 3.9-f). Turmalina, apatita e zircão são acessórios (<1%).

Sillimanita (0-30%) é um mineral pervasivo nesta unidade, observada em agregados de cristais fibrosos (fibrolita) ou, raramente, como agregados, que atingem até 1 cm de comprimento, de microcristais prismáticos. Frequentemente cresce no núcleo de cristais de biotita em relação textural de epitaxia. Macroscopicamente, é também observada em formas ocelares ou em lamelas descontínuas de até 4 cm de espessura, com os cristais sempre orientados segundo a lineação de estiramento mineral. Granada (0-5%) ocorre como poiquiloblastos, com inclusões de quartzo, biotita, turmalina e ilmenita; os cristais podem atingir até 2 mm de comprimento, possuem forma suavemente sigmoidal e com inclusões de quartzo e biotita, em caminhos retos, orientadas de forma ligeiramente oblíqua à foliação principal. Muscovita (35-65%) e biotita (0-45%) ocorrem como cristais lamelares, subédricos a euédricos com até 4 mm de comprimento, marcando a foliação. Grafita (0-90%) está presente como lamelas subédricas, estiradas, sempre associadas com muscovita. Quartzo (0-35%) e plagioclásio (0-7%) ocorrem como cristais subédricos a euédricos, estirados, localmente formando laminações sub-milimétricas a milimétricas que se intercalam com os níveis micáceos. Turmalina pode alcançar até 2 mm de comprimento, em cristais prismáticos, subédricos, orientados na foliação.

Os quartzitos intercalados nesta unidade possuem textura granolepidoblástica equigranular e granulação fina, com foliação marcada por cristais de muscovita (Figura 3.9-d). Quartzo (~75%) ocorre em cristais subédricos, com contatos predominantemente poligonais, possuindo em média 0,5 mm de diâmetro. Quando em contato com minerais opacos ou muscovita, o contato passa a ser mais irregular a reto, respectivamente. Vênulas de quartzo estirado, atingindo 2 mm de espessura, estão presentes concordantemente à foliação. Muscovita (~20%) está presente em cristais lamelares finos e alongados, subédricos a euédricos, com até aproximadamente 1 mm de comprimento. Os cristais de opacos (<5%) possuem hábito prismático a granular e localizam-se principalmente próximo a muscovita. Quando oxidados, geram coloração alaranjada.

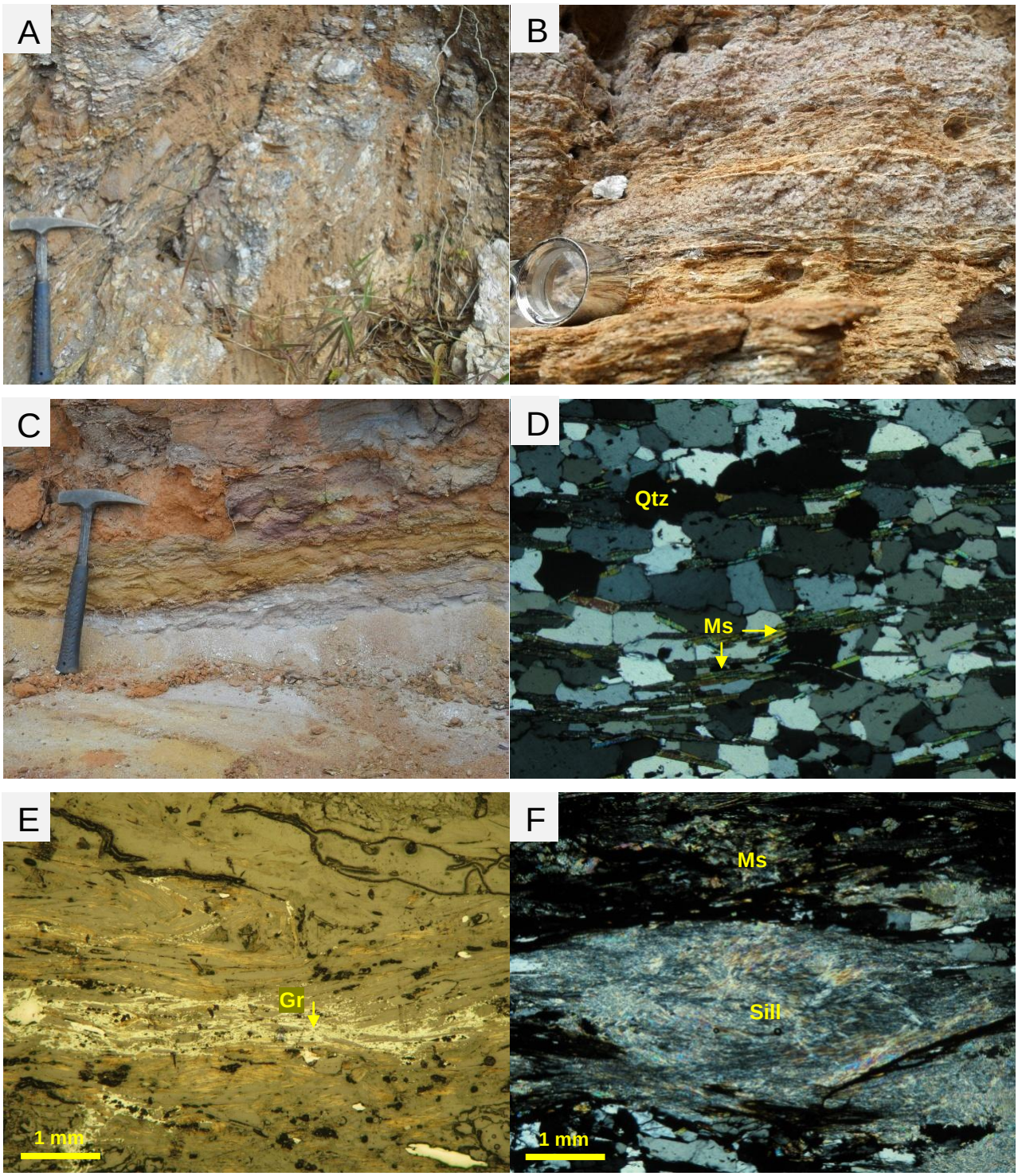


Figura 3.9. A) Muscovita-grafita xisto. B) Intercalações quartzosas em mica xisto centimétricas. C) Intercalações decimétricas rítmicas entre quartzito e mica xisto. D) Fotomicrografia de quartzito micáceo intercalado entre mica xisto da Unidade A. E) Fotomicrografia de grafita-mica xisto, com detalhe para a grafita (foto em luz refletida). F) Fotomicrografia de silimanita-muscovita xisto, com detalhe para agloramerado ocelar de sillimanita (fibrolita).

3.3.1.2. Unidade B

A Unidade B é restrita à porção setentrional do mapa, onde duas zonas de empurrão causam a sua imbricação na Formação Salinas (Figuras 3.1, 3.2 e 3.10-a). O quartzito que a compõe sustenta as maiores altitudes da região (Figura 3.10-b), aflorando em corpos de alongamento norte-

sul, infletidos para leste em sua porção meridional. Formam comumente lajedos (Figura 3.10-c) e escarpas onde a vegetação é escassa, tipicamente composta por samambaias. O solo gerado pela rocha é arenoso, esbranquiçado a amarelado.

A principal variedade é um quartzito puro, com textura granoblástica, cuja granulação gradaciona de fina a grossa, da base para o topo (Figura 3.10-d). Localmente varia para quartzito micáceo, amarelado a alaranjado, com textura granolepidoblástica e granulação média (Figura 3.10-e).

Dentro do pacote, intercala-se uma camada de mica xisto que varia de granada-quartzo-muscovita-biotita xisto a um muscovita xisto (Figuras 3.10-f e 3.10-g). Os primeiros possuem granulação média, textura lepidogranoblástica a granolepidoblástica, localmente com porfiroblastos de granada, estaurolita e cianita. Os últimos possuem granulação grossa e textura lepidoblástica; biotita, quartzo e plagioclásio são constantes, granada manganesífera, cianita e estaurolita são comuns.

Muscovita é o mineral predominante, ocorre em cristais de granulação grossa, subédricos a euédricos, alongados, formando faixas espessas que se intercalam com quartzo. Pode fazer parte da paragênese principal como secundária, compondo até ~70% da rocha. Quando secundária, origina-se principalmente do retrometamorfismo de biotita e estaurolita e está orientada na foliação ou disposta de forma aleatória. Biotita compõe a paragênese principal e está em cristais de até 4 mm de comprimento, subédricos, usualmente com forma sigmoidal (*mica fish*). Quartzo (5-10%) está em cristais subédricos, de contatos poligonais, possuindo até 1,2 mm de comprimento. Cianita (<5%) ocorre em porfiroblastos subédricos, de até 8 mm de comprimento, também orientados na foliação. Pode estar geminada e apresentar inclusões de biotita. Estaurolita (~3%) ocorre em porfiroblastos anédricos a subédricos, localmente poiquiloblásticos, com inclusões quartzo, biotita ou cristais menores de estaurolita, alcançando 3 mm de comprimento. Os cristais crescem tanto concordantes com a foliação quanto obliquamente, principalmente quando geminados. Cianita (3%) ocorre em cristais prismáticos subédricos, de até 8 mm de comprimento, paralelos à foliação. Alguns cristais são geminados e apresentam inclusões de biotita. A granada forma porfiroblastos que alcançam até 1 cm de diâmetro, sendo subédricos a euédricos. Localmente possuem inclusões de quartzo não-orientadas.

A intercalação tectônica mais notável nesta unidade, no entanto, é de rochas metaultramáficas que variam entre diopsidito, tremolita-fels e tremolita-talco xisto. No contato com estas rochas, o quartzito comumente torna-se ferruginoso, às vezes bandado, mas principalmente maciço, com cristais de até 2 mm de magnetita. Formações ferríferas, compostas majoritariamente por magnetita alterada a hematita, também ocorrem nesta porção (Figuras 3.10-h a 3.10-k). A rocha metaultramáfica é analisada em detalhe petrográfico e geoquímico no Capítulo 4.

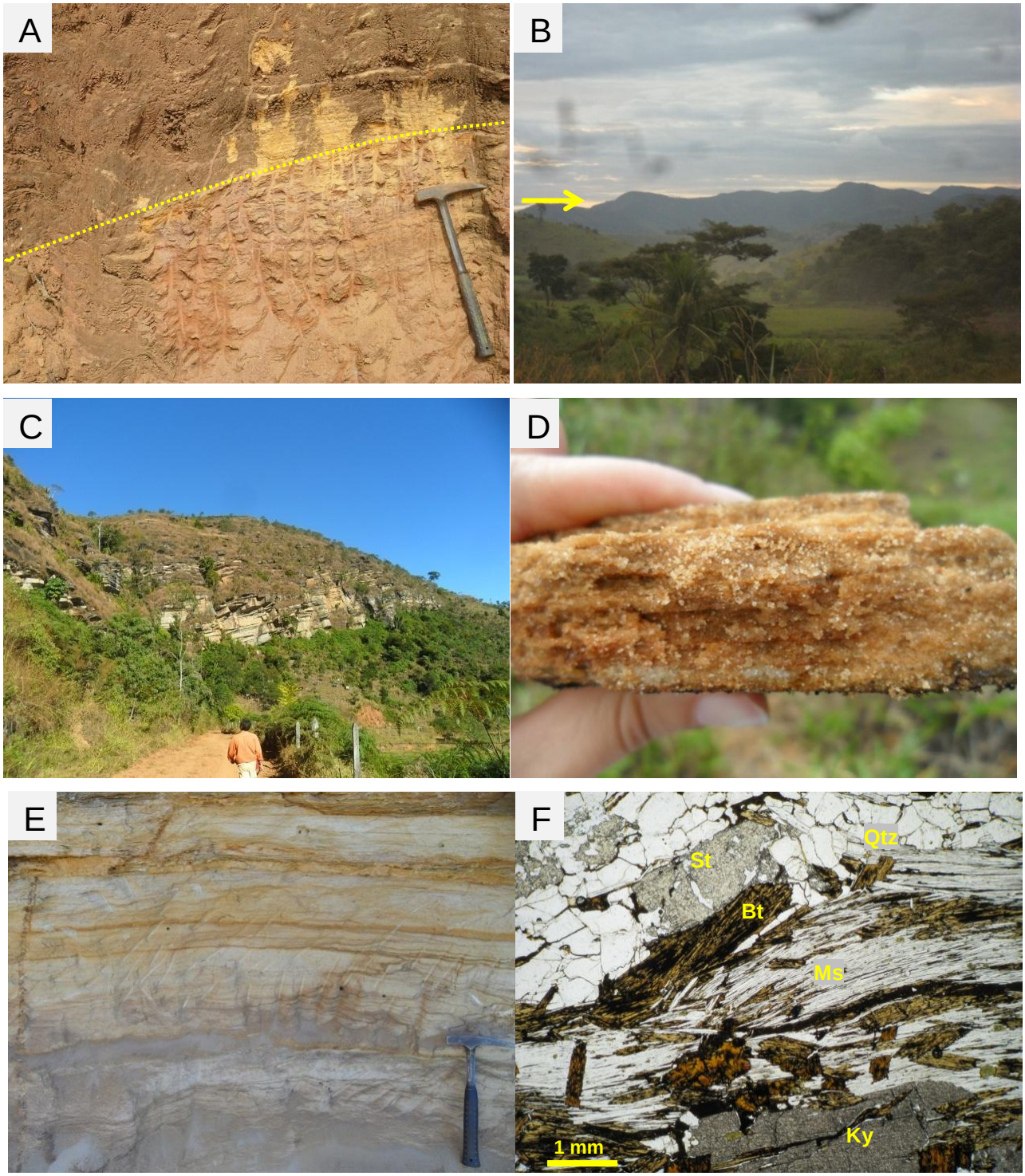


Figura 3.10. A) Contato tectônico entre quartzitos da Unidade B sobre quartzo-mica xisto da Unidade C. B) Serra do Cruzeiro, a serra de maior altitude da região, sustentada por quartzitos da Unidade B. C) Detalhe dos quartzitos nas maiores altitudes da Serra do Cruzeiro. D) Detalhe de um quartzito puro, alterado. E) Intercalações micáceas milimétricas no quartzito da Unidade B. F) Fotomicrografiado mica xisto intercalado na Unidade B.

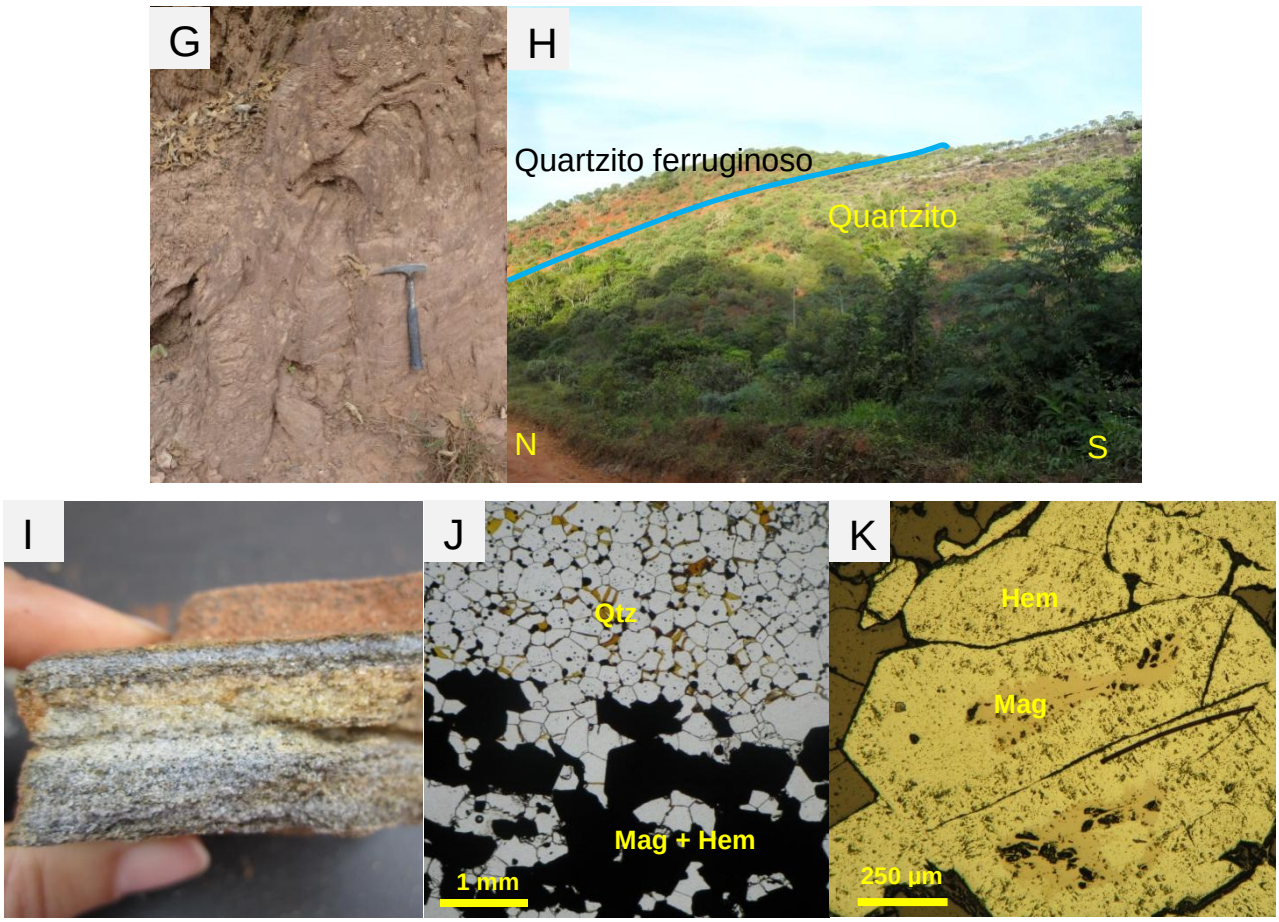


Figura 3.10 (continuação). G) Mica xisto intercalado na Unidade B. H) Contato entre quartzito e rochas metaultramáficas, onde ocorrem quartzitos ferruginosos e formações ferríferas. I) Quartzito ferruginoso bandado. J) Fotomicrografia do quartzito ferruginoso. K) Detalhe de cristais de magnetita intensamente alterados para hematita (luz refletida).

3.3.2. Formação Salinas

3.3.2.1. Unidade C

A Formação Salinas na área de estudo é subdividida em duas unidades, por diferenças texturais e composicionais. A Unidade C, basal, forma um pacote bem homogêneo, delimitado à porção setentrional da área mapeada, onde forma relevo de morros arredondados, em sua maior parte pobres em vegetação, às vezes descampados, com superfície escura (Figura 3.11-a). Os afloramentos são mais abundantes e mais frescos que os da unidade A, com a qual está em contato parautóctone, isto é, embora se mantenha em sua posição estratigráfica original, o contato e os xistos da formação encontram-se intensamente tectonizados. É composta por quartzo-biotita xisto e biotita-quartzo xisto (Figura 3.11-c) que localmente gradacionam para quartzitos feldspáticos, onde microclina passa a compor até 70% da rocha. Em termos comparativos é mais quartzosa que a unidade A.

O quartzo-biotita xisto da unidade C é bem homogêneo, possui textura predominantemente lepidogranoblástica, mas variando a granolepidoblástica, com granulação média e mais raramente

grossa (Figuras 3.11-b e 3.11-c). Quartzo e mica podem estar intercalados em lâminas de até aproximadamente 1 mm de espessura. Muscovita, plagioclásio e granada são frequentes nesta unidade. Sillimanita é comum. Turmalina é um acessório constante. Apatita e zircão podem ocorrer (Figuras 3.12-a a 3.12-c).

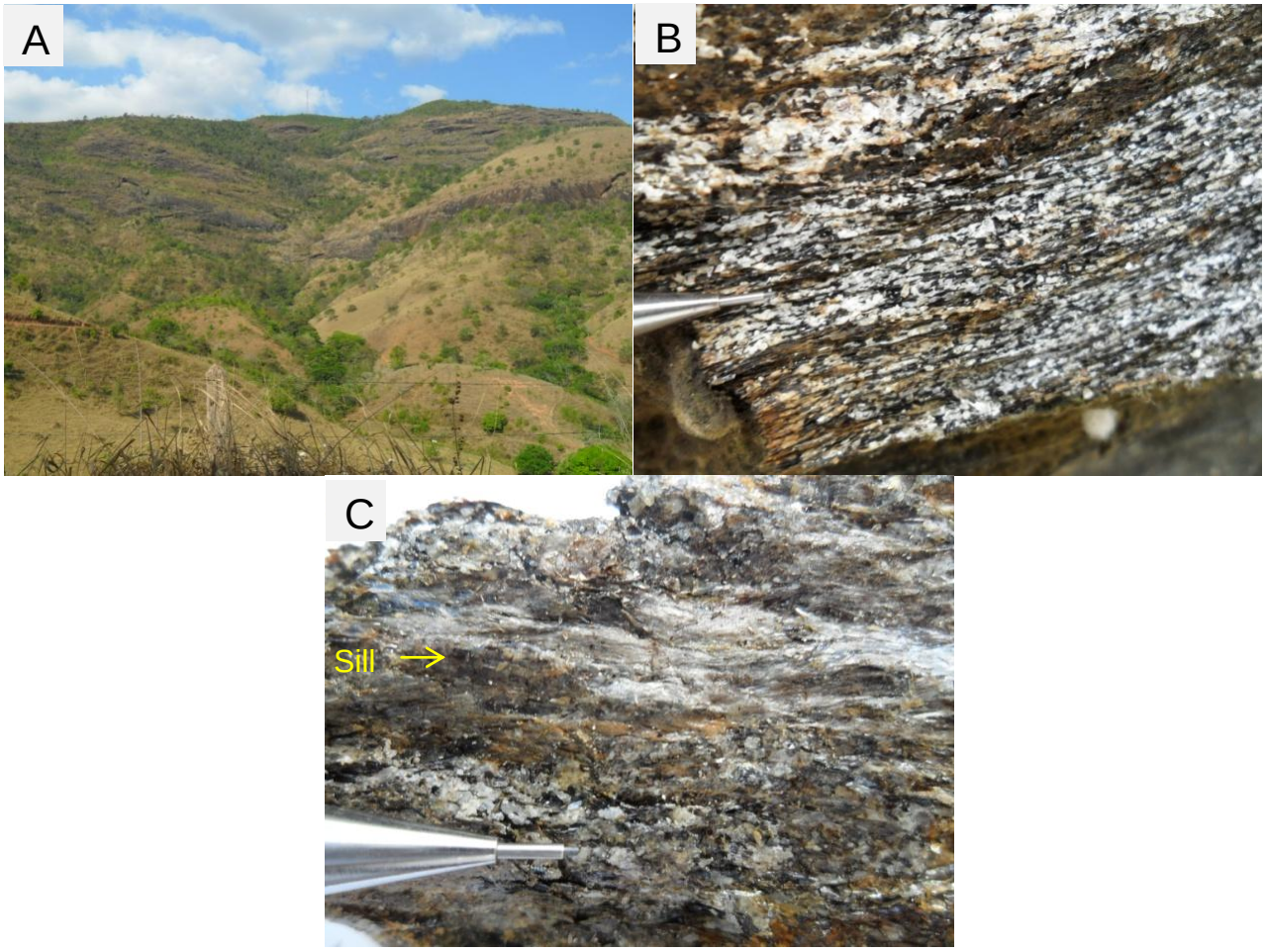


Figura 3.11. A) Relevo característico formado pelo xisto da Unidade B: morros arredondados, com vegetação escassa e localmente descampados com capa preta. B) Detalhe de biotita-quartzo xisto de granulação grossa e microbandamento incipente. C) Quartzo-biotita xisto com lâminas onde sillimanita (como fibrolita) é abundante.

A sillimanita (1-8%) nesta unidade ocorre de maneira semelhante à Unidade A, mas é menos pervasiva. A granada (1-7%), em contraste, é mais constante, apresentando como diferenças texturais: maior frequência de blastos com textura esqueletal; inclusões orientadas paralelamente ou discordantemente à foliação; clorita e muscovita como outros minerais de inclusão; ocorrência de cristais estirados. Nas amostras em que aparecem duas foliações, a granada encontra-se envolvida por ambas. Biotita (25-50%) e quartzo (20-45%) são os minerais principais, podendo variar em predominância. Muscovita (3-35%) é comum, sempre associada à biotita, ambos marcando a foliação principal e a de crenulação. Os cristais, embora em granulação menor, ocorrem com hábito e forma semelhantes aos da unidade anterior. Os cristais de biotita possuem até 6 mm de comprimento e os de muscovita até 4 mm. Ambos podem estar em aglomerados na forma sigmoidal

(*mica fish*). Em algumas amostras, muscovita ocorre também de maneira esparsa, em cristais anédricos a subédricos, de até 1 mm de comprimento, sobrecrescendo a foliação obliquamente, isto é, de maneira pós-cinemática. Granada é presente como blastos ou poiquiloblastos de até 4,2 mm de diâmetro, subédricos, com inclusões predominantemente de quartzo orientadas variando de paralelas a perpendiculares à foliação, mas predominantemente oblíquas. Outras inclusões são clorita, opacos, muscovita, bitotita, turmalina e zircão. Sombras de pressão de quartzo são comuns nas bordas da granada. Os cristais de granada estão comumente circundados por cristais de biotita e muscovita em foliação anastomosada. Os cristais de plagioclásio (5-35%) raramente preservam maclas de geminação polissintética, e ocorrem esparsos pela amostra. Em algumas amostras menos micáceas, ocorre microclina em até 15%; os cristais de ambos os feldspatos são anédricos a subédricos, com contatos retos com quartzo e biotita, localmente possuem inclusões muito finas de quartzo e biotita. Possuem até 3 mm de comprimento. Alguns cristais apresentam sericitização e saussuritização. Neste caso, epidoto/clinozoisita aparecem como cristais de granulação muito fina, anédricos e granulares.

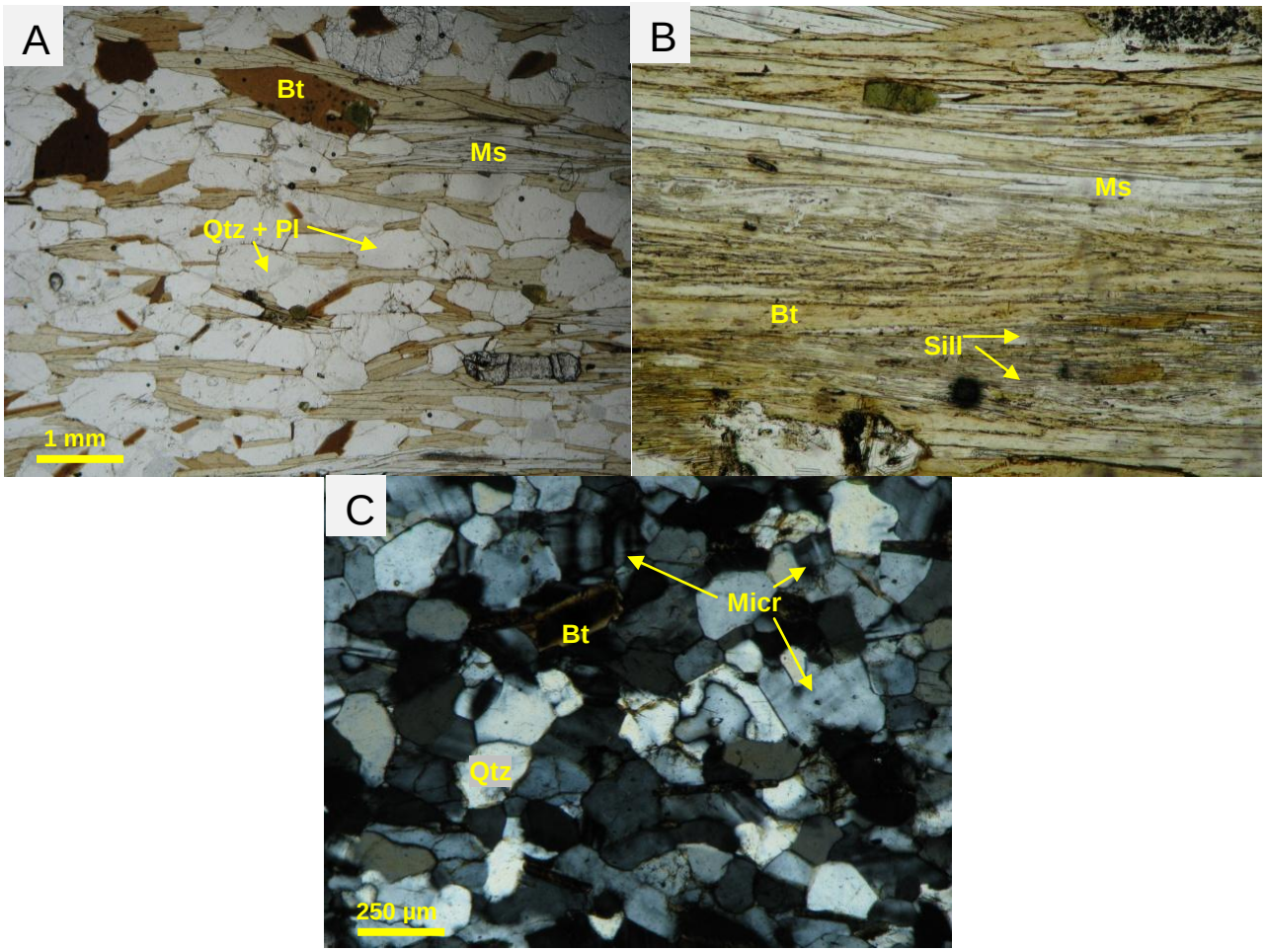


Figura 3.12.A) Fotomicrografiade muscovita-biotita-quartzo xisto da Unidade C. B) Quartzo-biotita-sillimanita xisto, onde sillimanita cresce em relação de epitaxia com biotita. C) Quartzito feldspático, com biotita subordinada e microclina dominante.

Clorita (<2%) ocorre principalmente em relação de epitaxia com biotita, crescida em suas bordas, como resultado de retrometamorfismo. Localmente está inclusa na granada, em cristais lamelares subédricos, e cor de interferência azulada, indicando composição ferrosa. Cristais esparsos sem orientação preferencial sobrecrescem a amostra.

3.3.2.2. Unidade D

Cobrindo e em contato com todas as unidades anteriores, a Unidade D encontra-se a oeste dos granitóides neoproterozóicos, em contato com estes através de uma zona transcorrente dextral. Cobre as unidades A e B em contato parautóctone e está sobre a unidade C em contato gradacional. Seus afloramentos tendem a ser menos intemperizados, formando morros baixos e arredondados, com uma superfície lisa e escura (Figura 3.13-a), semelhante aos da Unidade B.

Esta unidade é caracterizada pela ocorrência de rocha calcissilicática na base que se torna escassa para o topo, passando a predominar biotita-quartzo xisto. Comumente estes dois litotipos intercalam-se em níveis submilimétricos a milimétricos, formando um microbandamento que, juntamente com a granulação fina, tipificam esta unidade (Figuras 3.13-b e 3.13-c). O biotita-quartzo xisto possui granulação fina e textura granolepidoblástica. Biotita e quartzo são constantes, granada, muscovita e plagioclásio são comuns, estaurolita ocorre em uma faixa restrita e sillimanita é rara. A rocha calcissilicática possui comumente textura inequigranular porfiroblástica, com matriz de granulação fina e textura granoblástica e porfiroblastos de hornblenda e piroxênio de granulação média a grossa (Figuras 3.13-d e 3.13-e). Vênulas de quartzo, com 0,6 a 1,2 mm de espessura, estão presentes paralelas à foliação. Podem ocorrer variações onde os minerais principais são quartzo, biotita e carbonato, com plagioclásio e muscovita subordinados. Microclina atinge até 30% da composição mineral. A intercalação da rocha calcissilicática com o biotita-quartzo xisto pode ser de ordem milimétrica a hectométrica, gradacionalou brusca.

O biotita-quartzo xisto (Figura 3.13-f) possui granulação fina, textura granolepidoblástica, localmente com crenulação e/ou duas direções de foliação. Biotita e quartzo são constantes, granada, muscovita e plagioclásio são comuns, estaurolita ocorre em uma faixa restrita.

Esta unidade é a mais abundante em granada (1-7%); o mineral ocorre como blastos ou porfiroblastos, poiquilíticos ou não, subédricos a euédricos. Os cristais de granada podem estar estirados na foliação, envoltos por esta ou, ainda, sobrecrescendo a mesma. Quando ocorre foliação de crenulação, os cristais estão comumente envolvidos por ela e, localmente, sobrecrescendo-a. Quando presentes, as inclusões variam de orientadas a não orientadas e possuem composição de quartzo, biotita e ilmenita. Estaurolita (1-7%) está presente em cristais prismáticos, subédricos a euédricos, poiquiloblásticos (com inclusões de quartzo), localmente geminados e alcançam até 8 cm de comprimento. Os cristais ocorrem estirados na foliação principal, à exceção de quando ocorrem

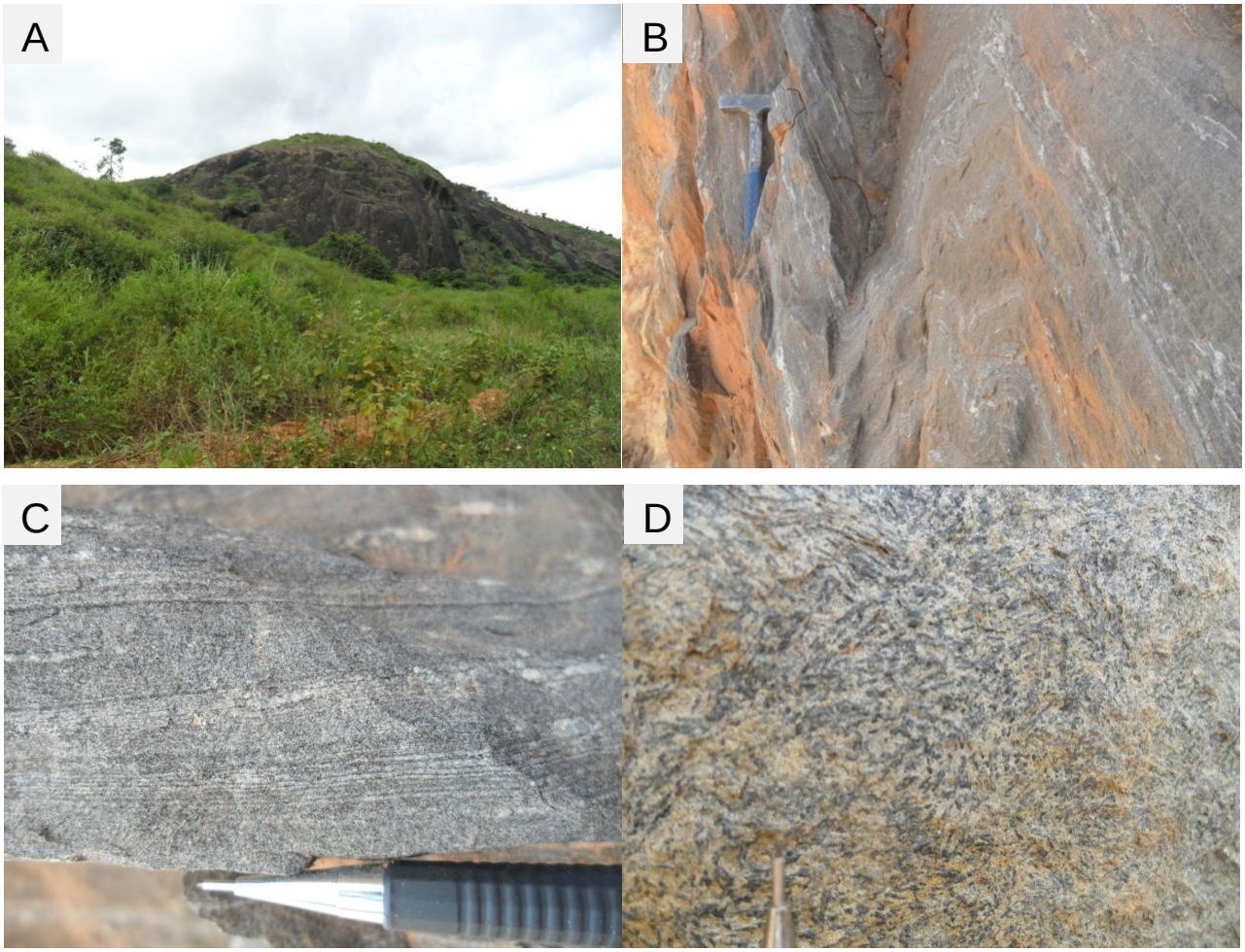
geminados. Os cristais encontram-se envolvidos pelas duas gerações de foliação. Em algumas amostras, massas de clorita ou muscovita, em textura decussada, pseudomorfizam porfiroblastos de estaurolita, que se reduz a esparsos cristais de granulação fina. Sillimanita (0-5%) ocorre apenas na porção meridional, próximo ao contato com o mica xisto da Unidade A. Está em esparsos agregados de fibrolita, alcançando até aproximadamente 1 cm de alongamento, estirados na foliação. O hábito é fibroso e ocorre em epitaxia com biotita. Biotita (18-40%) e muscovita (0-20%) ocorrem nesta unidade como cristais lamelares subédricos a euédricos que não ultrapassam 0,5 mm. Ambos os minerais orientam-se na foliação principal, mas a foliação de crenulação é melhor marcada pela muscovita. Quartzo (20-60%) está em cristais subédricos, com contatos poligonalizados a retos, ligeiramente estirados. Possuem comumente 0,2 a 0,5 mm de comprimento. Plagioclásio (1-30%) é comumente raro, ocorrem em meio aos cristais de quartzo, com hábito prismático subédricos, sem maclaspolissintéticas. Clorita raramente pertence à paragênese principal, orientada segundo a foliação, em cristais subédricos e alongados. Mais comumente, forma blastos de retrometamorfismo, englobando minerais da paragênese principal ou como minerais isolados sobrecrescendo a foliação de forma aleatória. Alguns cristais de muscovita também são retrometamórficos e se apresentam de forma semelhante. Mais raramente, crescem segundo a foliação de crenulação, juntamente com biotita.

A rocha calcissilicática possui comumente textura porfiroblástica, de matriz granoblástica a nematogranoblástica e granulação fina (Figuras 3.13-d e 3.13-e). Os porfiroblastos possuem granulação média a grossa e podem ser hornblenda, clinoanfibólio (diopsídio) e clinozoisita. Vênulas de quartzo, com 0,6 a 1,2 mm de espessura, estão presentes paralelas à foliação, às vezes dobradas e, mais raramente, cortando-a. Ocorrem variações onde os minerais principais são quartzo, biotita e carbonato, com plagioclásio e muscovita subordinados. Microclina atinge em algumas rochas até 30% da composição mineral. A intercalação da rocha calcissilicática com o biotita-quartzo xisto pode ser de ordem milimétrica a hectométrica, gradacional a brusca.

Hornblenda está presente em cristais subédricos a euédricos encontrando-se orientados, às vezes segundo as duas direções de foliação, ou em textura decussada. As inclusões presentes são de quartzo, plagioclásio, titanita, epidoto, clinozoisita. Clinzoisita e epidoto são abundantes, em cristais de granulação fina, sob o hábito granular (com até 0,1 mm de diâmetro), e localmente prismático subédrico (com até 0,4 mm de comprimento). Também ocorrem em massas anédricas concentradas em algumas porções da rocha. Epidoto é mais raro, estando em cristais granulares, muito finos e isolados. Biotita está presente apenas em algumas microbandas. Ocorre orientada, marcando a foliação, com hábito lamelar comumente anédrico a subédrico, e bordas irregulares. Quartzo é comum como cristais de contatos poligonalizados, localmente com extinção ondulante, possuindo predominantemente até 0,1 mm de diâmetro, mas podendo alcançar 0,4 mm. Plagioclásio ocorre

juntamente ao quartzo, em cristais prismáticos, usualmente exibindo maclas polissintéticas e em granulação muito fina. Titanita ocorre dispersa pela amostra, em cristais com hábito em cunha anédricos a subédricos, com até 0,1 mm de comprimento. Granada é rara, ocorre como cristais isolados anédricos a subédricos, de granulação muito fina e com inclusões de quartzo. Diopsídio e microclina são restritos às rochas calcissilicáticas intercaladas na zona da sillimanita. Ocorrem predominantemente na porção NE do mapa. Diopsídio ocorre como blastos, às vezes poiquilíticos, anédricos a euédricos, neste caso com hábito prismático. Estão orientados ou ainda sob forma decussada. Os cristais alcançam até 5 mm de alongamento e são observados, localmente, em escala macroscópica. Microclina em algumas amostras pode ser mais abundante que plagioclásio. Os cristais são prismáticos, anédricos a subédricos, não orientados, com contatos comumente retos e podem alcançar 3 mm de comprimento.

O mineral retrometamórfico principal é biotita em anfibólio, crescendo em suas bordas em relação de epitaxia. Os cristais possuem coloração alaranjada, indicando uma composição mais magnesiana e, portanto, tendenciosa à flogopita. Alguns cristais de diopsídio alteram-se para anfibólio, normalmente prismático e, muito raramente, com hábito fibroso.



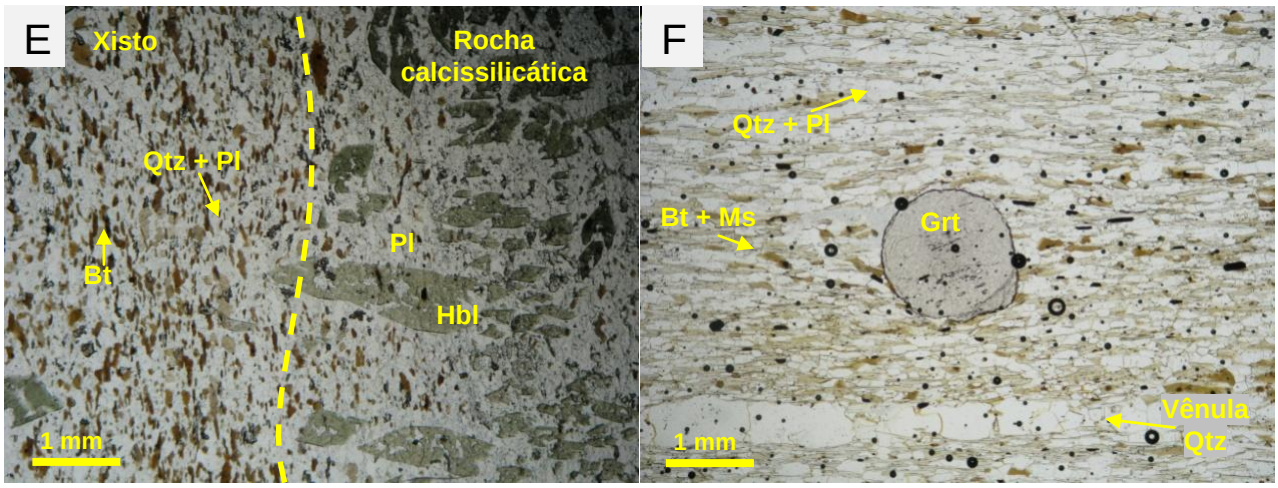


Figura 3.13. A) Relevo característico do xisto da Unidade D: morros baixos, arredondados e com superfície escura. B) e C) Biotita-quartzo xisto finamente bandado, com intercalações de níveis quartzosos (bandas brancas), quartzo-biotíticas (bandas cinza, predominantes) e de calcissilicáticas (bandas escuras). D)Rocha calcissilicática com porfiroblastos de diopsídio variando de sin a, predominantemente, pós-cinemáticos. E)Intercalações de microbandas xistosas e calcissilicáticas. F) Fino bandamento do biotita-quartzo xisto, com porfiroblasto de granada.

3.3. Biotita granito foliado Santa Rosa

Esta litologia destaca-se no relevo como morros arredondados, comumente com vegetação escassa ou lajedos descampados. Seu contorno é bem visível em imagens aéreas, apresentando drenagens dendríticas menos espaçadas que a dos xistos que o contornam e possuindo cotas mais elevadas (Figuras 3.14 e 3.15 e 3.16-a). O solo gerado por esta rocha é rosa claro e argilo-arenoso. O contato com as rochas encaixantes é intrusivo (Figura 3.16-b).



Figura 3.14. Imagem aérea destacando relevo diferenciado do biotita granito foliado Santa Rosa, indicado pela seta, Imagem Google Earth *6.1.0.5001 Beta*.



Figura 3.15. Diferença entre relevo do granito foliado Santa Rosa, que é circundado por unidades metassedimentares xistosas.

Trata-se de um metagranito cujo centro do corpo é bem homogêneo, possuindo como características uma foliação pervasiva e bem marcada, dada pela orientação da biotita, e textura granolepidoblástica equigranular (Figura 3.16-c E 3.16-d). Os contatos entre os cristais variam entre irregular e reto, sendo este predominante. Possui composição sieno-granítica e é composto por quartzo (36-47%), feldspato potássico (43-45%), plagioclásio (5-15%), biotita (3-10%). Granada é rara, predominando nas bordas (<5%) (Figuras 3.17-a e 3.17-b). Tem como mineralogia acessória zircão e sericita/muscovita como mineralogia secundária, proveniente da alteração dos feldspatos.

Feldspato potássico (microclina) é o mineral predominante, ocorre em cristais subédricos, com maclas localmente deformadas e possuem até 3 mm de maior alongamento. Quartzo está em cristais anédricos a subédricos, de contatos poligonais (Figura 3.17-c), menos comumente irregulares, frequentemente com extinção ondulante, alcançando 2 mm. Quando estirados, podem, entretanto, alcançar até 6 mm de comprimento. Plagioclásio ocorre como cristais subédricos de até 1 mm de comprimento. Localmente estão sericitizados, principalmente nos núcleos, e mais raramente ocorre mimerquita. Biotita ocorre esparsa pela amostra, de forma orientada, em cristais subédricos a euédricos, de até 0,7 mm de comprimento. Granada está em cristais subédricos, arredondados, com até 0,4 mm de diâmetro (Figuras 3.17-d e 3.17-e).

Já as bordas do granito são menos homogêneas. Possuem lentes decimétricas a métricas de corpos de anfibolito estirados e orientados, muito semelhantes aos encontrados no embasamento. São rochas de textura nematoblástica, granulação média, com forte estiramentodos cristais, refletindo em uma lineação proeminente (Figuras 3.16-e e 3.16-f). Hornblenda (75-80%) é o mineral principal, ocorre como cristais prismáticos alongados, subédricos com até 3,5 mm de comprimento. Plagioclásio ocorre entre os cristais de hornblenda, raramente maclado ou com maclas deformadas e em cristais subédricos. Quartzo é raro, ocorre anédrico e com contatos poligonais. Titanita (2%) ocorre como cristais menores que 0,5 mm, esparsos pela rocha, subédricos a euédricos, com o típico hábito em cunha. Apatita (<1%) também é um mineral acessório comum e está presente em cristais subédricos a euédricos com até 1,4 mm de maior alongamento. Biotita é

um mineral secundário e está crescida nas bordas de anfibólios, em relação de epitaxia. Em variações locais da rocha ocorrem boudins milimétricos de diopsídio, envoltos por cristais de anfibólio e plagioclásio fortemente estirados. Nesta porção, em especial, clinozoisita e epidoto são abundantes, principalmente resultante de saussuritização, formando cristais anédricos, granulares, de até 1 mm de comprimento.

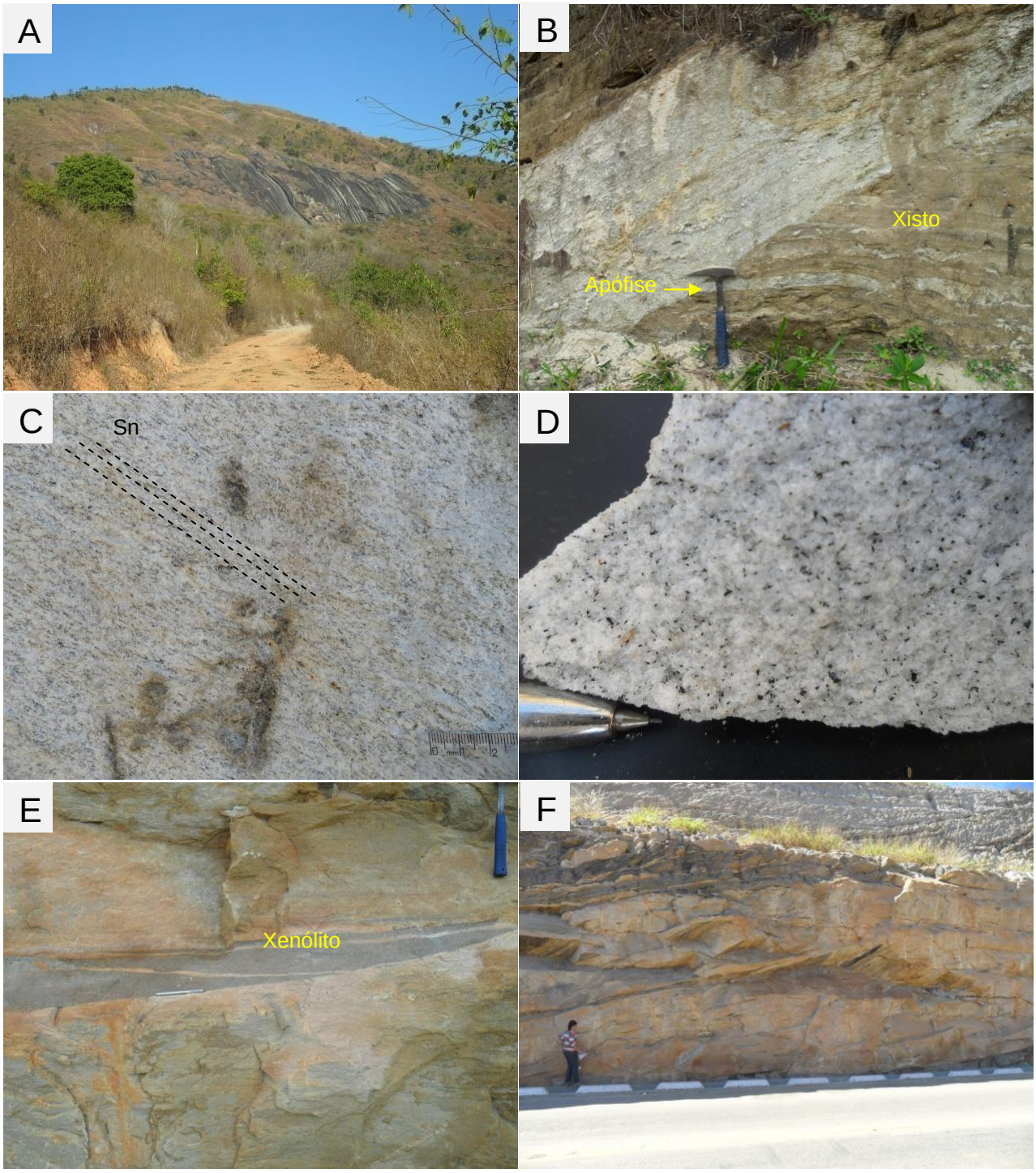


Figura 3.16. A) Relevo característico do biotita granito foliado, formando lajedos descampados. B) Carácter intrusivo do granito foliado Santa Rosa nos xistos da Unidade D. C) Foliação marcada pela biotita.B) Xenólitos anfibolíticos estirados na borda do granito. D) Detalhe macroscópico do granito, mostrando sua característica leucocrática e composição de cerca de 10% de biotita. E) Detalhe de xonólito de anfibolito, intensamente estirado, cortado por apófises milimétricas do granito. F) Foto da borda do granito, com xenólitos anfibolíticos.

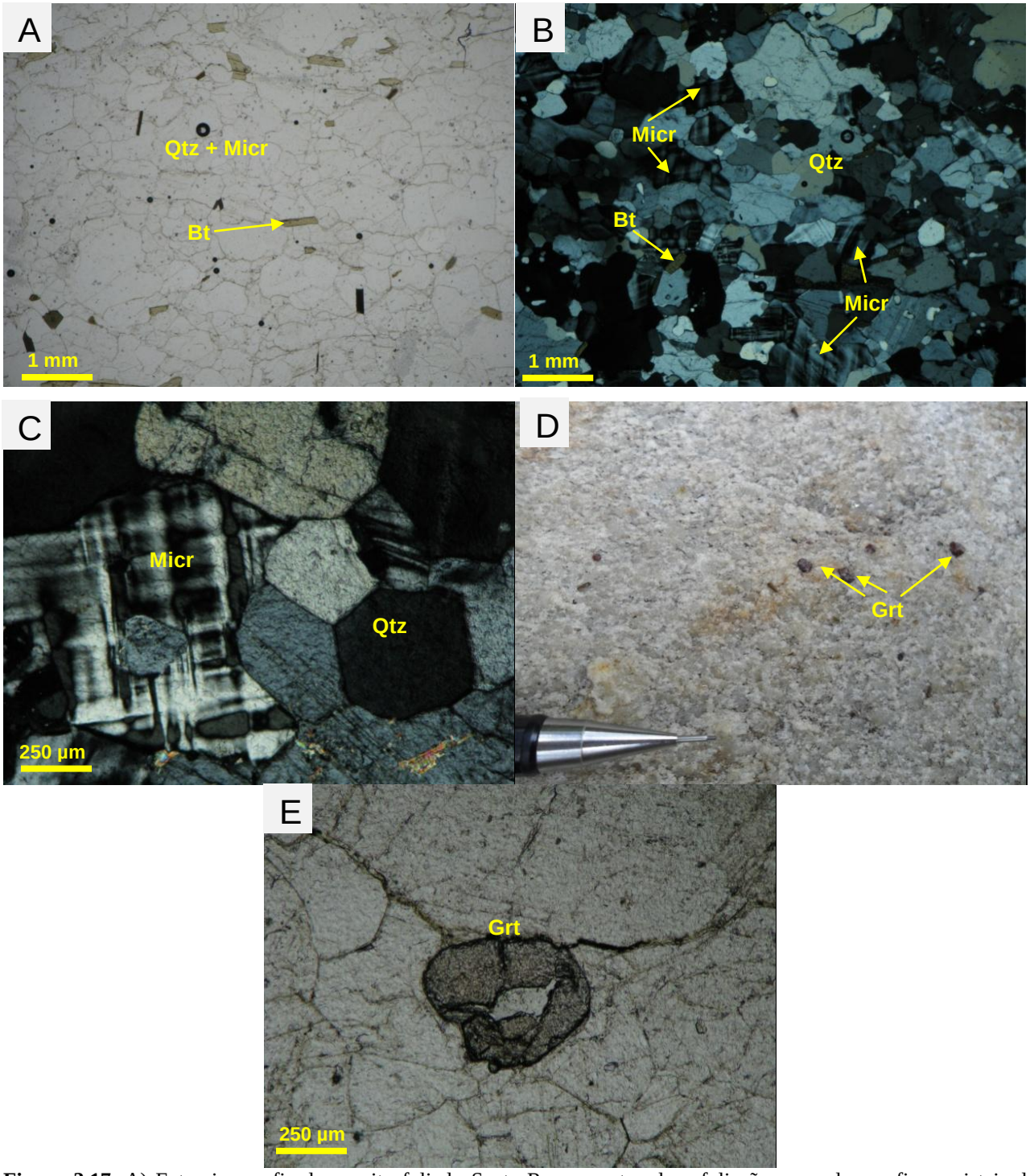


Figura 3.17. A) Fotomicrografia do granito foliado Santa Rosa, mostrando a foliação marcada por finos cristais de biotita orientados. B) Fotomicrografia em nicóis cruzados, evidenciando a composição predominantemente de microclina e quartzo, com plagioclásio em menor proporção. As maclaspolissintéticas da microclina comumente deformadas. C) Contato predominantemente poligonal entre os cristais. D) Foto de porção mais granatífera. E) Granada em fotomicrografia, representando a fração menor da rocha.

3.4. Tonalito G1

A porção mais a leste é formada por granitoides de composições variáveis. O relevo é marcadamente diferente: os morros são arredondados e atingem altitudes mais elevadas em relação à faixa de xistos. O solo formado sobre estas rochas é rosa claro e argiloso.

O granitoide predominante e que se encontra diretamente no contato com os xistos da Unidade D é um epidoto-hornblenda-biotita metatonalito, comumente com autólitos máficos estirados (Figura 3.18-a). A rocha possui granulação média a grossa, textura lepidogranoblástica, com cristais de plagioclásio maiores que o restante. Possui foliação marcada pela orientação de biotita e hornblenda, localmente anostomosada circundando cristais de plagioclásio e quartzo (Figuras 3.18-b e 3.18-c).

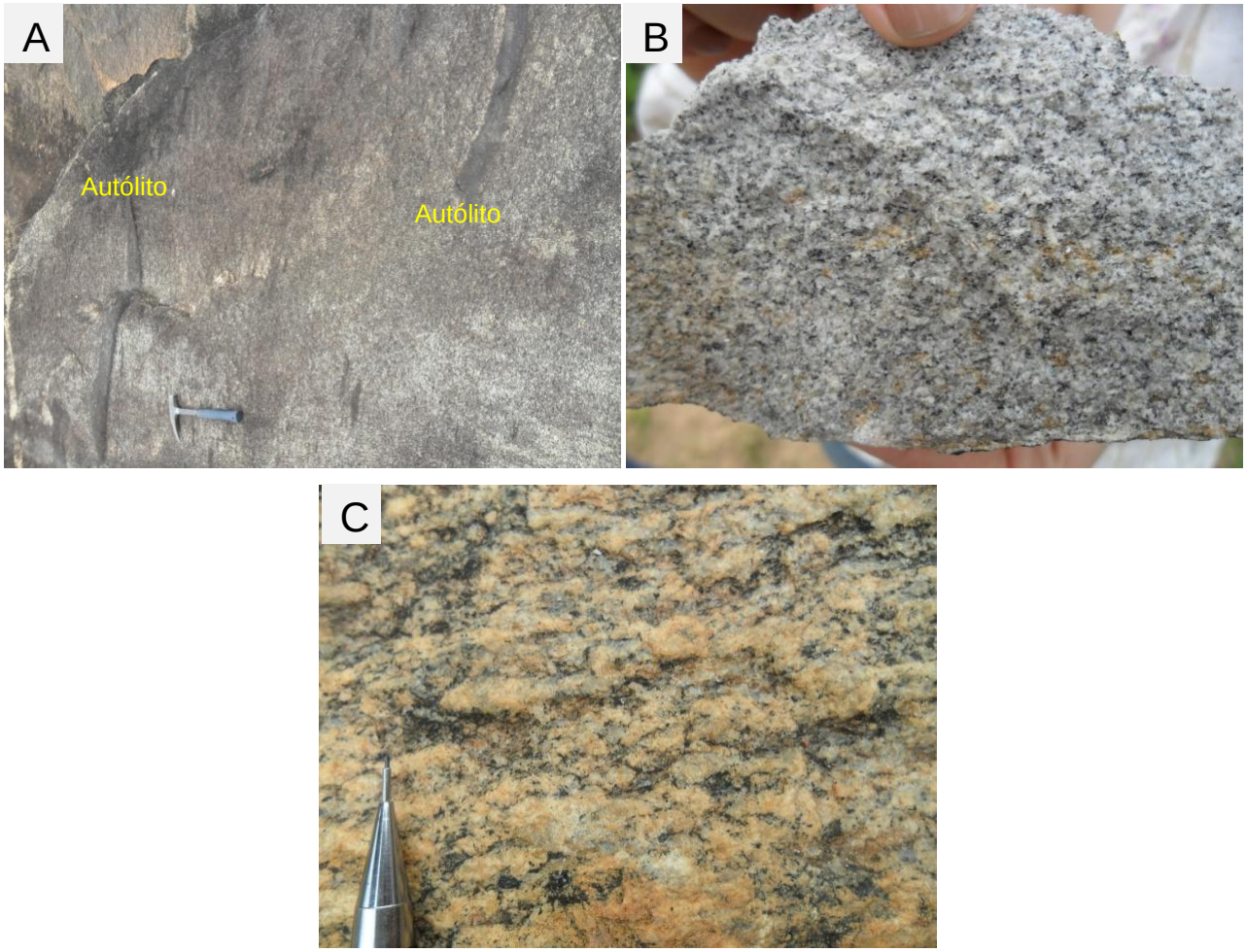


Figura 3.18. A) Metatonalito foliado com autólitos máficos orientados na foliação. B) e C) Detalhe do metatonalitomáfico, com cristais de biotita e anfibólio anastomosando quartzo e feldspato e marcando a foliação.

Os cristais de biotita (32%) são subédricos a euédricos, variando comumente entre 1 e 3 mm de comprimento. Possuem coloração amarronzada bem evidente, indicando uma composição possivelmente magnesiana (Figura 3.19-a). Estão orientados, marcando foliação. Plagioclásio (45-

50%) está presente em cristais subédricos, com até 7 mm de comprimento e maclas polissintéticas bem visíveis. As bordas e contatos do mineral são comumente irregulares. Alguns cristais mostram-se sericitizados, principalmente nos núcleos. Raramente apresentam mimerquitização. Quartzo (12-25%) está em cristais comumente anédricos, com até 4 mm de comprimento. Alguns grãos possuem extinção ondulante forte e localmente estão em contatos poligolizados, predominando o irregular. Epidoto (2-7%) costuma ser mais abundante que clinozoisita (1-3%), mas ambos possuem características semelhantes (Figuras 3.19-a a 3.19c). Estão como cristais anédricos a subédricos, com forma granular e com até 0,4 mm de diâmetro, ou como cristais prismáticos, orientados segundo foliação (Figura 3.19-d). Cristais de alanita (até 1%), de até 1 mm de diâmetro aproximadamente, com bordas de epidoto também ocorrem (Figuras 3.19-a e 3.19-b). Os cristais são anédricos, granulares e causam intenso fraturamento nos cristais circunvizinhos. Hornblenda (2-10%) está em cristais anédricos a subédricos, com até aproximadamente 3 mm de comprimento, orientado segundo foliação.

Os minerais acessórios são titanita, zircão, apatita e turmalina. Titanita é rara e ocorre esparsa pela amostra, como cristais de granulação muito fina a fina, anédricos a subédricos. Zircão ocorre predominantemente incluso em biotita, formando halos pleocróicos. Os cristais são subédricos a euédricos e alcançam 0,1 mm de maior alongamento. Apatita é rara, está em cristais euédricos de até 0,3 mm de comprimento. Turmalina ocorre como diminutos cristais de granulação muito fina e hábito prismático subédrico a euédrico.

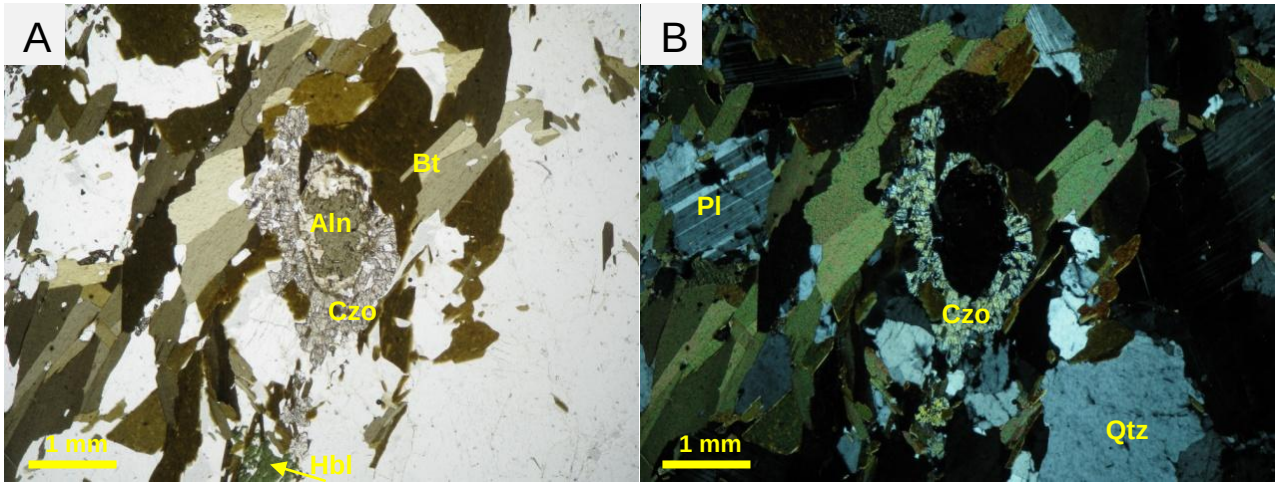


Figura 3.19. A) e B) Fotos em nicóis descruzados e cruzados de metatonalito com cristal de allanita circundado por clinozoisita, orientados aproximadamente na foliação da rocha, dada pela biotita.

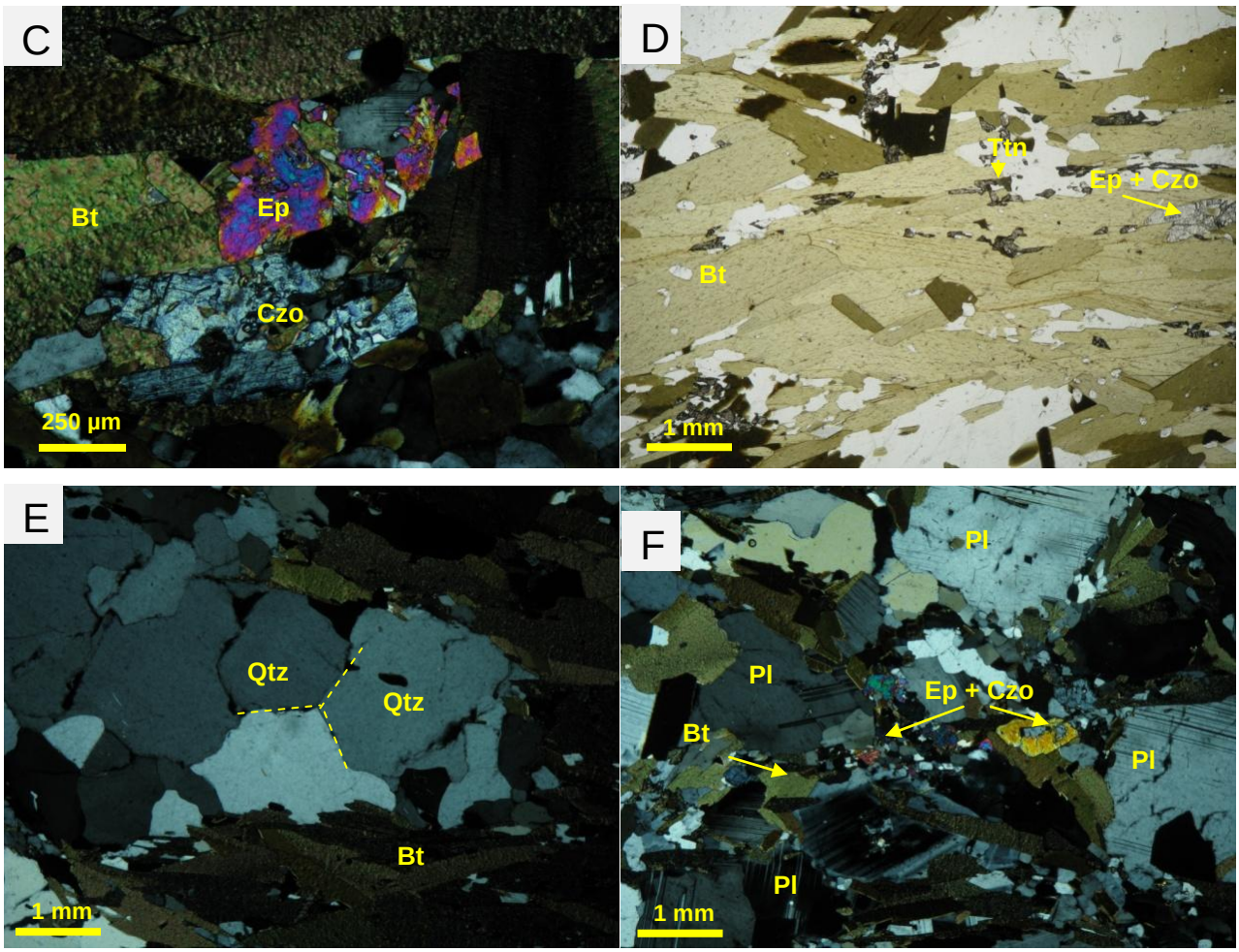


Figura 3.19 (continuação). C) Detalhe de cristais de epidoto e clinozoisita orientados segundo a foliação da rocha. D) Foliação da rocha marcada principalmente por biotita. E) Ocorrência de contatos poligonalizados entre cristais de quartzo. F) Foto geral da amostra, com foliação anastomosada, circundados cristais de plagioclásio e quartzo, e cristais de epidoto nela orientados.

3.5. Cobertura aluvionar e elúvio-coluvionar

A corbertura aluvionar é presente em maior expressão nas bordas do Rio Suaçuí Grande, que atravessa a área mapeada de oeste a leste. É um rio meandrante, com extensos bancos de areia em sua margem. Localmente podem ser encontrados sedimentos pouco consolidados, como arenitos micáceos, mal selecionados, imaturos composicionalmente e com estratificações cruzadas tangenciais de aproximadamente 50 cm (Figuras 3.20-a e 3.20-b). Estes sedimentos podem conter intercalações de aproximadamente 20 cm de espessura de argilito (Figuras 3.20-c).

A cobertura elúvio-coluvionar encontra-se predominantemente na parte leste do mapa. São solos areno-argilosos que cobrem planícies de dimensões até quilométricas, formando um relevo plano e rebaixado, compondo as menores cotas da região.

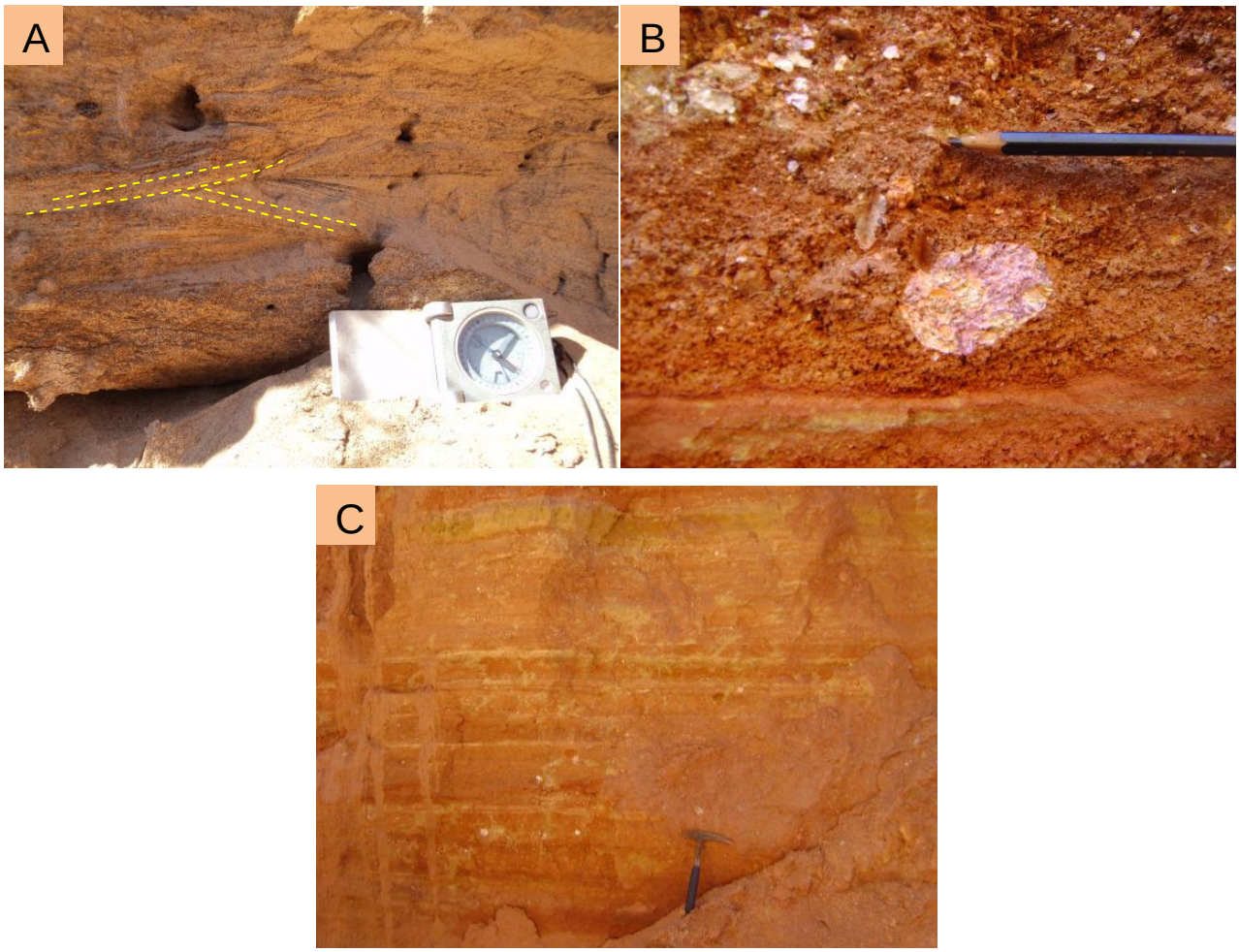


Figura 3.20. A) Estratificação cruzada em arenito da cobertura aluvionar. B) Grânulos e seixo em variação faciológica ao longo da cobertura aluvionar. C) Intercalações entre argilito e arenito em camadas horizontais.

4. Petrografia e química das rochas metaultramáficas da região de São José da Safira

4.1. Introdução

O presente capítulo trata-se de uma revisão dos corpos metaultramáficos de São José da Safira, através do ponto de vista tectono-estratigráfico bem como da petrografia detalhada e do tratamento geoquímico de corpos de diopsidito aflorantes na região de estudo, tendo como base os trabalhos de Neves & Ferreira (1999), Aracema et al. (2000) e Queiroga (2010). Acrescenta-se a presença de uma lente de corpo metaultramáfico situado nas proximidades de Marilac, no extremo sul da região mapeada.

Rochas típicas de fundo oceânico têm sido descritas no Orógeno Araçuaí há mais de 20 anos (e. g. Pedrosa-Soares et al., 1992, 1998, 2001, 2007; Pedroa-Soares & Noce, 1998; Pinto et al., 2000; Cunningham et al., 1998; Queiroga, 2010; Aracema et al., 2000). Na área-tipo da Formação Ribeirão da Folha, uma sequência ofiolítica típica é descrita composta por sedimentos metamorfisados do tipo exalativo (formações ferríferas bandadas do tipo óxido, sulfeto e silicato, metachert e sulfetos maciços) e basaltos de fundo oceâncio (anfibolitos) intercalados com metapelitos de fundo oceânico (Pedrosa-Soares & Noce, 1998; Pedrosa-Soares et al., 1998; Queiroga, 2010).

Pedrosa-Soares et al. (1998) apresentaram uma idade dos protólitos dos anfibolitos supracitados como sendo de 816 ± 72 Ma, através de uma isócrona Sm-Nd de rocha total, com $\varepsilon_{Nd(t)}$ = +3,8 ± 0,2. Através de datação U-Pb em zircões de plagiogranito encaixado na seção máfica do ofiolito de Ribeirão da Folha, Queiroga et al. (2007) estabeleceram a idade de 660 ± 29 Ma como a época de geração de crosta oceânica na bacia precursora do Orógeno Araçuaí.

Na região de São José da Safira, um trabalho de detalhe foi realizado na escala 1:25.000 por Neves & Ferreira (1999), onde as mesmas descreveram adicionalmente a presença de formações ferríferas bandadas, do tipo óxido, silicato e sulfeto, sendo a primeira mais abundante. Neste mesmo trabalho descrevem a presença de formações ferríferas do tipo silicato e sulfeto como: "A primeira é composta por bandas ricas em quartzo e bandas compostas por almandina e anfibólio da série cummingtonita-grunerita. O tipo sulfeto foi caracterizado por um nível centimétrico de pirita intercalada nas bandas quartzosas. Sulfetos disseminados e em pequena quantidade são comuns.".

Aracema et al. (2000) realizaram um estudo geoquímico comparativo entre as rochas metaultramáficas de São José da Safira e da seção ofiolítica de Ribeirão da Folha. Dentre as constatações observadas a partir dos gráficos de elementos terras raras (ETR), a autora conclui que: as rochas metaultramáficas de Ribeirão da Folha são mais enriquecidas em ETR; o padrão de ETR de São José da Safira localizam-se no campo de peridotitos ofiolíticos metamorfisados enquanto os de Ribeirão da Folha estão no campo de cumulatus ultramáficos de ofiolitos; embora apresentem química distinta, ambos assemelham-se a outros ofiolitos neoproterozóicos.

4.2. Posicionamente dos corpos metaultramáficos

Tendo por base o mapa geológico de Neves & Ferreira (1999), foi realizado no presente trabalho um detalhamento na escala 1:25.000 da região de São José da Safira, onde localizam-se os corpos metaultramáficos. Estratigraficamente, os corpos foram reposicionados dentro dos limites da Formação Ribeirão da Folha aqui estabelecidos, tendo sido anteriormente colocados entre as formações Capelinha e Salinas (Pedrosa-Soares et al., 2001) e Ribeirão da Folha e Capelinha (Neves & Ferreira, 1999). Em geral, a localização geográfica das rochas metaultramáficas é bastante semelhante à apresentadas por Neves & Ferreira (1999), mas foi adotada aqui uma posição mais conservadora: devido ao fato de se tratar de um terreno com alto índice de intemperismo e de topografia acidentada, cujas camadas elúvio-coluvionares podem alcançar mais de 5 m de espessura, foram considerados como representante dos corpos as rochas metaultramáficas *in situ*, que se situam em três locais (Figura 4.1).

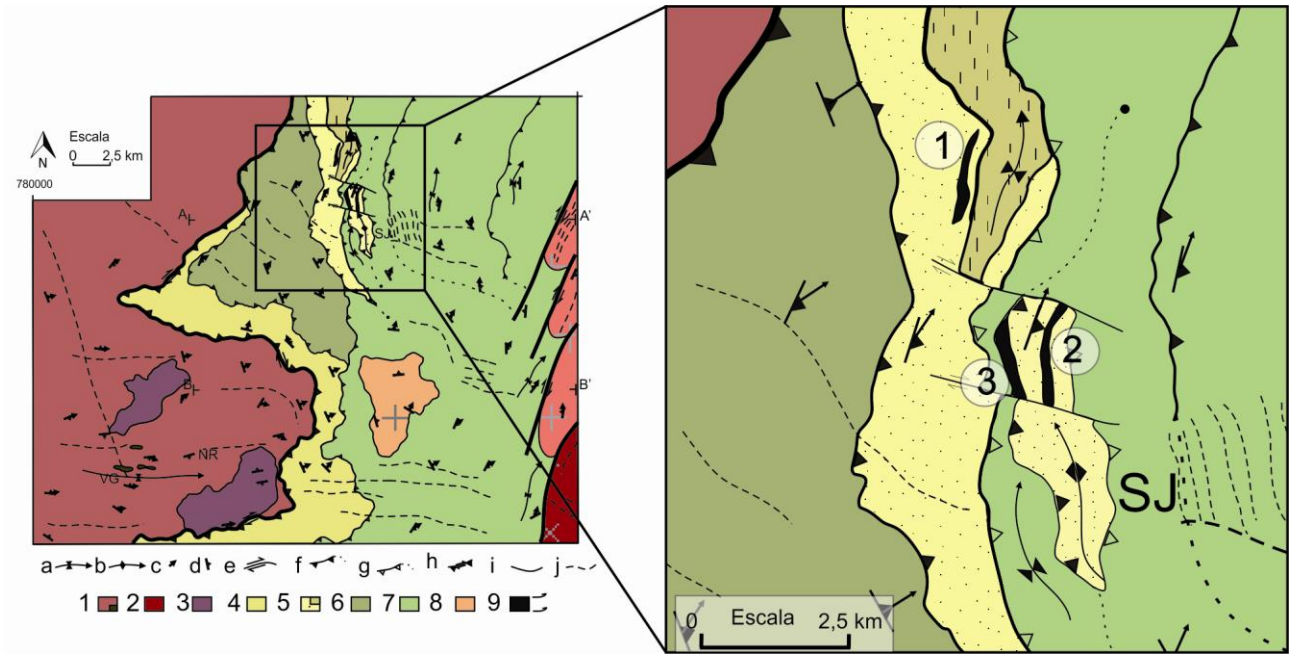


Figura 4.1. Detalhe da localização dos corpos de rocha metaultramáfica mapeados na região de São José da Safira, separados em corpos (1), (2) e (3).

O primeiro deles (1 – Figura 4.1) e cujo posicionamente é o mais preciso, devido ao fato de que sua base e seu topo são observados, encontra-se encaixado no quartzito da Unidade B. É o corpo mais setentrional e possui aproximadamente 3 m de espessura, sendo composto por talco-antofilita xisto. Seus limites são marcado por veios de quartzo ricos em hematita e magnetita e os quartzitos em contatos são ligeiramente ferruginosos.

Outros dois corpos ocorrem na região de São José da Safira (corpos 2 e 3 – Figura 4.1), separados por uma camada de quartzito tectonicamente repetida sincronicamente com a colocação

das rochas metaultramáficas. A litologia é bem semelhante, sendo majoritariamente talco-xisto, talco-antofilita xisto e antofilita-fels. Distintamente, no limite inferior do corpo 2, encontra-se um "dique" de diopsidito e as rochas do entorno são carbonatadas, formando-se um tremolita-carbonato xisto.

Oberva-se, portanto, que os quartzitos estão encaixados provavelmente na Unidade B da Formação Ribeirão da Folha, representante da margem passiva da bacia precursora. Localmente está em contato tectônico através de zonas de empurrão ou transcorrentes com xistos da Unidade D (Formação Salinas).

4.3. Petrografia das rochas metaultramáficas

4.3.1. Antofilita-talco xisto e antofilitafels

Os tipos mais comuns de rocha metaultramáfica são antofilita-talco xisto e antofilita-fels (Figuras 4.2-a a 4.2-d), que se tratam de fato de um *continuum* em termos mineralógicos. Isto porque antofilita comumente cresce como cristais fibrorradiais posteriores à deformação, principalmente aproveitando pequenas fraturas (Figura 4.2-e). Talco xisto, sem antofilita, é no entanto, raramente observado por um raio maior que 50 cm. Extremos, em que antofilta em agregados fibrorradiais compõem mais 90% do volume da rocha são muito comuns. O talco aparece em lamelas marcando foliação, de cor branca a esverdeada e aspecto gorduroso típico. Já os cristais de antofilita são prismáticos, aciculares, finos e alongados, euédricos e estão em agregados fibrorradiais que alcançam até 5 cm de maior alongamento (Figuras 4.2-b, d, f e 4.3-a, b, c, d).

Neves & Ferreira (1999) descrevem ainda metaperidotitos formados por ortopiroxênio e olivina serpentinizados (Figuras 4.3-e a 4.3-h). A partir das lâminas obtidas pelas autoras e revistas no presente trabalho, a petrografia deste litotipo pode ser detalhado como uma rocha intensamente serpentinizada, localmente também alterada a talco e carbonato, contendo restos de olivina e clinopiroxênio, ambos com intenso fraturamento preenchido por serpentina. Os cristais de piroxênio são prismáticos, euédricos, com até 8 mm de comprimento. Os de olivina são anédricos a subédricos, com até 7 mm de comprimento. Antofilita sobrecresce a estrutura da rocha, em cristais prismáticos ou fibrorradiais, subédricos a euédricos, de até 4 mm de comprimento. Vênulas de carbonato localmente cortam a rocha (Figuras 4.3-i e 4.3-j). A serpentina, por sua vez, ocorre em estado de alteração para talco e carbonato. Provavelmente, esta sucessão representa um estágio incial de alteração seguida de metassomatismo, onde ocorre o acréscimo de sílica e carbonato (Neves & Ferreira, 1999).

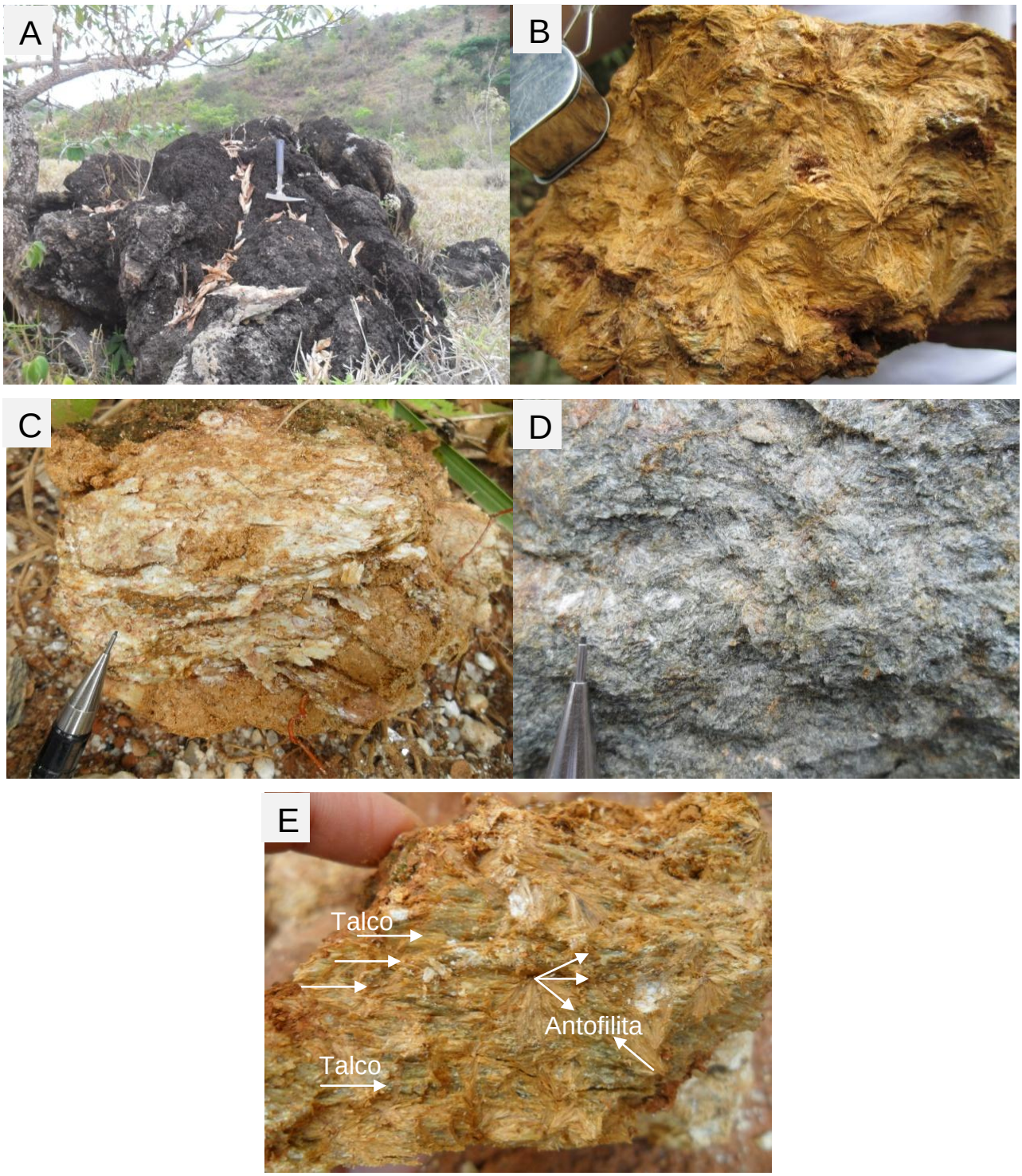


Figura 4.2. A) Típico afloramento de rocha metaultramáfica, com superfície rugosa e escura de alteração. B) Agregados fibrorradiais de antofilita. C) Talco xisto. D) Aspecto da rocha metaultramáfica relativamente fresca, com foliação bem marcada e cor verde. E) Agregados fibrorradiais de antofilita sobrecrescendo a foliação marcada pelo talco.

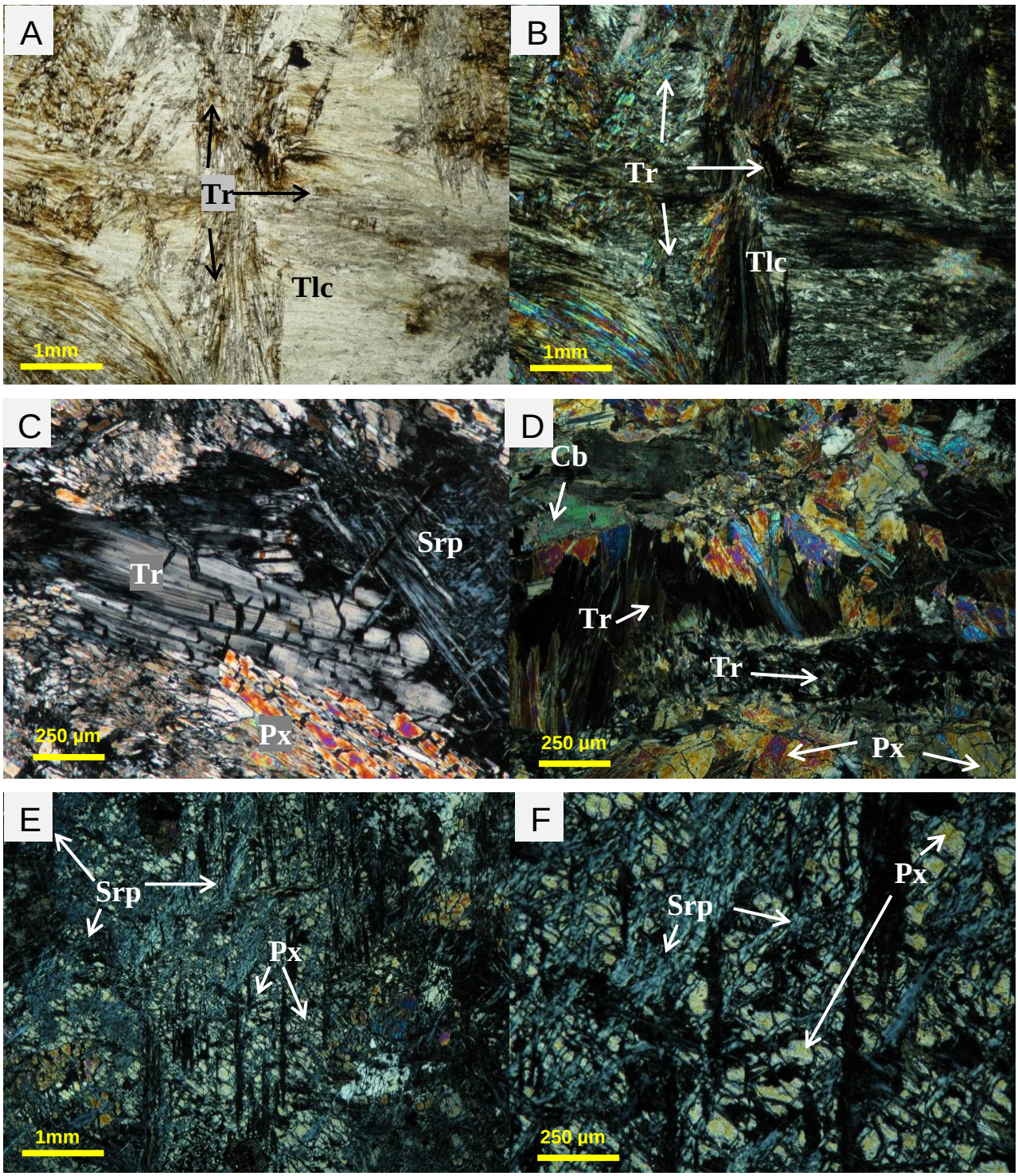


Figura 4.3. A) e B) Tremolita sobrecrescendo a foliação, marcada pelo talco, em nicóis descruzados e cruzados. C) Porção menos serpentinizada de rocha metaultramáfica. D) Caminho de tremolita em cristais fibrorradiais discordante da estrutura da rocha. E) Cristais de piroxênio alterados a serpentina. F) Detalhe do cristal de piroxênio.

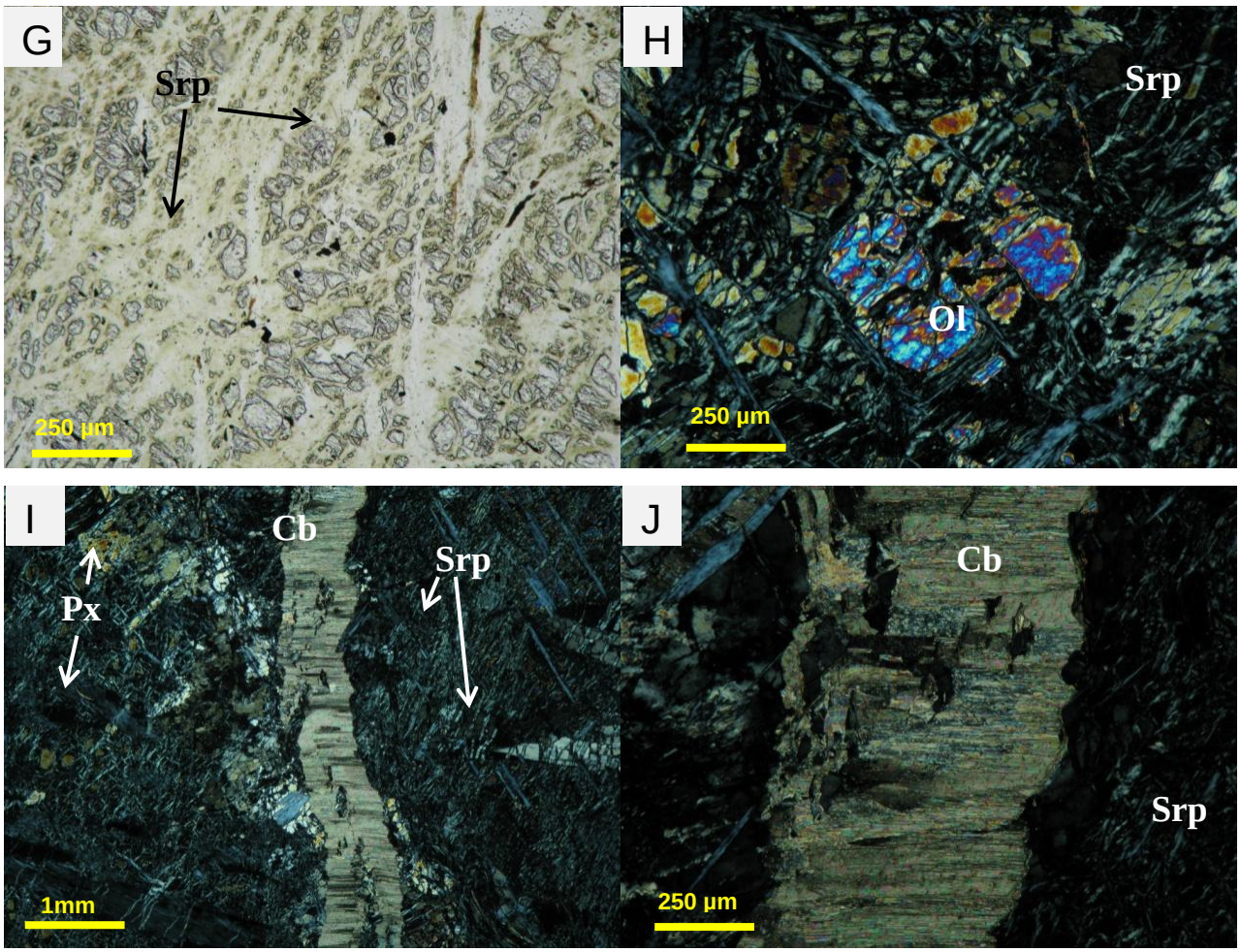


Figura 4.3 (*continuação*). G) Rocha metaultramáfica intensamente serpentinizada em nicóis descruzados. H) Cristal de olivina parcialmente serpentinizado. I) Rocha a piroxênio e olivina intensamente serpentinizada, com vênula de carbonato cortando-a. J) Detalhe da vênula de carbonato.

4.3.2. Carbonato-actinolita xisto

Esta litologia é restrita aos arredores do diopsidito. Trata-se de um actinolita xisto alterado a quartzo e carbonato, de textura nematogranoblástica, granulação fina a média, com foliação incipiente dada pelo estiramento do carbonato e cristais de actinolita (Figura 4.4). A actinolita ocorre como finas agulhas que variam de orientadas a não-orientadas, de coloração verde escuro e brilho vítreo. Os cristais são prismáticos, subédricos e alcançam até 1,2 mm de maior alongamento. Podem estar em hábito fibrorradial. Os cristais de carbonato são granulares, de granulação fina, alongados e localmente com maclas de geminação polissintética. Localmente é cortada por veios de quartzo milimétricos a centimétricos.

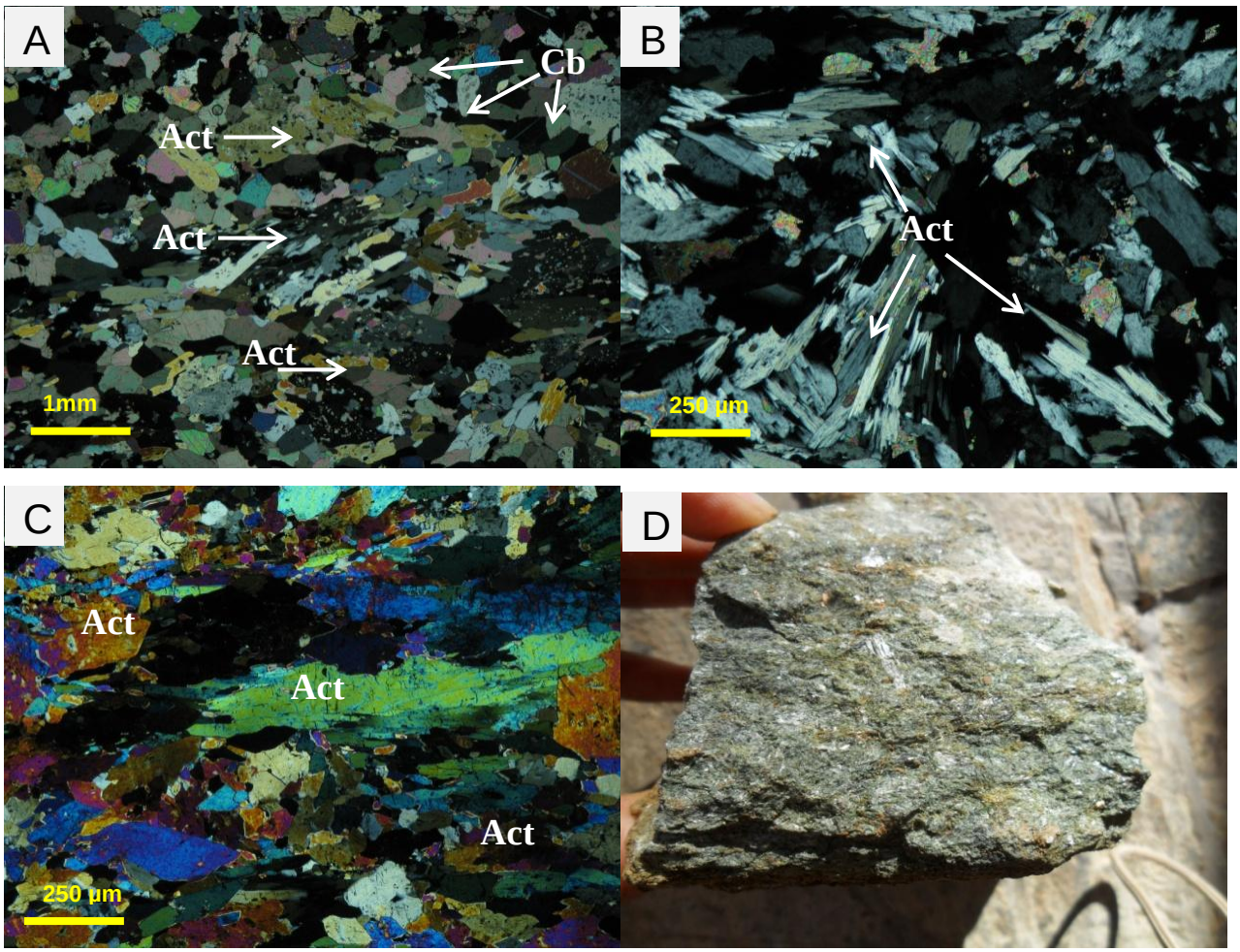


Figura 4.4. Rocha encaixante imediatamente nas imediações do diopsidito: A) Detalhe da abundância de carbonato. B) Detalhe de cristais fibrorradiais de actinolita. C) Cristais orientados de actinolita maracndo foliação. D) Em escala macroscópica.

O gráfico na Figura 4.5 mostra a composição dos anfibólios nas proximidades do diopsidito e inclusos nos cristais de diopsidito, provavelmente provenientes do retrometamorfismo. Todos eles caem no campo da actinolita, mas muito próximo do campo da tremolita devido ao alto Mg#. Nos cristais de anfibólio da rocha encaixante, o Mg# varia entre 0,82 e 0,84, enquanto que naqueles inclusos nos cristais do diopsidito varia entre 0,85 e 0,87. A composição em %wt de óxidos como Na_2O, Al_2O_3 e Cr_2O_3 é muito semelhante e ocorre em valores absolutos baixos, respectivamente entre 0,04-0,25 (média 0,11), 0,06 e 1,17 (média 0,38) e 0,0-0,49 (média 0,09).

Cristais sub-milimétricos a milimétricos de cromita, subédricos, amarronzados e com brilho submetálico encontram-se pintalgados ou mesmo concentrados em níveis submilimétricos da rocha. Como pode ser observado através da tabela 4.1, a composição dos cristais é quase pura, ocorrendo alguma substituição de Cr_2O_3 por Al_2O_3 e FeO por MgO e MnO.

Tabela 4.1. Dados representativos das cromitas encontradas nas rochas encaixantes dos diopsiditos.

No.	Na2O	K2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al_2O_3	TiO_2	SiO_2	Cr_2O_3	Total	Ponto
4	0,00	0,00	0,60	0,30	0,12	31,31	2,52	0,02	0,06	58,02	92,93	Z06-C3-1
25	0,01	0,00	1,04	0,32	0,12	32,05	2,02	0,11	0,08	58,24	94,00	Z06-C3-2
26	0,05	0,01	0,66	0,36	0,09	31,67	2,28	0,06	0,64	57,06	92,88	Z06-C3-3

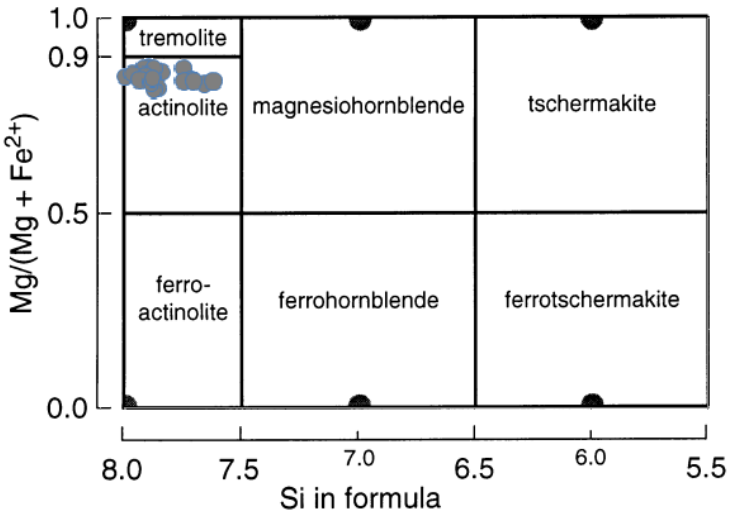


Figura 4.5. Dados químicos dos cristais de anfibólio na rocha encaixante do diopsidito, imediamente nas imediações. Os cristais são de actinolita, mas bem próximo ao limite do campo da tremolita, de acordo com a classificação de Leake *et al.* (1997).

4.3.3. Diopsidito

O diopsidito ocorre no limite inferior do corpo 2. A rocha é composta 90% por cristais de diopsídio, subédricos a euédricos, de coloração verde e brilho vítreo e sem orientação (Figura 4.6-a a 4.6-d). Os cristais variam desde milimétricos a centimétricos, sendo comuns entre 5 e 10 cm. Localmente, cristais de actinolita ou do próprio diopsídio ocorrem como inclusões, em seções primáticas e basais (Figura 4.6-e). O contato com o actinolita xisto do entorno é brusco (Figura 4.7-a) e vênulas de carbonato e quartzo leitoso estão misturados à rocha (Figura 4.7-b).

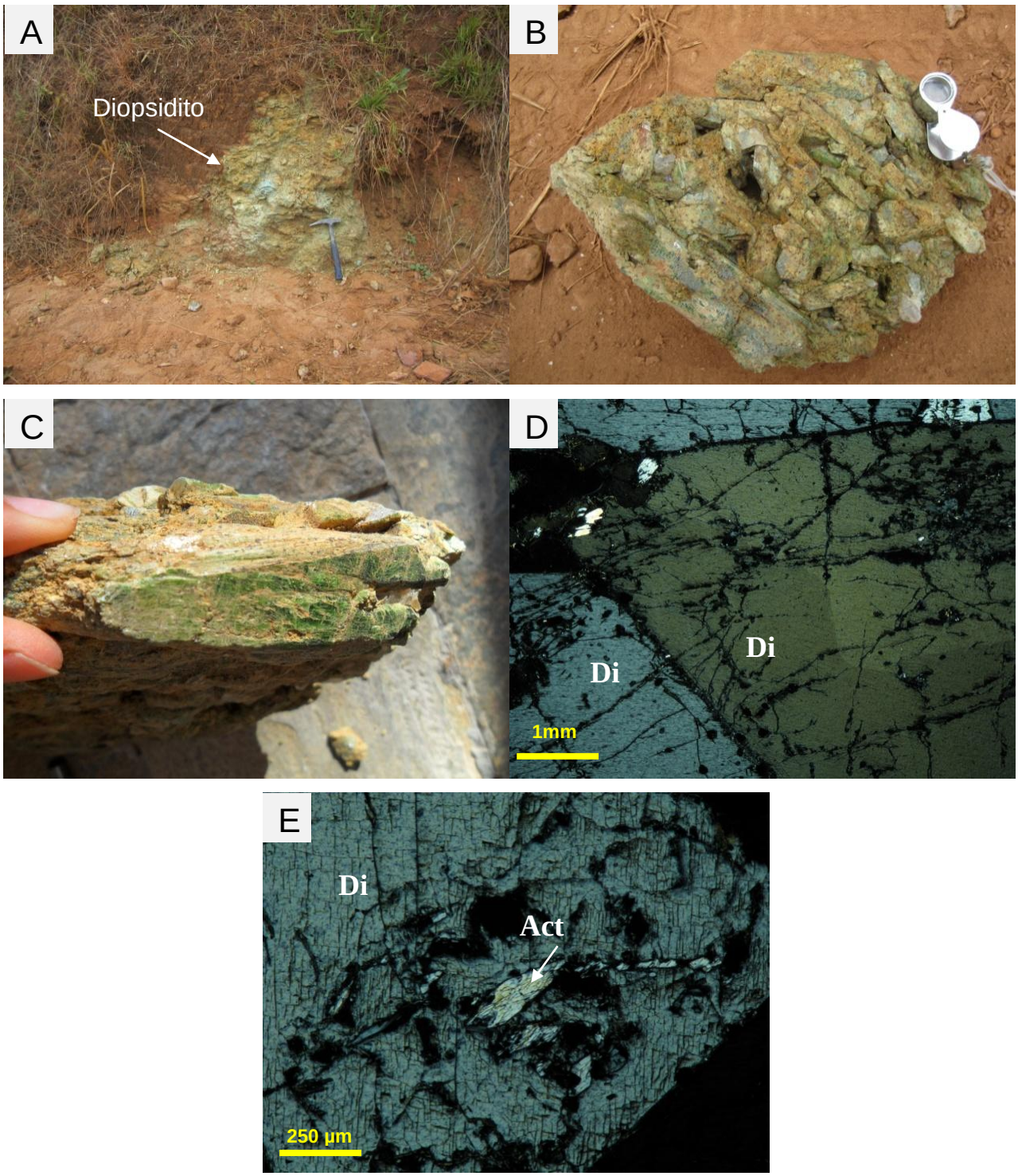


Figura 4.6. A) Afloramento de diopsidito. B) Cristais centimétricos, prismáticos e euédricos de diopsídio. C) Detalhe de cristal de diopsídio. D) Fotomicrografia de diopsídio analisado em microssonda. E) Cristal de diopsídio localmente uralitizado a actinolita.

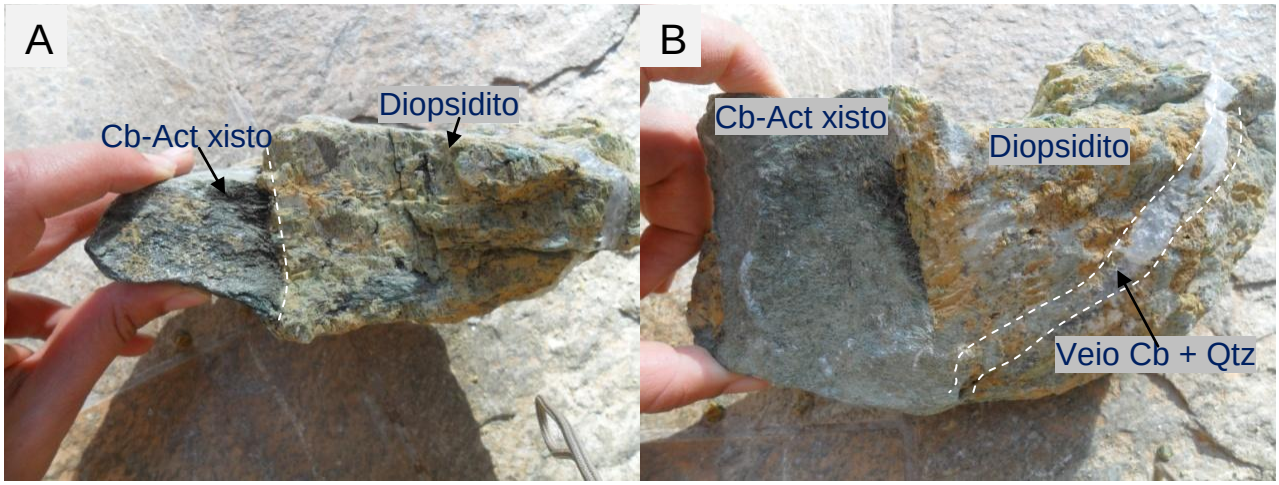


Figura 4.7. A) Contato entre carbonato-actinolita xisto (rocha encaixante) com diopsidito. B) Veio de carbonato e quartzo cortando diopsidito.

Os cristais de de diopsídio possuem Mg# alto, comumente entre 83% e 90% e valores baixos, em wt%, de Al_2O_3, entre 0,04-0,24 (média de 0,14), e de Cr_2O_3, entre 0,06-0,84 (média de 0,30).

Dados químicos e petrográficos de diopsiditos pertencentes a ofiolitos têm sido recentemente publicados (Python et al., 2007; Santosh et al., 2010) e podem ser comparados com os obtidos na região de São José da Safira (SJS). Em relação à ocorrência de diopsiditos no ofiolito de Oman, que são ofiolitos pertencentes ao cinturão de ofiolitos contidos na cadeia de montanhas Alpinas (mas cujo ambiente tectônico preciso – cadeia oceânica ou bacia relacionada a arco - ainda está em debate), Python et al. (2007) caracterizam-nos petrologicamente. Nesta região, diques de diopsidito são encontrados na parte mais superior da seção mantélica, a maioria sendo subparalela ao paleo-Moho com mergulhos diferenciados. Quando existentes, as evidências de propagação desses diques são mais de direção lateral ou para baixo. Assim como o diopsidito de São José da Safira, são compostos quase que 100% por diopsídios, com variados tipos de textura (e que não se assemelham a de *cumulatus*). As rochas hospedeiras são serpentinitos e, em algumas amostras, veios de carbonato cortam cristais centimétricos de diopsídio. Da mesma forma como os cristais de actinolita presentes nas amostras de diopsídios e em suas paredes, os cristais de tremolita em Oman são pobres em Al_2O_3, mas são relativamente mais pobres também em FeO (cujos valores são menores que 3%). O valor médio do Mg# dos diopsídos situa-se entre 95 e 100% e são depletados, bem como os de SJS, em Ti, Al, Cr, Na, etc (Figura 4.8). Com base nestes dados (que são comparativamente semelhantes aos obtidos para os diopsiditos de São José da Safira), Python et al. (2007) propõem que os diopsídios formaram-se em uma zona de transição muito estreita localizada entre a fronte de propagação de fluidos hidrotermais para zonas inferiores e o topo de um diápiro astenosférico, parcialmente fundido, que fez seu caminho pela litosfera. Com o aumento da

temperatura local, minerais hidratados nas rochas metaultramáficas, como serpentina e tremolita dão lugar à cristalização de diopsídio. A composição deste fluido seria rica em Ca, carbonatos (CO_2) e provavelmente sílica. Nos diopsiditos de SJS isto é evidenciado pela íntima ligação dos cristais de diopsídio com quartzo e carbonato(s), bem como pela presença do anfibólio rico em Mg, mas com uma quantidade significativa de Ca, que é a actinolita. O contato com as rochas hospedeiras também é rico em cristais de carbonato.

A origem magmática é descartada pela porcentagem em peso muito baixa de Cr e Al. Diopsídios típicos de peridotitos possuem concentração de Cr_2O_3 entre 0,5-2,5% e Al_2O_3 maior que 1,5%. Elementos menores como Ti e Na também possuem baixas concentrações e são plotados fora dos *trends* de cristalização fracionada e fusão parcial. Isto é, embora os valores de Mg# nos diopsiditos estejam dentro da faixa de valores magmáticos, a concentração dos elementos menores descartam esta origem.

Santosh et al. (2010) caracterizam diopsiditos que ocorrem na sutura colisional Palghat-Cauvery, no sul da Índia, durante a formação do supercontinente Gondwana, no Neoproterozóico-Cambriano. Nesta região ocorrem diques concordantes e discordantes de diopsidito em granulação grossa, às vezes maior que 6 cm, em rochas gabróicas. Os cristais possuem Mg# nos núcleos entre 84-89% e bordas entre 79-83%. Com base também na análise de Elementos Terras Raras, os autores propõem uma gênese para os fluidos hidrotermais em um ambiente de subducção. Estes dados foram comparados com os obtidos por Python et al. (2007) e mostrados na Figura 4.8. Como pode ser observado pela descrição, os dados petrográficos do diopsidito também são muito semelhantes aos encontrados em SJS.

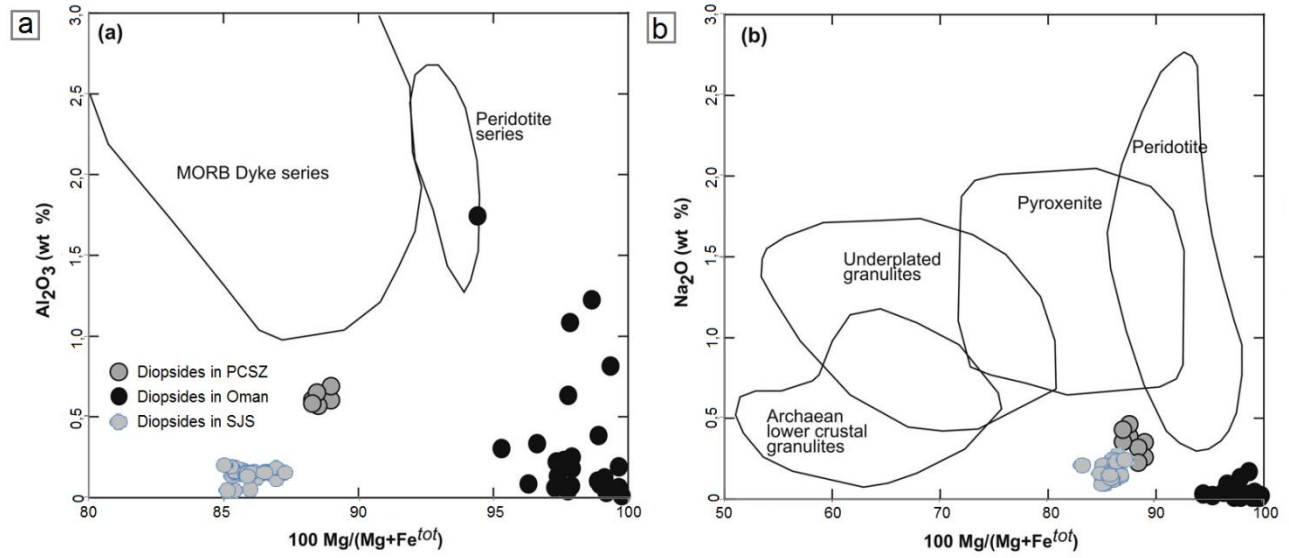


Figura 4.8. A) Variação no conteúdo de Al_2O_3 versus Mg# nos cristais de diopsídio (*cf.* Python *et al*., 2007 e Santosh *et al.*, 2010). B) variação de Na2O versus Mg# nos cristais de diopsídio (*cf.* Santosh *et al*., 2010). PCSZ: sutura colisional Palghat-Cauvery.

6.4. Rocha metaultramáfica da região de Marilac

No limite entre as Unidades A e D, ao sul da área mapeada, aflora uma lente boudinada de flogopita-tremolita xisto, de aproximadamente 1 metro de espessura. Este litotipo é verde claro, com textura nemalepidotoblástica, granulação fina a grossa e aspecto ligeramente sedoso (Figura 4.9-a). Encontra-se intemperizado, adquirindo tons amarronzados. Tremolita (~75%) está em cristais prismáticos, incolores, de até 6mm de comprimento. Flogopita (~24%) ocorre em cristais alaranjados, lamelares de 2-4mm de comprimento, subédricos a euédricos. Cristais muito finos de óxido (~1%) ocorrem esparsos pela amostra (Figuras 4.9-b e 4.9-c).

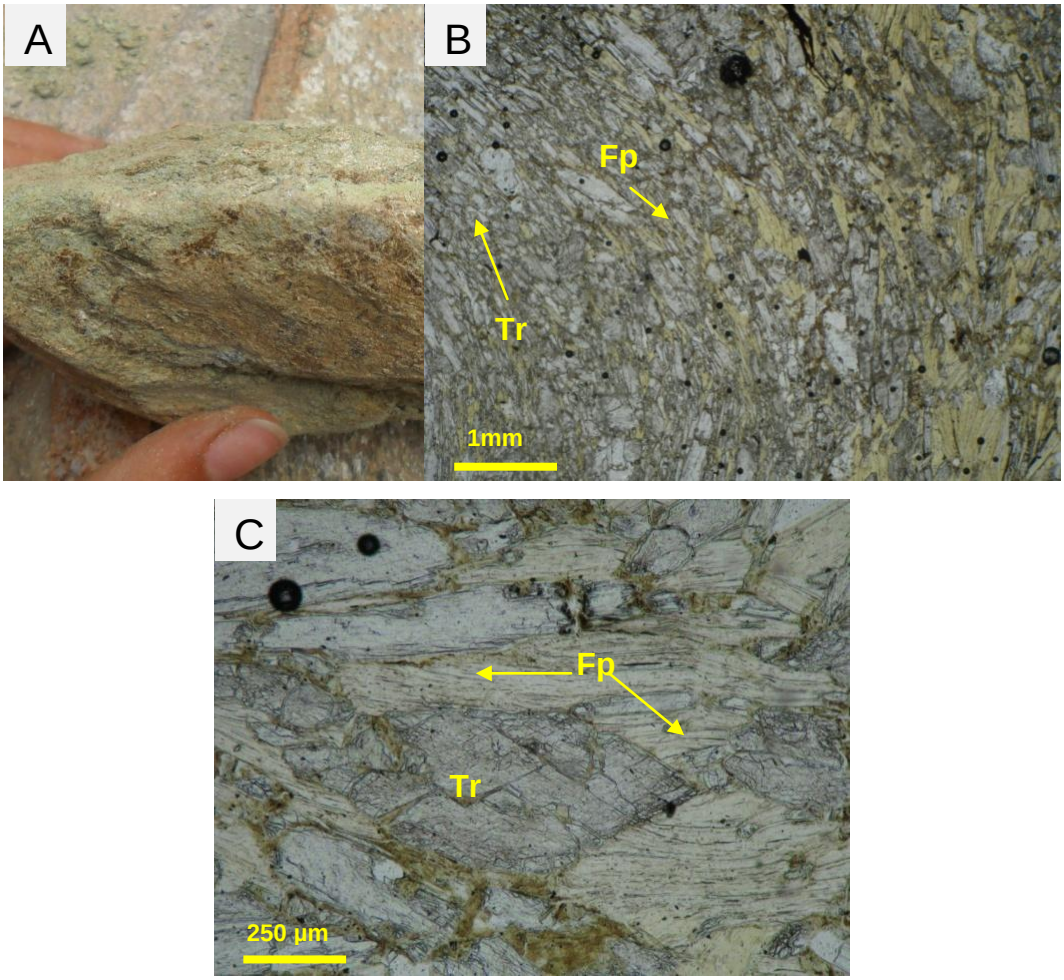


Figura 4.9. A) Amostra de flogopita-tremolita xisto intercalado no topo da Unidade A, nas proximidade de Marilac. B) Foliação Sn dobrada devido a boudinagem do corpo de rocha metaultramáfica. C) Detalhe dos cristais de tremolita e flogopita da amostra de rocha metaultramáfica.

5. Geologia Estrutural

5.1. Introdução

Regionalmente, a área caracteriza-se por um sistema de deformação transpressivo dextral (Figuras 5.1 e 5.2), resultando em uma estrutura em flor assimétrica vergente para W. Enquanto o contato das rochas metassedimentares com os granitoides neoproterozoicos, a leste, é marcado por falhas transcorrentes de alto ângulo, o contato a oeste com o embasamento paleoproterozoico/arqueano é marcado por uma zona de cisalhamento de empurrão, de baixo ângulo, a reversa oblíqua dextral. Essas duas estruturas parecem se conectar em profundidade (ver perfil da Figura 5.2), sendo a expressão de uma falha maior, provavelmente a continuação da Zona de Cisalhamento de Abre Campo. O transporte tectônico, de maneira geral, é dirigido para SW, mas é característica uma mudança progressiva, marcada pela inflexão da lineação de estiramento (L_n), cuja orientação varia desde NNE-SSW, na porção mais a nordeste, até E-W, em direção a sudoeste.

As unidades metassedimentares podem estar em situações parautóctones e alóctones (Figuras 5.1 e 5.2), sendo que todo o pacote metassedimentar (internamente) e contatos entre unidades encontram-se pervasivamente cisalhados. No primeiro caso, o contato das unidades possui movimentação reversa, localmente marcada por zonas de cisalhamento, mas estão em posições estratigráficas normais. A duplicação por empurrão ocorre verdadeiramente na colocação da Unidade B sobre a C, isto é, na colocação da Formação Ribeirão da Folha sobre a Formação Salinas, invertendo a estratigrafia, como ocorre na porção norte da área. As rochas metaultramáficas também se encontram limitadas por meio de empurrões que formam duplexes nas camadas quartzíticas (Figuras 5.1 e 5.2). Zonas de empurrão internas à formação Salinas também ocorrem na porção setentrional do mapa, onde o zonamento metamórfico é duplicado, colocando zonas de maior grau sobre zonas de menor grau.

Dentro do acervo estrutural, dois componentes parecem controlar a tectônica da região e, consequentemente, as feições geomorfológicas e o zonamento metamórfico. O principal é a lineação, que segue os principais lineamentos geofísicos observados em imagens magnetométricas da área (Figura 5.3). A tendência de paralelismo deste elemento com os eixos das dobras de primeira e segunda geração indica provável rotação dos eixos em direção ao movimento de massa. O reflexo em afloramento são tectonitos L e/ou SL pervasivos em todas as unidades (Figura 5.4). O segundo elemento é a foliação principal S_n, cujo aspecto sigmoidal nos metassedimentos, em escala regional (Figura 5.1), reflete o sistema dextral transcorrente a transpressivo, bem marcado pelas zonas de cisalhamento que delimitam os contatos estratigráficos regionais. As isógradas do metamorfismo barroviano também acompanham S_n.

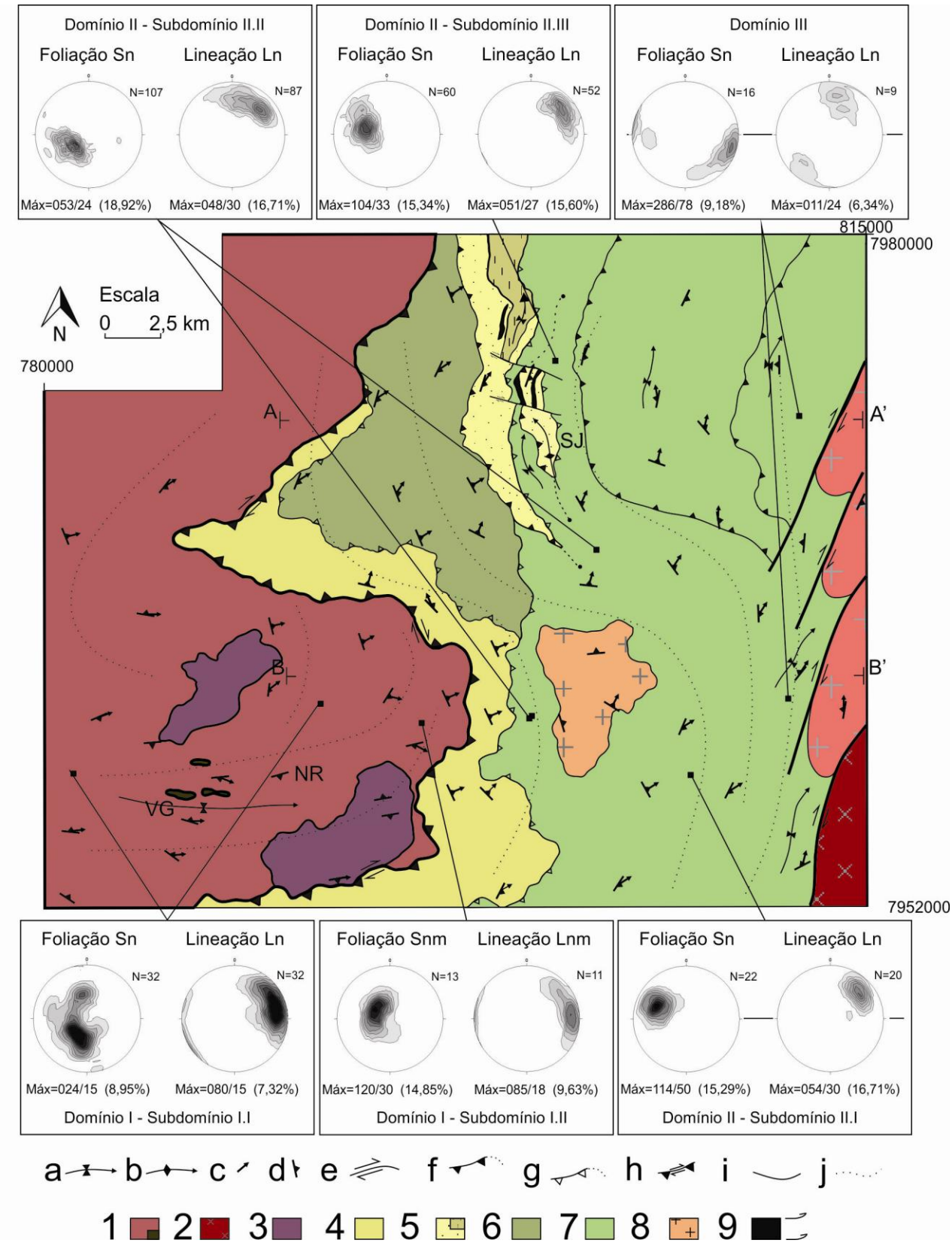


Figura 5.1. Mapa geológico simplificado da região de São José da Safira. a) Sinformes; b) antiformes; c) lineação Ln; d) foliação Sn; e) zona de cisalhamento transcorrente destral; f) zona de cisalhamento de empurrão; g) contatos tectonizados reversos; h) zonas de cisalhamento reversas com componente destral; i) contatos normais; j) traço da foliação. 1) Complexo Guanhães e metabásicas (Arqueano); 2) Complexo Mantiqueira (Paleoproterozoico); 3) Granito Jenipapo (Paleoproterozoico); 4-7: Sucessão metassedimentar (Neoproterozoico), respectivamente Unidades A, B, C e D. 8) Granito foliado Santa Rosa (Neoproterozoico/Cambriano); 9) Intercalações tectonônicas de rochas metaultramáficas. VG: Virgolândia; NR: NacipRaydan; SJ: São José da Safira.

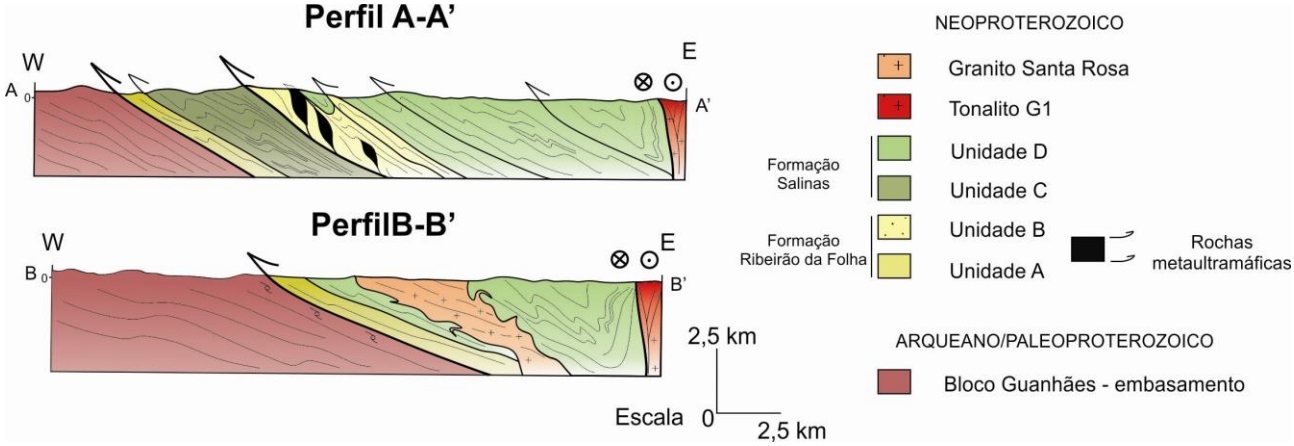


Figura 5.2. Perfis AA' e BB' mostrando as relações entre as principais unidades das regiões. Destaque para contatos alóctones (contato em linha grossa) e parautóctones (contato em linha fina).

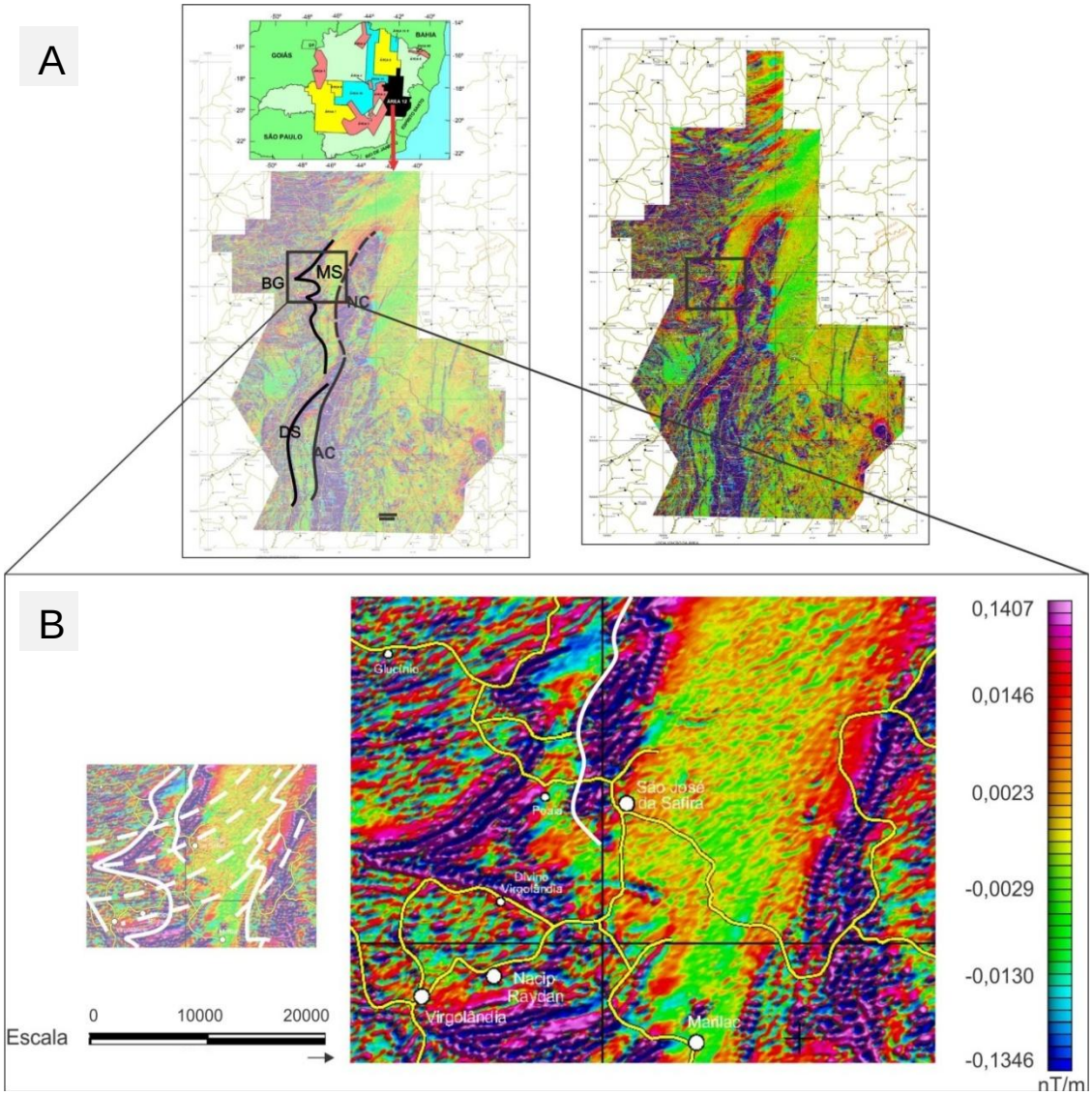


Figura 5.3. A) Mapa magnetométrico (1ª derivada vertical) mostrando as principais zonas de cisalhamento do Orógeno Araçuaí (DS: Dom Silvério, AC: Abre Campo e sua possível continuação em linhas tracejadas) e os principais domínios tectônicos abrangidos pelo trabalho (BG: Bloco Guanhães, MS: Sucessão Metassedimentar, NC: Núcleo Cristalino). B) Ampliação da imagem (a) na área de estudo, as linhas contínuas mostram as principais zonas de cisalhamento, que acompanham a foliação, e as linhas tracejadas indicam os principais lineamentos magnéticos que sofrem inflexão de NNE-SSW para E-W, assim como a lineação de estiramento na área.

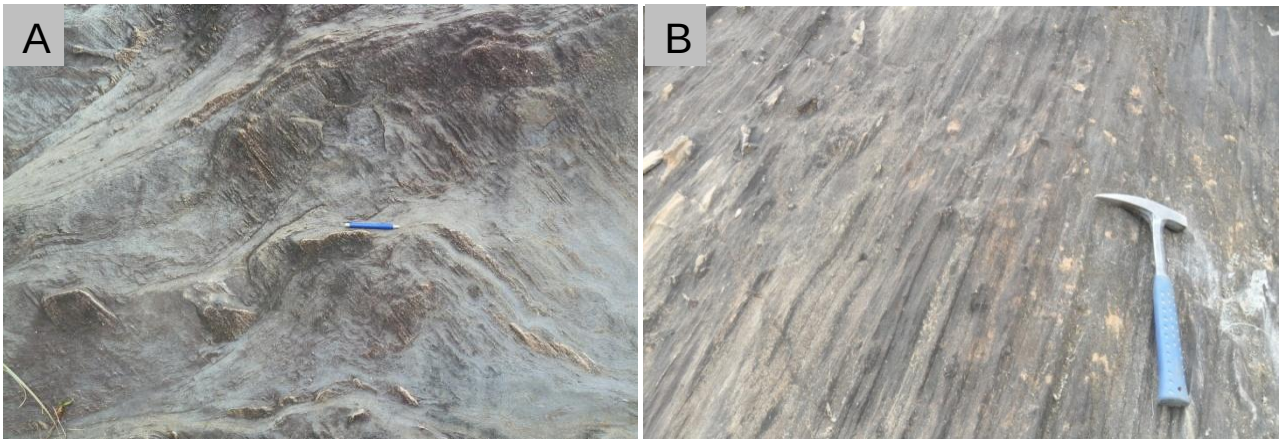


Figura 5.4. a) Afloramento de tectonito SL (cuja superfície erosionada é bastante similar à geomorfologia da área). b) Tectonito L no xisto da Unidade D.

Duas fases de deformação coaxiais, que atingem as rochas do embasamento, xistos e granitoides, podem ser distinguidas, D_n e D_{n+1}. De maneira geral, apresentam as seguintes características:

(a) A fase D_n é caracterizada pela geração de zonas de cisalhamento reversas e transcorrentes dextrais de direção geral N-S e dobras F_n vergentes para W a SW. As dobras F_n são de primeira geração, dão origem à foliação plano axial S_n e lineação de estiramento L_n nela contida. S_n é pervasiva e paralela a subparalela ao bandamento composicional das rochas (S_{n-1}), afetando intensamente as unidades de modo que estruturas primárias ou pré-existentes não puderam ser documentadas. Nas rochas metassedimentares, a associação sin-cinemática de sillimanita, cianita, estaurolita, granada e micas indicam que esta fase está associada com o metamorfismo na fácies anfibolito, do tipo barroviano, impresso nos metassedimentos.

A idade máxima de D_n é 544 ± 10 Ma (zircão, U-Pb, SHRIMP), datada neste trabalho (ver Capítulo 7) através do granito Santo Rosa, que possui a foliação S_n pervasivamente impressa.

(b) A fase D_{n+1} é caracterizada pelas dobras F_{n+1}, de escalas regional e de afloramento, geradoras de uma clivagem de crenulação S_{n+1}, de ocorrência local. D_n e D_{n+1} são coaxiais e formam padrões de redobramento em laço. A desestabilização de minerais como estaurolita e a paragênese de biotita, clorita, muscovita e granada associada às clivagens de crenulação indicam que esta fase ocorreu sob condições de P e T relacionadas à fácies xisto verde e, por conseguinte, mais baixas que a fase D_n.

De acordo com a natureza do sistema predominante e da orientação das estruturas, a área pode ser dividida em três domínios: I, II e III, localizados respectivamente nas porções oeste, central e leste (Figura 5.5).

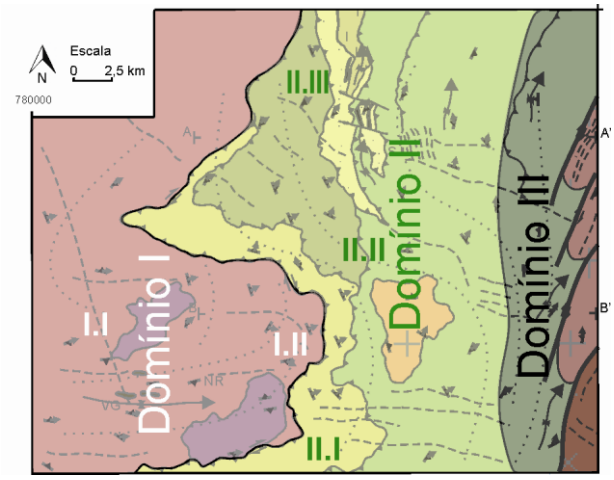


Figura 5.5. Divisão dos domínios estruturais na área.

O **Domínio I** abrange a porção mais ocidental da área estudada, onde ocorrem predominantemente gnaisse, granito-gnaisse e anfibolito, e pode ser dividida em dois subdomínios. O primeiro deles - I.I - abrange quase toda porção do embasamento, exceto o contato com os metassedimentos, onde se encontra o segundo subdomínio - I.II (Figuras 5.1 e 5.5). No subdomínio I.I, a foliação S_n mergulha predominantemente para N ou S com ondulações para E e W. A lineação de estiramento L_n cai predominantemente para E, com dispersões para NE. Já o domínio I.II caracteriza-se por uma zona de cisalhamento reversa a oblíqua reversa, onde a foliação principal S_n evolui para uma foliação milonítica S_m, e marca o transporte dos metassedimentos sobre o complexo gnáissico em direção a oeste.

O **Domínio II** é composto pelas porções ocidental e central da sequência metassedimentar mais o granito neoproterozoico neles intrudido. Difere do domínio I em termos de lineação, que é oblíqua a S_n e cai predominantemente para NE, e em termos da foliação S_n, que ondula entre as orientações NNE-SSW (variando a NNW-SSE), WNW-ESE e, novamente, NNE-SSW, respectivamente da porção norte para sul do mapa. Esta variação pode ser observada nas três concentrações modais observadas no estereograma do item 5.2.2 (neste capítulo) e claramente distinguidas quando dividida em subdomínios (Figuras 5.1 e 5.5). Em escala regional, a foliação S_n possui a forma de um "S", cuja indicação cinemática ao lado da zona de transcorrência a leste aponta um sistema dextral (Figura 5.1).

O **Domínio III** e mais oriental abrange, além da unidade metassedimentar, os granitoides neoproterozoicos com os quais fazem contato. A principal característica deste domínio é o predomínio de um sistema transcorrente, onde a zona de cisalhamento principal segue a foliação S_n. Esta passa a ser subvertical a vertical, com direções NS a NNE-SSW.

Apesar de D_n e D_{n+1} serem pervarsivas em toda a área estudada, cada um destes domínios apresenta particularidades devido principalmente ao sistema predominante e, consequentemente, da

geometria resultante em cada um deles. Para tanto, ambas as fases serão descritas a seguir e analisadas em cada domínio.

5.2. Fase Dn

5.2.1. Domínio I

5.2.1.1. Subdomínio I.I

A fase Dn neste subdomínio é caracterizada pelo dobramento de um bandamento gnáisso já pré-formado (S_{n-1}), gerando as dobras F_n abertas a isoclinais, simétricas a assimétricas, de charneiras arredondadas. São formadoras da foliação plano-axial S_n, dada principalmente pela orientação da biotita, e da lineação L_n nela contida, marcada principalmente por cristais de anfibólio orientados e estirados. Comumente F_n são dobras intrafoliais, em que S_n se torna paralela a subparalela ao bandamento gnáissico (Figura 5.6).

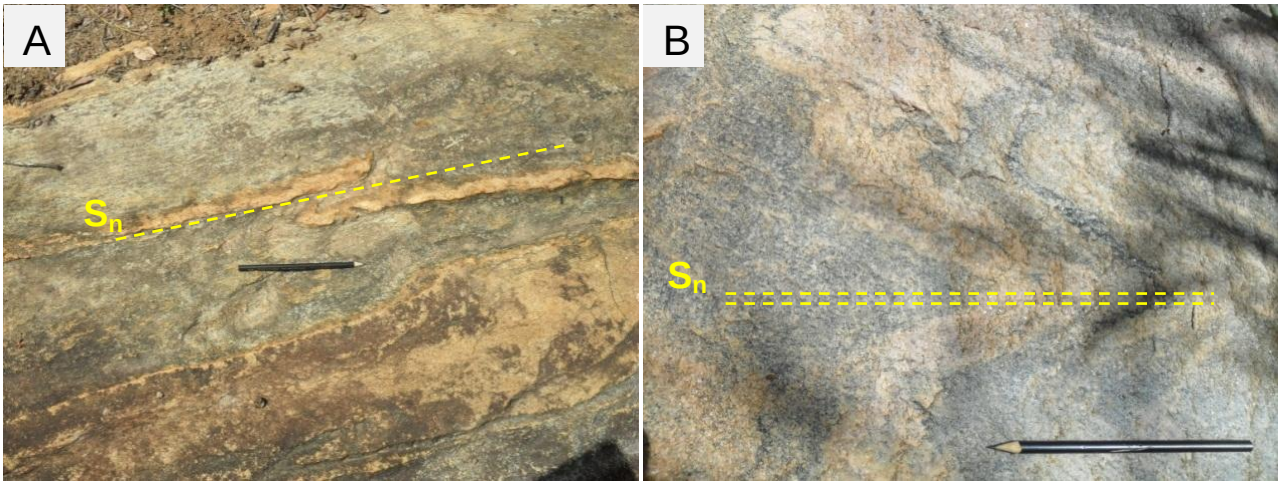


Figura 5.6. Dobras F_n, geradoras de foliação plano-axial S_n: (a) do tipo intrafolial, no Complexo Guanhães, Domínio I; (b) em dobras fechadas do gnaisse do Complexo Guanhães, com micas orientadas segundo S_n.

Em relação à fase D_n, ocorre uma variação na deformação (principalmente no que tange à relação entre entre eixo b_n e lineação L_n) que pode ser representada por dois afloramentos. No primeiro deles (Figuras 5.7-a e 5.7-b) as dobras F_n são intrafoliais, de escala centimétrica a decimétrica, com eixo de caimento para NW e lineação L_n com caimento para NE, isto é, aproximadamente ortogonais entre si (neste afloramento, observam-se ainda dobras F_{n+1}, suaves e coaxiais, que redobram F_n, ver item 5.3.1, deste capítulo). O outro extremo pode ser representado pelo afloramento das Figuras 5.7-c a 5.7-e, em que o bandamento (S_{n-1}) não foi ainda completamente transposto. Neste caso, a dobra F_n é de escala decimétrica a métrica e apresenta o eixo subparalelo à lineação L_n, ambos com caimento para ENE. Em relação a S_n, L_n é oblíqua, próximo ao *strike*. O aspecto não cilíndrico das dobras pode ser melhor observado através do estereograma na Figura 5.7-d, do afloramento.

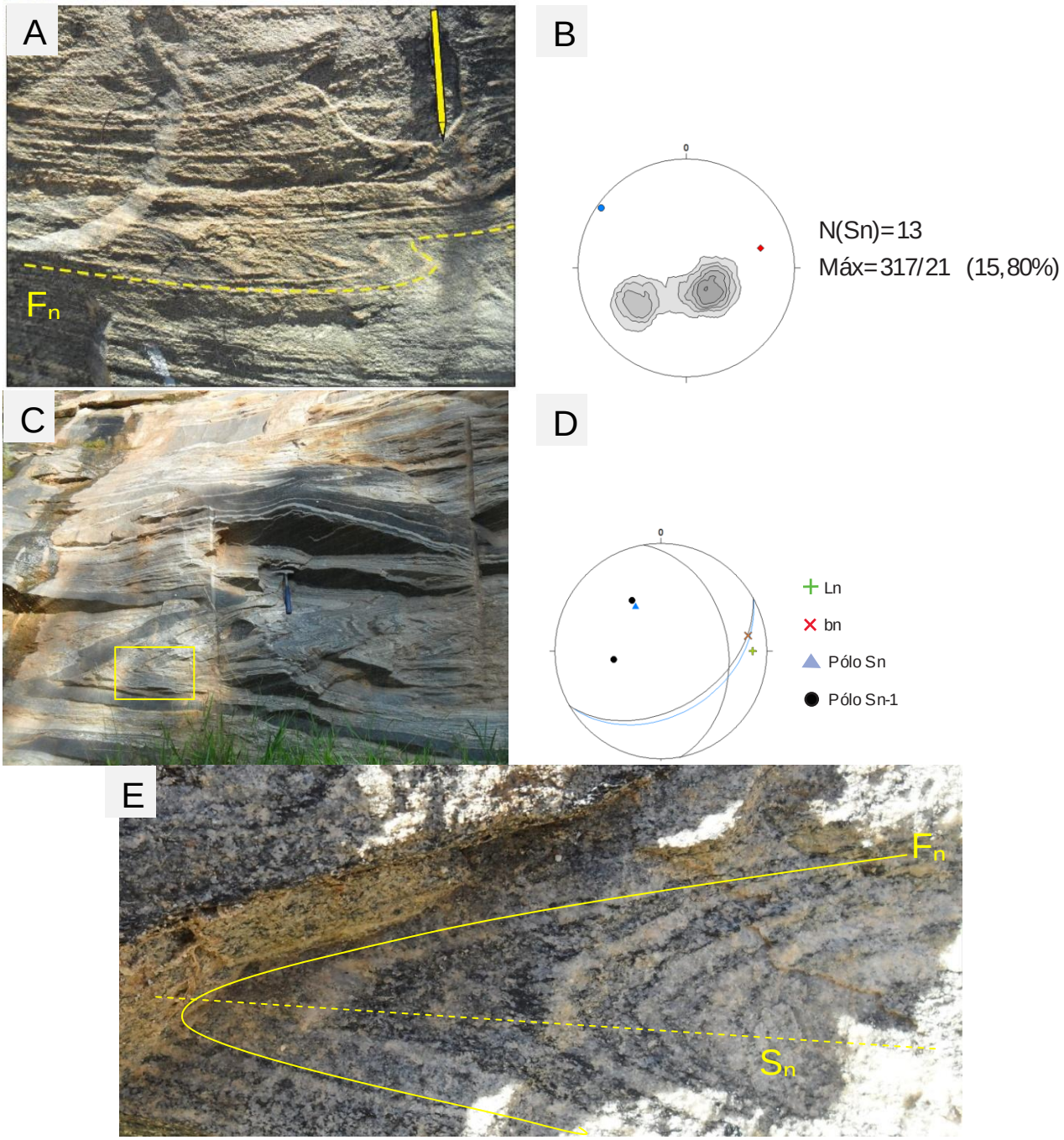


Figura 5.7. Dobras F_n no Domínio I. A) Dobras F_n intrafoliais apertadas. B) Estereograma do afloramento em (A), com eixo medido em azul e lineação de estiramento em vermelho. C) Dobra de primeira geração (F_n) no Domínio I, com foliação plano axial (S_n) e bandamento composicional (S_{n-1}) não completamento transposto. C) Estereograma do afloramento em (C), com lineação L_n perpendicular a b_n. E) Detalhe da relação plano-axial de S_n em relação a F_n do afloramento em (C).

De maneira geral, a lineação de estiramento L_n no Domínio I cai variando de NE para E, com máximo modal em 080/18, sendo oblíqua ou *strike* em relação a S_n (Figuras 5.8-a e 5.8-b). Localmente, L_n se torna predominantemente *downdip* na foliação S_n, que adquire um carácter milonítico devido à associação com uma espessa zona de cisalhamento, sendo, por isso, analisada separadamente no subdomínio I.II. Indicadores cinemáticos, como porfiroclastos de feldspato

sigmoidais ou com cauda de recristalização, dobras intrafoliais, *tensiongashes*, apontam movimentos reversos de topo para W a SW. As medidas com caimento para NW ou SW encontram-se em flancos mergulhantes neste sentido, resultantes do dobramento de S_n (pela fase D_{n+1}, item 5.3.1). Da mesma forma, a dispersão de L_n no estereograma deve-se a flutuações de S_n no embasamento.

Os dados de S_n no estereograma resultam em duas guirlandas. A principal reflete as dobras de eixo estatisticamente com caimento para leste (máximo de densidade em b_n = 096/14). A densidade máxima de S_n, em 024/30, indica o flanco dominante, enquanto o valor modal para o outro flanco é 167/37. Uma guirlanda secundária reflete as ondulações da foliação presentes no embasamento, com dispersões para centros de densidade de S_n em 100/54 e 300/25, cujo eixo estatístico possui caimento aproximado para NNE (018/07).

Os eixos das dobras F_n são bem variáveis, de acordo com o resultado da sobreposição do seu posicionamento inicial com o redobramento da fase D_{n+1} (item 5.3.1). Caem principalmente variando de ENE a SE, mas também foi medido com caimento para SSW.

Em escala regional, o que se observa é um *continuum* da variação da direção da foliação, cujas medidas variam desde para norte, girando em direção a leste, até a direção sul. Este padrão é bem definido nos estereogramas deste domínio, que mostram uma guirlanda principal, refletindo dobras com eixos que caem para leste e por guirlandas secundárias, com eixos que caem para norte (Figura 5.8). Esta mudança é provavelmente o reflexo do sistema transpressivo atuante, juntamente com o transporte de massa dirigido de SW até W e com a paleogeografia da área. Este último fator é considerado quando se observa a alta sinuosidade no contato do embasamento com os metassedimentos e como a foliação se molda em torno deste contato. Devido a esta variação, embora sejam observadas duas fases de deformação no embasamento, não é plausível relacionar em termos fractais as orientações locais das dobras para uma abordagem regional.

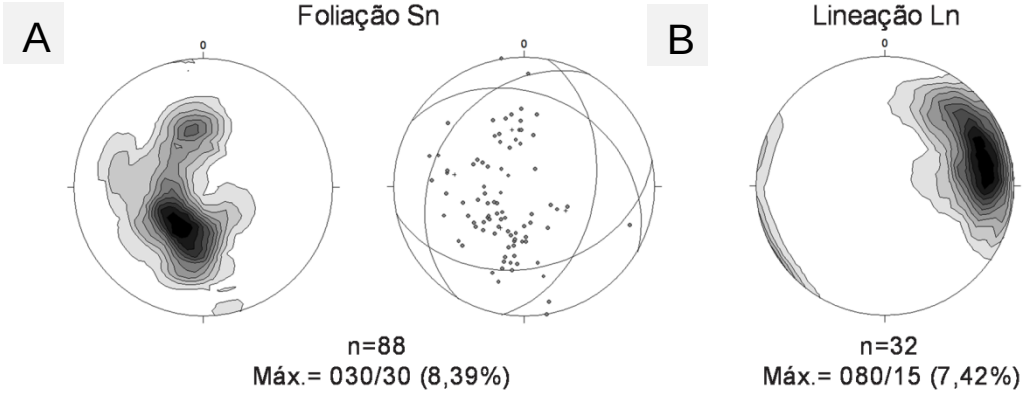


Figura 5.8. Estereograma do subdomínio I.I. (a) Variação de S_n no embasamento, formando uma guirlanda principal com eixo com caimento para leste e uma secundária, com eixo para norte. (b) Lineação de estiramento com caimento predominantemente para leste.

De ocorrência apenas neste subdomínio, observa-se localmente um terceiro tipo de dobra (F_s), em que L_n é paralela ao eixo, provavelmente resultante de dobramentos relacionados a zonas de cisalhamento geradas na fase D_n (Figura 5.9). Diferenciam-se de F_n por não estarem relacionadas à geração de foliação plano-axial.

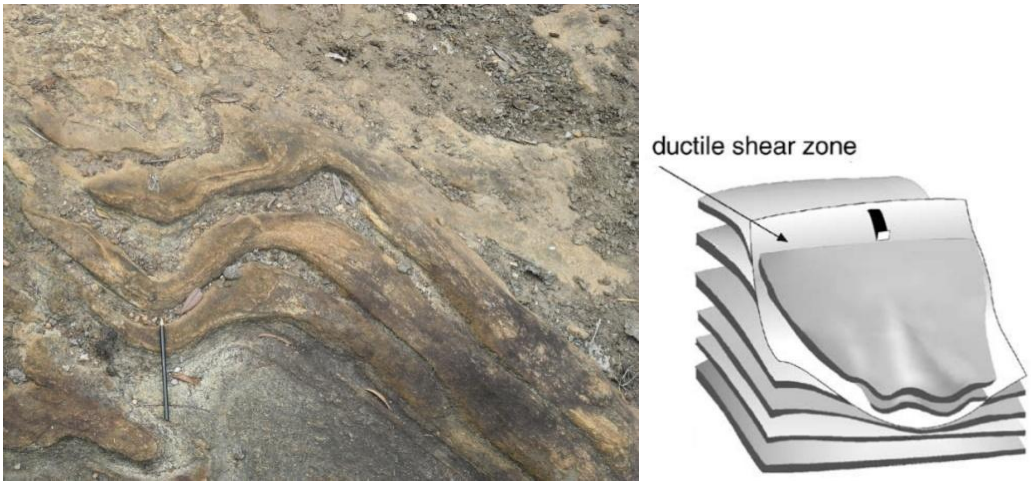


Figura 5.9. Dobras associadas a zonas de cisalhamento, conforme esquema retirado de Harris et al., 2002.

5.2.1.2. Subdomínio I.II

Na porção oriental do embasamento, encontra-se uma zona de cisalhamento com até cerca de 0,5 km de espessura, de movimento reverso para W e cujo baixo ângulo de mergulho contribui para a alta sinuosidade de seu traço em superfície. Neste setor predomina o sistema deformacional frontal. O bandamento gnáissico torna-se retilíneo e mais espesso, com bandas variando de decimétricas a métricas. A foliação Sn passa a apresentar carácter milonítico (S_{nm}), com máximo modal em 120/30 e maiores dispersões para E. A lineação de estiramento relacionada (L_{nm}) é predominantemente *downdip* no plano S_{nm}, com caimento predominantemente para E com dispersões para NE, com máximo em 085/18 (Figura 5.10). Indicadores cinemáticos são abundantes nesta porção, como porfiroclastos rotacionados, caudas de recristalização e dobras intrafoliais, e apontam movimento reverso de topo para W ou SW (Figura 5.11).

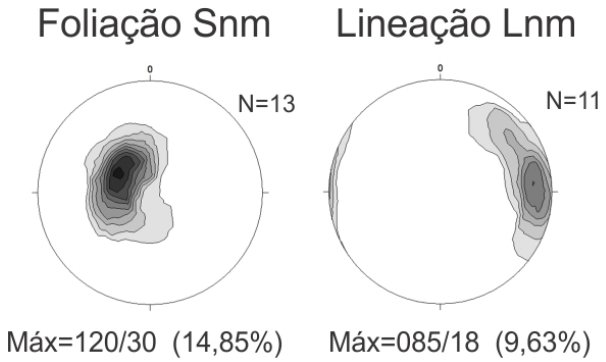


Figura 5.10. Estereograma do subdomínio I.II, onde a foliação é milonítica e a lineação de estiramento predominantemente *downdip*.

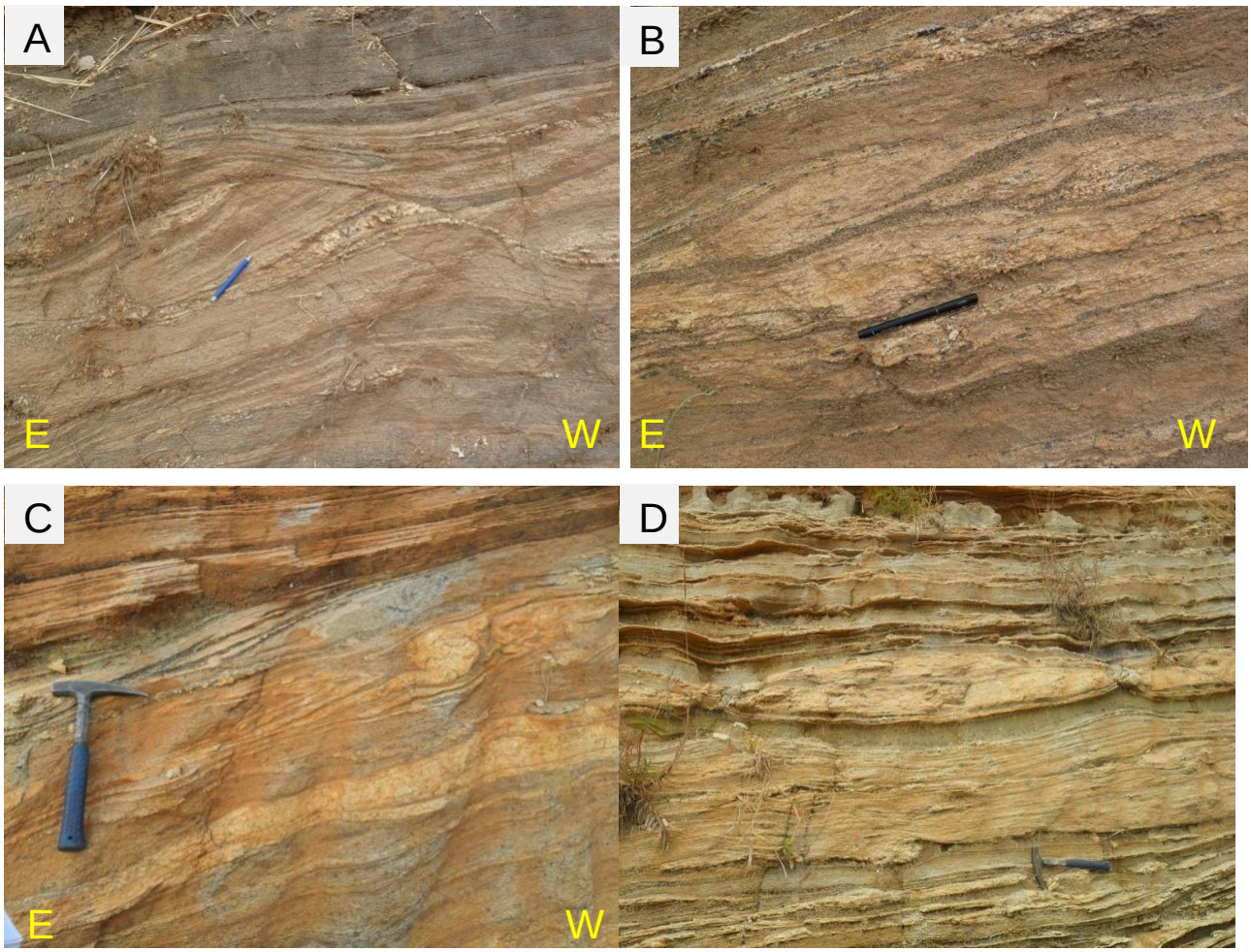


Figura 5.11 . A) Sigmoide de foliação indicando movimento reverso de topo para W, Complexo Guanhães, subdomínio I.II. B) Sigmoide quartzo-feldspático indicando movimento reverso de topo para W, Subdomínio I.II. C) Sigmoide quartzo-feldspático indicando movimento reverso de topo para W, Subdomínio I.II. D) *Boudins* de foliação do tipo "cabeça-de-peixe", com preenchimento de quartzo no espaço entre os *boudins*.

5.2.2. Domínio II

Neste domínio, o acamamento primário é transposto até o paralelismo com a pervasiva foliação S_n, que é marcada nas unidades metassedimentares principalmente pela orientação planar de biotita e muscovita, além do achatamento e estiramento de minerais como quartzo, feldspato, cianita e estaurolita. No granito foliado Santa Rosa, a foliação é marcada principalmente pela orientação de biotita, mas também pelo achatamento e estiramento de quartzo e feldspato.

As dobras da fase D_n, assim como no Domínio I, afloram de maneira mais escassa. São comumente dobras intrafoliais, fechadas a predominantemente isoclinais, de charneiras arredondadas e escala decimétrica. Nos xistos de granulação mais grossa, observa-se a relação plano axial de S_n nestas dobras, que claramente corta suas charneiras (Figura 5.12). Nas rochas onde há bandamento composicional, como das unidades C e D da Formação Salinas, ou onde ocorrem transições litológicas, como na unidade B da Formação Ribeirão da Folha, estes são paralelos a S_n. O eixo das dobras possui máximo em 015/40 e é comumente paralelo a subparalelo a L_n, como mostrado pelos estereogramas das dobras F_n na Figura 5.13. Em apenas um afloramento, no subdomínio II.II, foi observada uma dobra em bainha.

No granito Santa Rosa, a relação plano axial de S_n pode também ser observada em apófises dobradas, como mostrado na Figura 5.12-e.

A lineação de estiramento, L_n, marcada principalmente por minerais como quartzo, feldspato, cianita, sillimianita, biotita e estaurolita, cai de maneira geral para NE, com dispersões para N até NNW ou E. Quando analisada por subdomínio, observa-se que a lineação é relativamente constante, com máximo sempre para NE. No entanto, há uma pequena variação de acordo com a orientação da foliação. Isto pode ser obsevado através dos estereogramas, que mostram, respectivamente, nos subdomínios II.I, II.II e II.III, os máximos modais da foliação em 060/30, 114/50 e 104/33 e os da lineação em 048/30, 054/30 e 051/27 (Figura 5.13). Outra observação neste sentido pode ser feita no sudomínio II.I, em que ocorre maior variação da direção da foliação, principalmente em direção a NW-SE, e há maior ocorrência de lineações que caem para N.

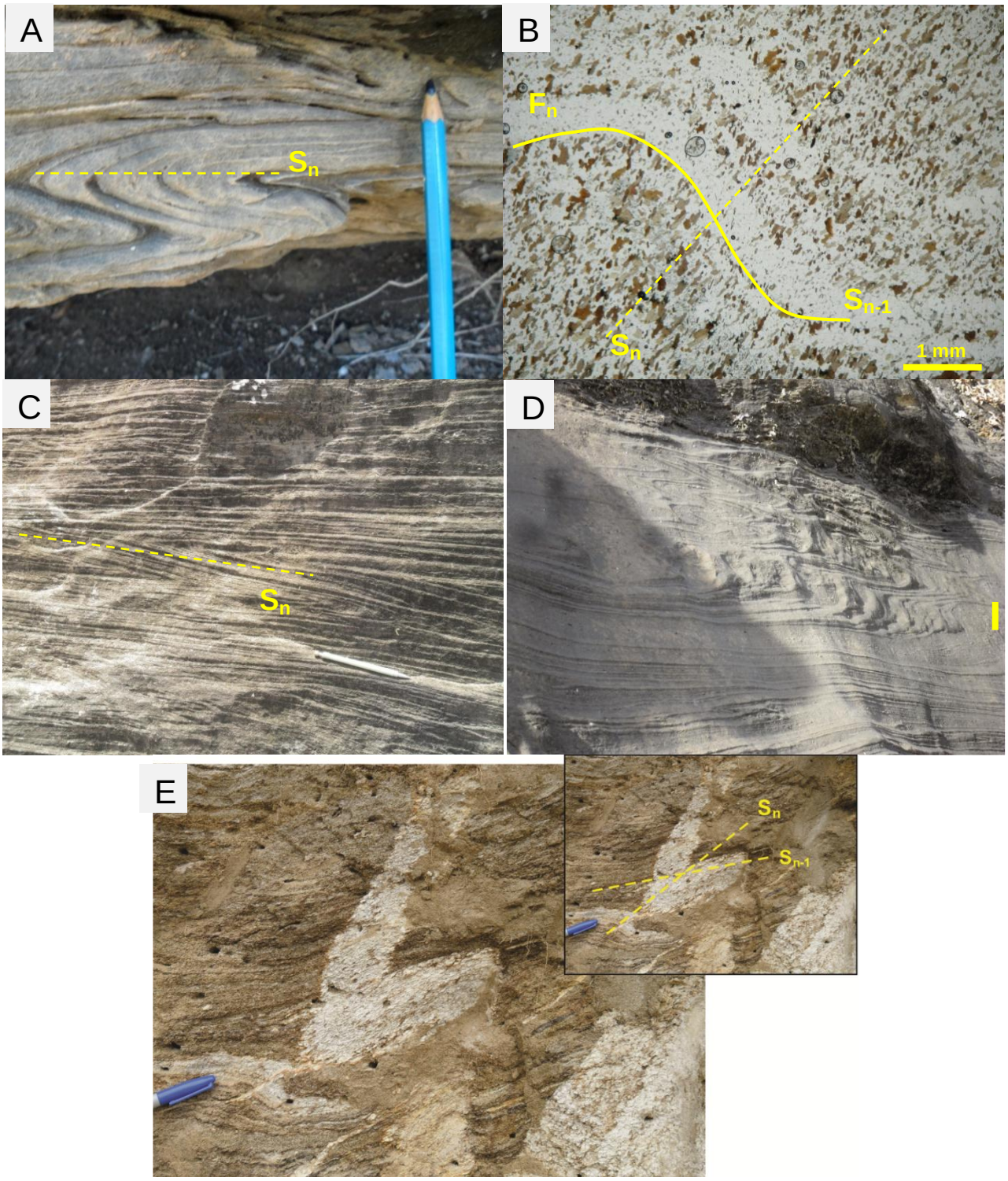


Figura 5.12. A) Dobras F_n, geradoras de foliação plano-axial S_n em quartzo-biotita xisto da Unidade D, Domínio II. B) Fotomicrografia da dobra em (A). C) e D) Dobras F_n, geradoras de foliação plano-axial S_n em quartzo-biotita xistos da Unidade C, Domínio II. E) Apófise do granito Santa Rosa dobrada, com foliação plano-axial S_n pervasiva no granito e no xisto, onde corta o bandamento S_{n-1} pré-existente (bem marcado no xisto).

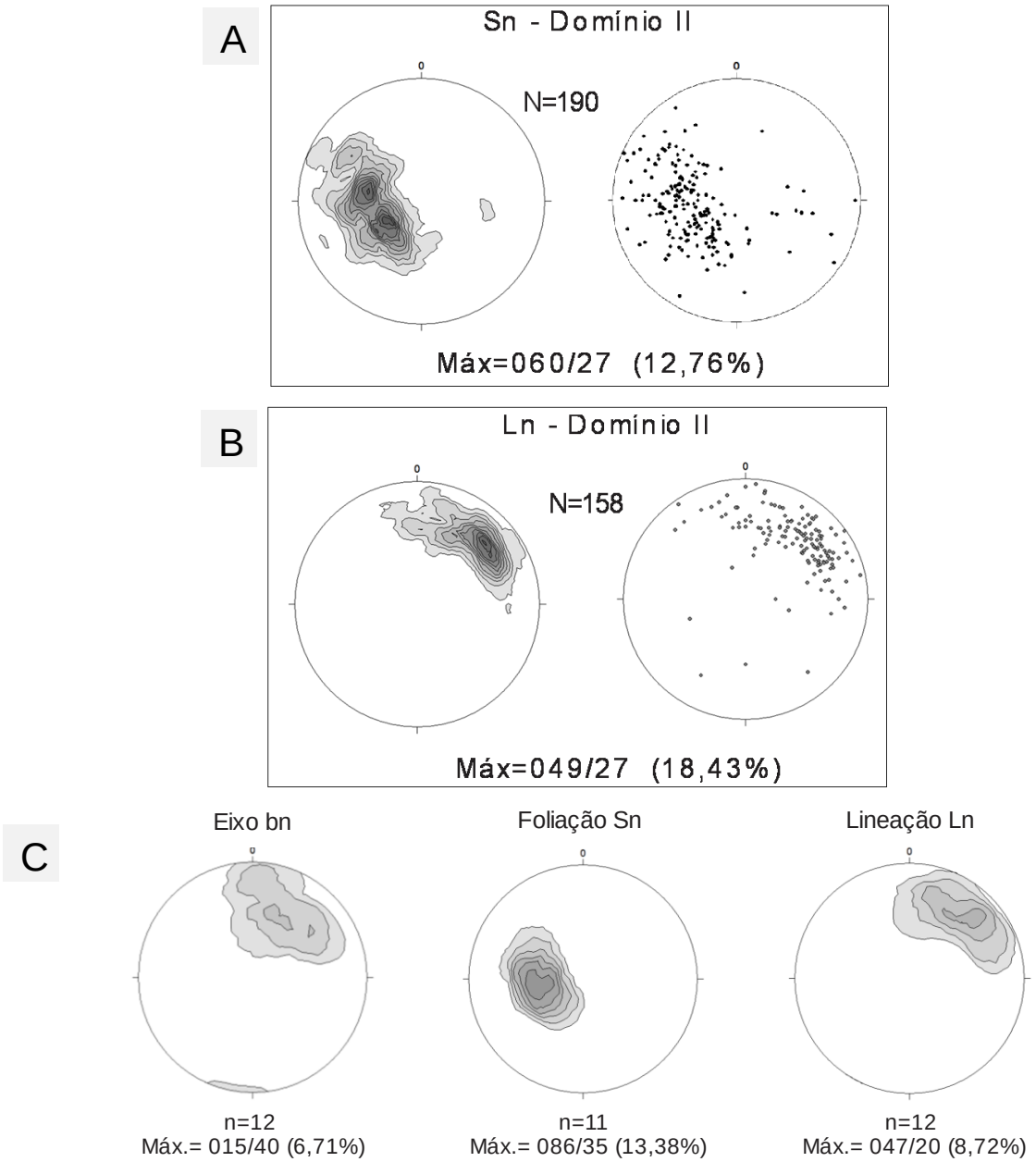


Figura 5.13. Estereograma geral da foliação S_n e lineação de estiramento L_n no domínio II da sucessão metassedimentar. A) As três concentrações no estereograma indicam os subdomínios. B) O estereograma de lineação mostra a predominância de lineações com caimento para NE e o efeito do redobramento em D_{n+1}, que rotaciona a lineação para caimentos no sentido SW. C) Estereogramas de dobras F_n, mostrando relação entre eixo b_n, foliação S_n e lineação L_n.

Os principais indicadores cinemáticos são caudas de porfiroclastos, porfiroblastos rotacionados e foliações sigmoidais associados a L_n, que indicam uma movimentação de topo reversa progressivamente inflexionada, apresentando sentidos de transporte desde para SW até para W (de nordeste para sudoeste do mapa, respectivamente, Figura 5.14).

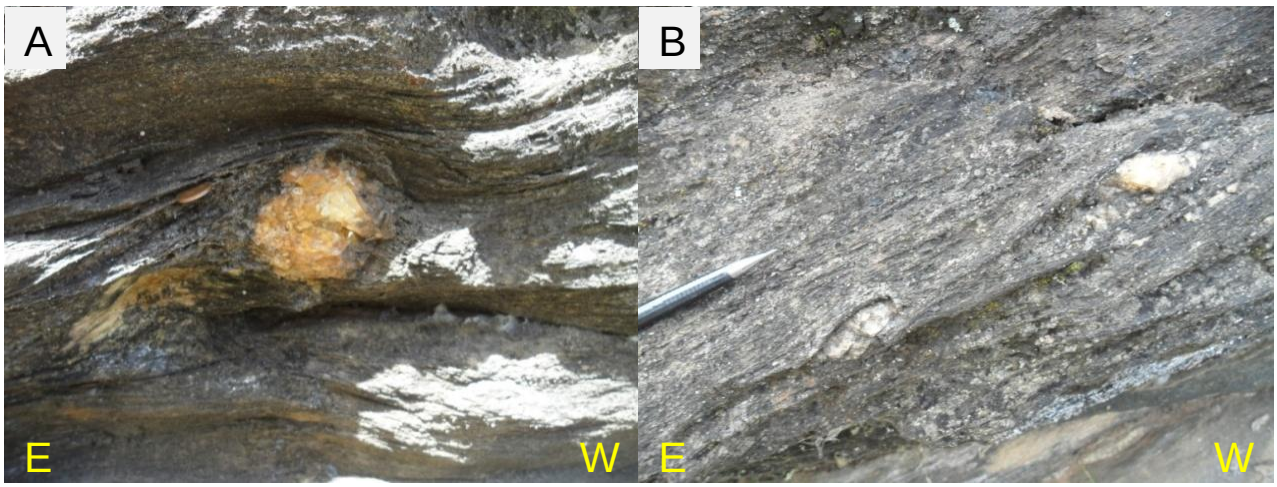


Figura 5.14. A) e B) Porfiroclastos de veio de quartzo indicando movimento reverso de topo para W, Unidade C, Domínio II.

5.2.3. Domínio III

As unidades mais representativas deste domínio são a Unidade D do pacote metassedimentar e o tonalito da Supersuíte G1. No tonalito, a foliação é marcada principalmente por biotita e pelo achatamento de cristais de anfibólio, feldspato e quartzo bem como de autólitos máficos (Figuras 5.16-a e 5.16-b). A principal característica deste domínio é o predomínio de um sistema transcorrente, em que a foliação S_n passa a ser subvertical a vertical, com máximo em 286/78, e a direção de L_n torna-se NNE, com máximo em 011/24, *strike* em relação a S_n (Figura 5.15). As dobras F_n são intrafoliais, apertadas a isoclinais, raramente observadas (Figuras 5.16-c e 5.16-d).

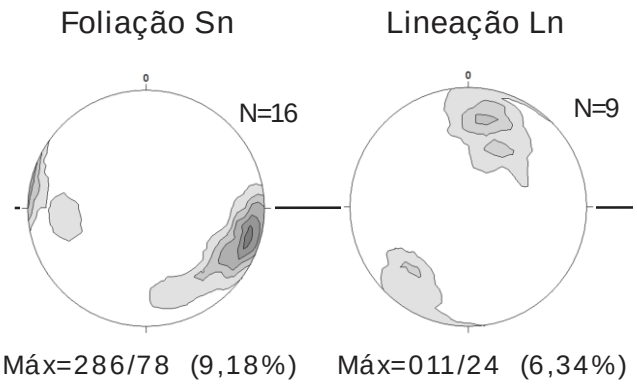


Figura 5.15. Estereogramas comparativos das dobras F_n e F_{n+1} em escala de afloramento. Os eixos b_n e b_{n+1} são subparalelos, a foliação S_{n+1} possui mergulho mais forte e L_n é subparalela a b_n, com ângulo modal de aproximadamente 30º.

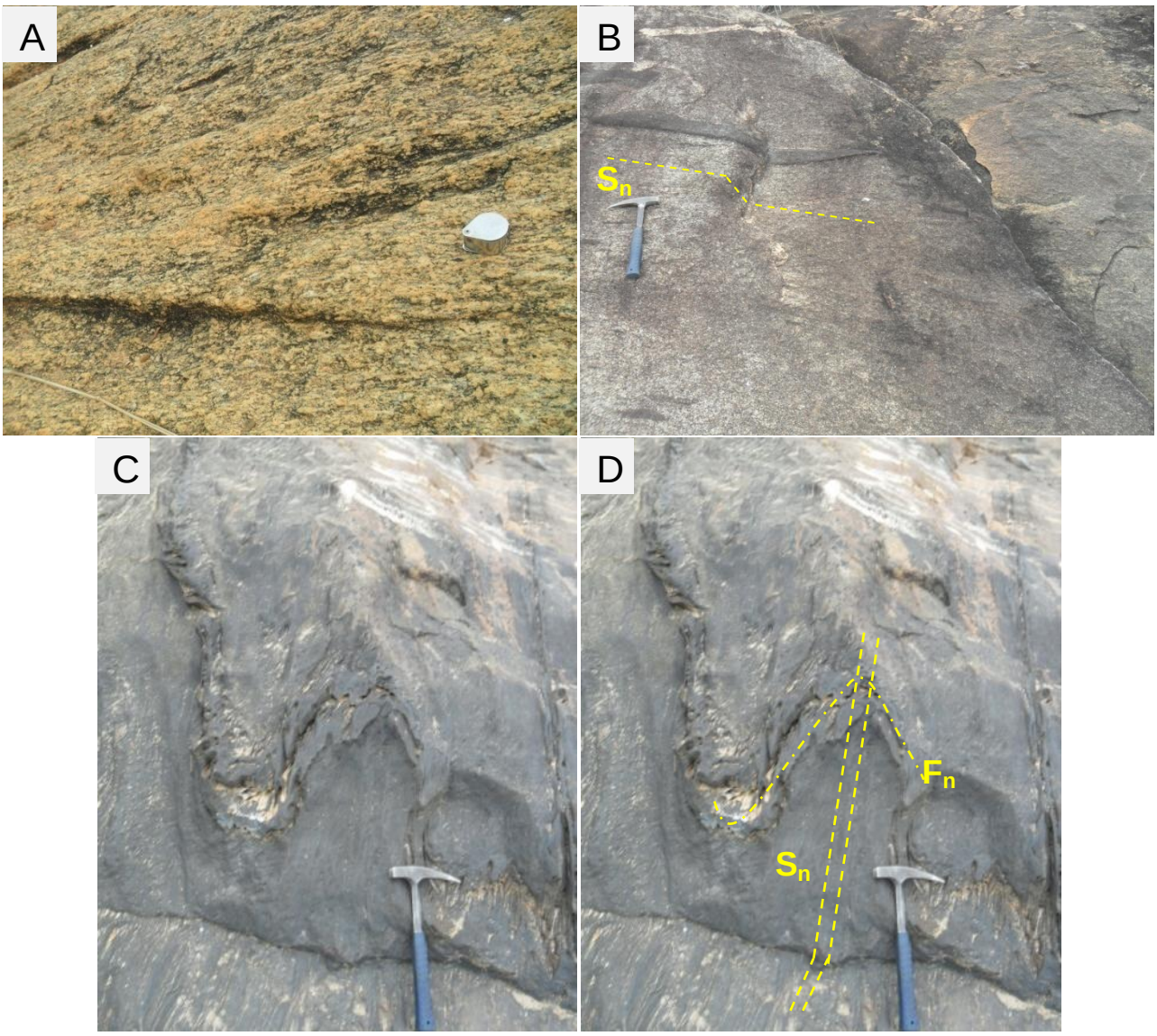


Figura 5.16. A) e B) Foliação S_n subvertical em rochas calcissilicáticas com intercalações metapelíticas da Unidade D, Domínio III. C) Tonalito G1 com foliação S_n. D) Tonalito G1 com foliação S_n subvertical e autólito estirado.

5.3. Fase Dn+1

5.3.1. Domínio I

A segunda fase, D_{n+1}, é caracterizada no Domínio I pelo redobramento das rochas do embasamento, formando dobras suaves a abertas, mas variando a fechadas (Figura 5.17). Dobras parasíticas das dobras regionais ocorrem em escala de afloramento, onde se observa que esta fase não é penetrativa em todo o pacote, isto é, a abertura das dobras torna-se cada vez mais suave até o desaparecimento, como mostrado na Figura 5.17-a. Apesar das duas fases de deformação ocorrerem neste domínio, não foram encontrados padrões de redobramento em afloramento.

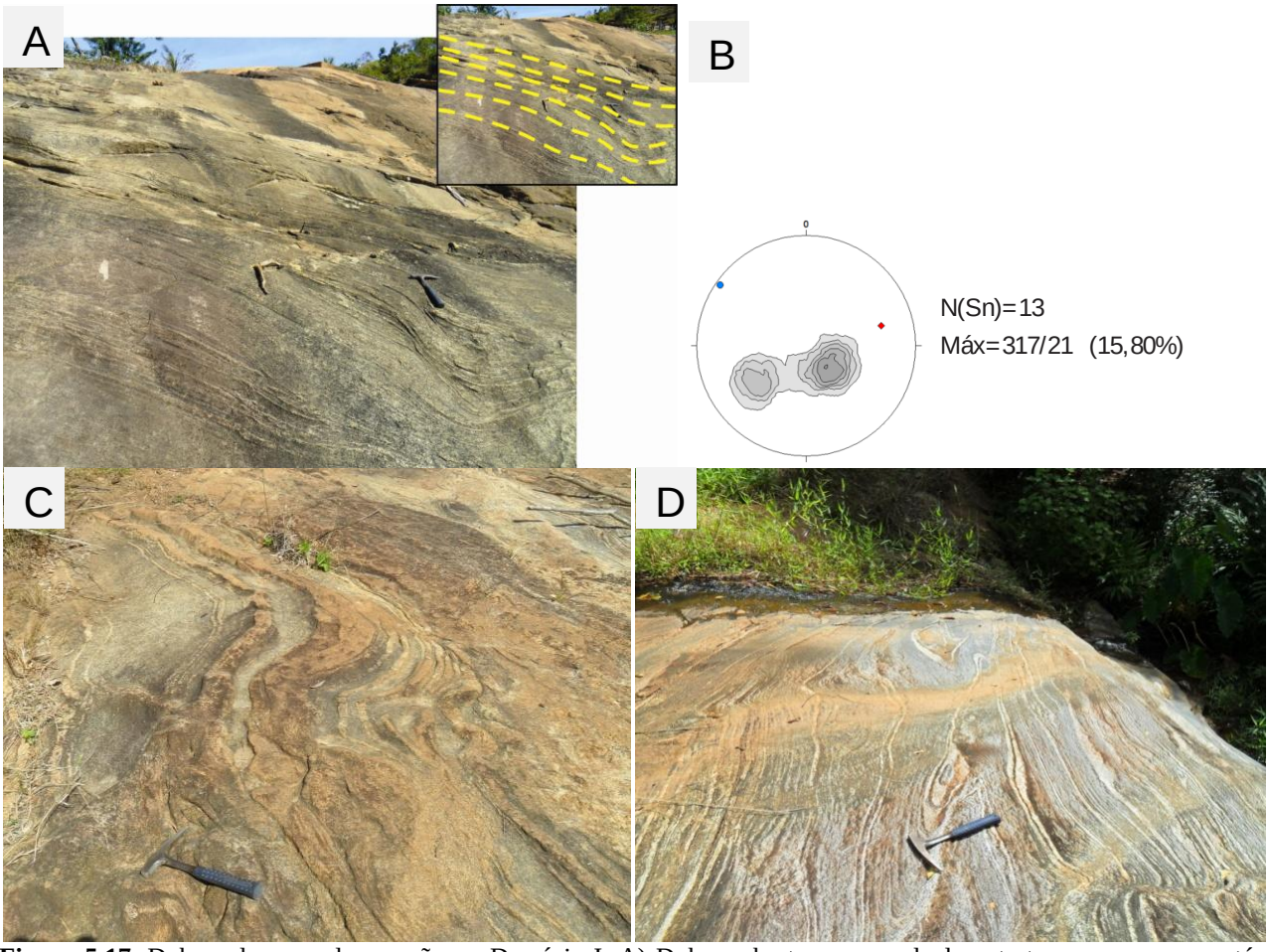


Figura 5.17. Dobras de segunda geração no Domínio I. A) Dobras abertas que gradualmente tornam-se suaves até o desaparecimento e redobram dobras intrafoliais de primeira geração, mostradas na Figura 5.7-a. Estruturas da fase D_{n+1}. C) e D) Dobras de S_n (paralela ao bandamento gnáissico), abertas a suaves, no embasamento do Complexo Guanhães.

5.3.2. Domínios II e III

As estruturas da fase D_{n+1} são mais pervasivas na sucessão metassedimentar (dos Domínios I e II) em relação às rochas do embasamento (do Domínio I) devido às próprias condições reológicas de cada um deles. Sendo assim, nos domínios II e III, a relação coxial das dobras F_{n+1} com as dobras F_n (como pode ser visto no estereograma da Figura 5.18) é mais nítida tanto pelo maior número de afloramentos em que cada uma delas podem ser observadas como também por ocorrerem juntas, formando padrões de redobramento em laço (Figuras 5.19-d e 5.19-e). As dobras F_{n+1} são suaves a fechadas, com charneiras arredondadas e vergentes para oeste a sudoeste (Figuras 5.19-a a 5.19-c). Estas dobras não geram uma foliação plano-axial penetrativa, como S_n em F_n, mas localmente podem ser observadas crenulações (Figuras 5.19-f, 5.19-g e 5.20) ou clivagens de fratura (S_{n+1}) bem discretas na direção deste plano, com mergulho maior e direção aproximada NW-SE (Figura 5.18). A clivagem de crenulação é marcada principalmente por biotita e muscovita e, subordinadamente, clorita. D_{n+1} é responsável também pela geração de anticlinais e sinclinais regionais, de escala hectométrica a quilométrica, expressando-se também na arquitetura geral de um

sinclinal da sequência metassedimentar (ver perfis na Figura 5.2). O redobramento causado por F_{n+1} reflete-se também nas lineações L_n, cuja rotação causa caimento para SW, W e NW, como pode ser vistos nos estereogramas da Figura 5.13.

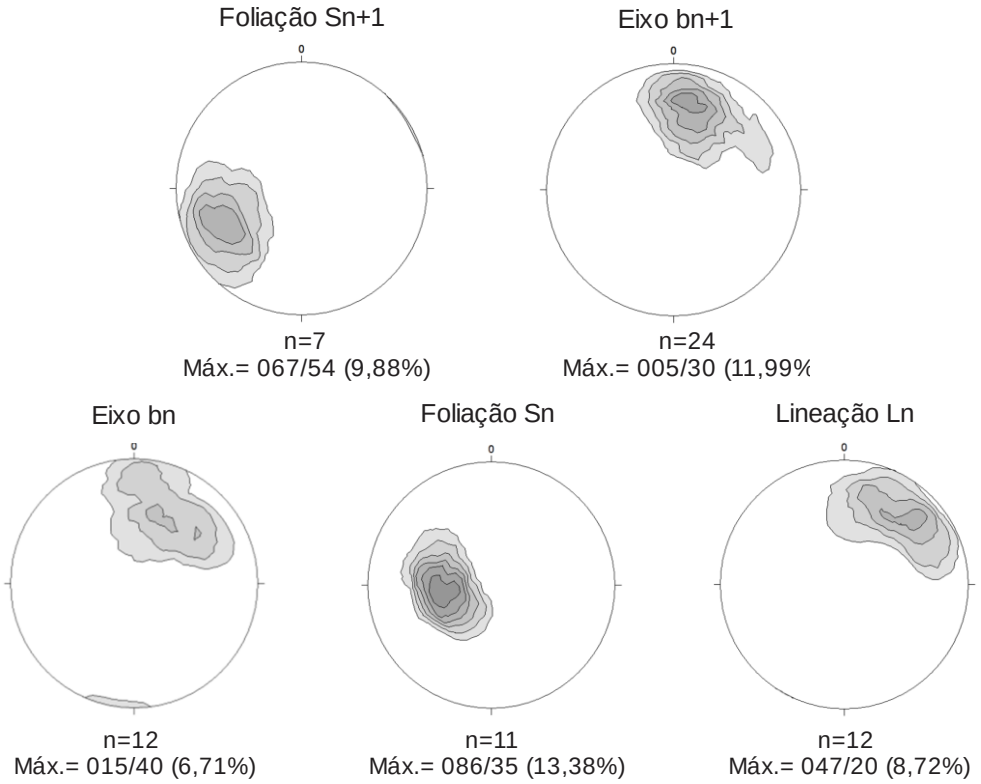


Figura 5.18. Estereogramas comparativos das dobras F_n e F_{n+1} em escala de afloramento. Os eixos bn e b_{n+1} são subparalelos, a foliação S_{n+1} possui mergulho mais forte e L_n é subparalela a b_n, com ângulo modal de aproximadamente 30º.

No Domínio III, a única diferença em relação ao Domínio II é que, devido ao fato da foliação S_n ser mais vertical, as dobras F_{n+1} adquirem geometria mais aberta (Figura 5.13-a). As dobras F_n são intrafoliais, apertadas a isoclinais, raramente observadas. Já F_{n+1} são fechadas a suaves, com charneiras comumente arredondadas, mas localmente transcionando para *kink folds*. Ainda neste domínio, ocorrem localmente zonas de cisalhamento observadas em escala de afloramento cuja direção varia de N-S a NNE-SSW e cujas dobras associadas são vergentes para NE, em sentido oposto às dobras F_{n+1} podendo estar estar associadas a retro-empurrões.

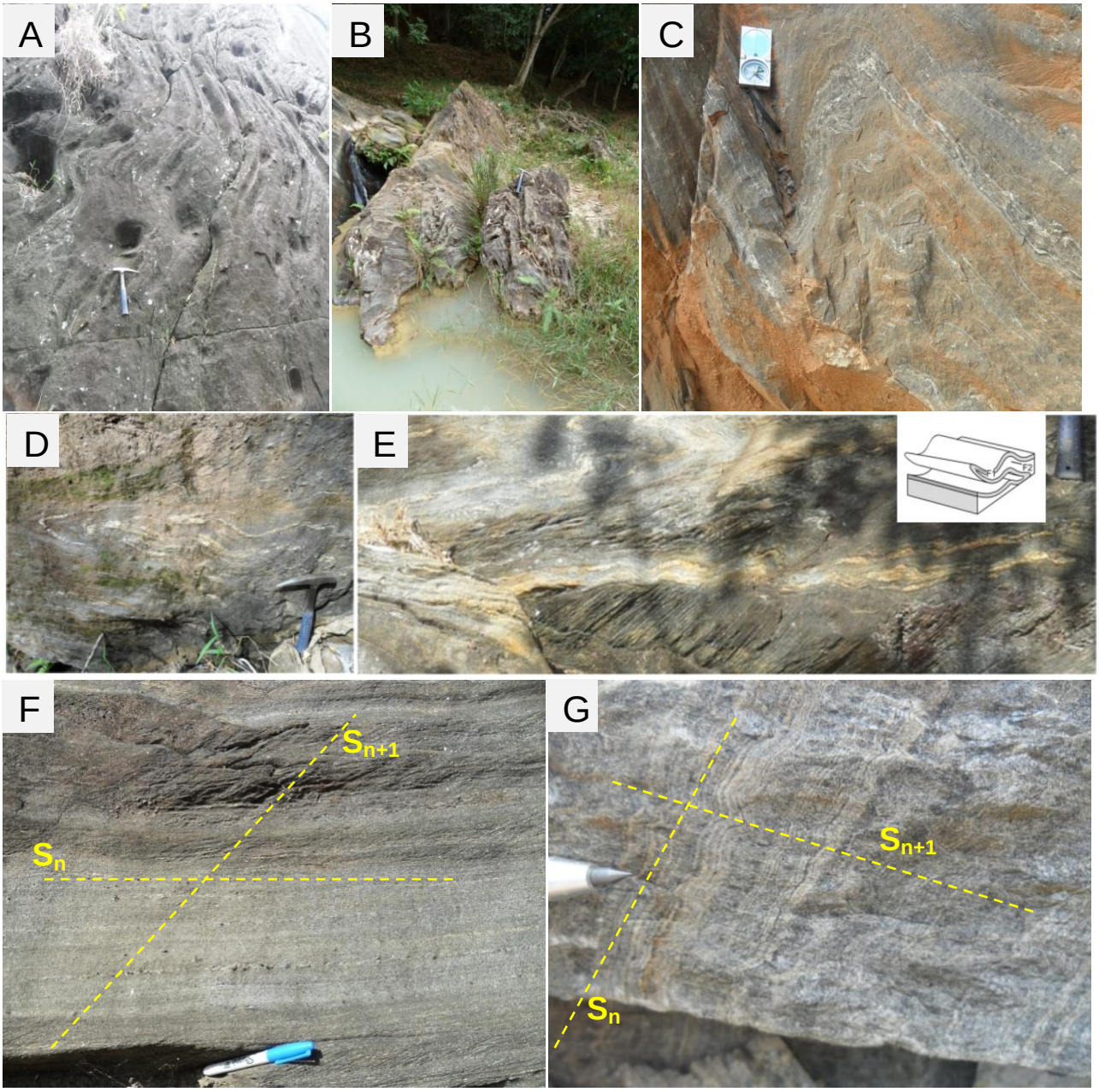


Figura 5.19. Estruturas da fase D_{n+1}. A) Dobras abertas no Domínio III, onde S_n é subvertical. B) e C) Dobras abertas a fechadasno xisto da Unidade D, domínio II. D) e E) Padrão de redobramento em laço, ou tipo 3 de Ramsay, com geração de foliação de crenulação S_{n+1}, em dois afloramentos de quartzo-biotita xisto da Unidade C, Domínio II. F) Clivagem de crenulação, evidente nas porções mais xistosas e pouco pervasiva nas porções quartzosas, Unidade C, Domínio II; G) Crenulação em metapelito da Unidade D, Domínio III.

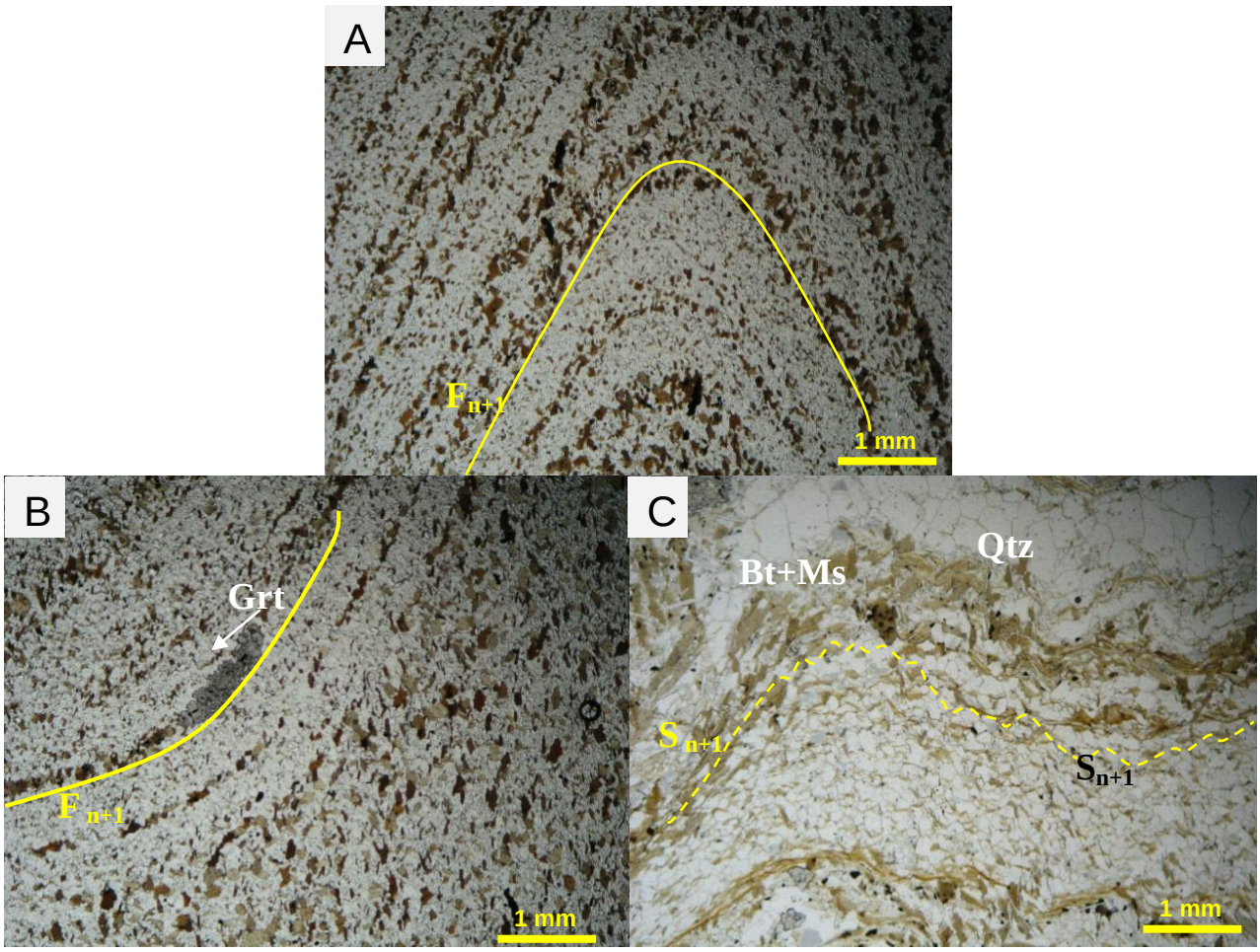


Figura 5.20. A) Dobras de segunda geração (F_{n+1}) em xisto da Unidade D. B) Cristal de granada estirado e dobrado por F_{n+1} (juntamente com S_n). C) Clivagem de crenulação em xisto da Unidade D.

5.4. Fases posteriores

Uma terceira fase, de carácter dúctil-rúptil, foi observada em afloramento da zona de cisalhamento do contato entre os metassedimentos e o embasamento, no gnaisse do complexo Guanhães. Tratam-se de diques pegmatíticos intrusivos no gnaisse rotacionados e (Figuras 5.21-a e 5.21-b) *tension gashes* cortadas, aproveitando o plano da foliação (Figura 5.21-c), ambos com movimentação reversa de topo para W.

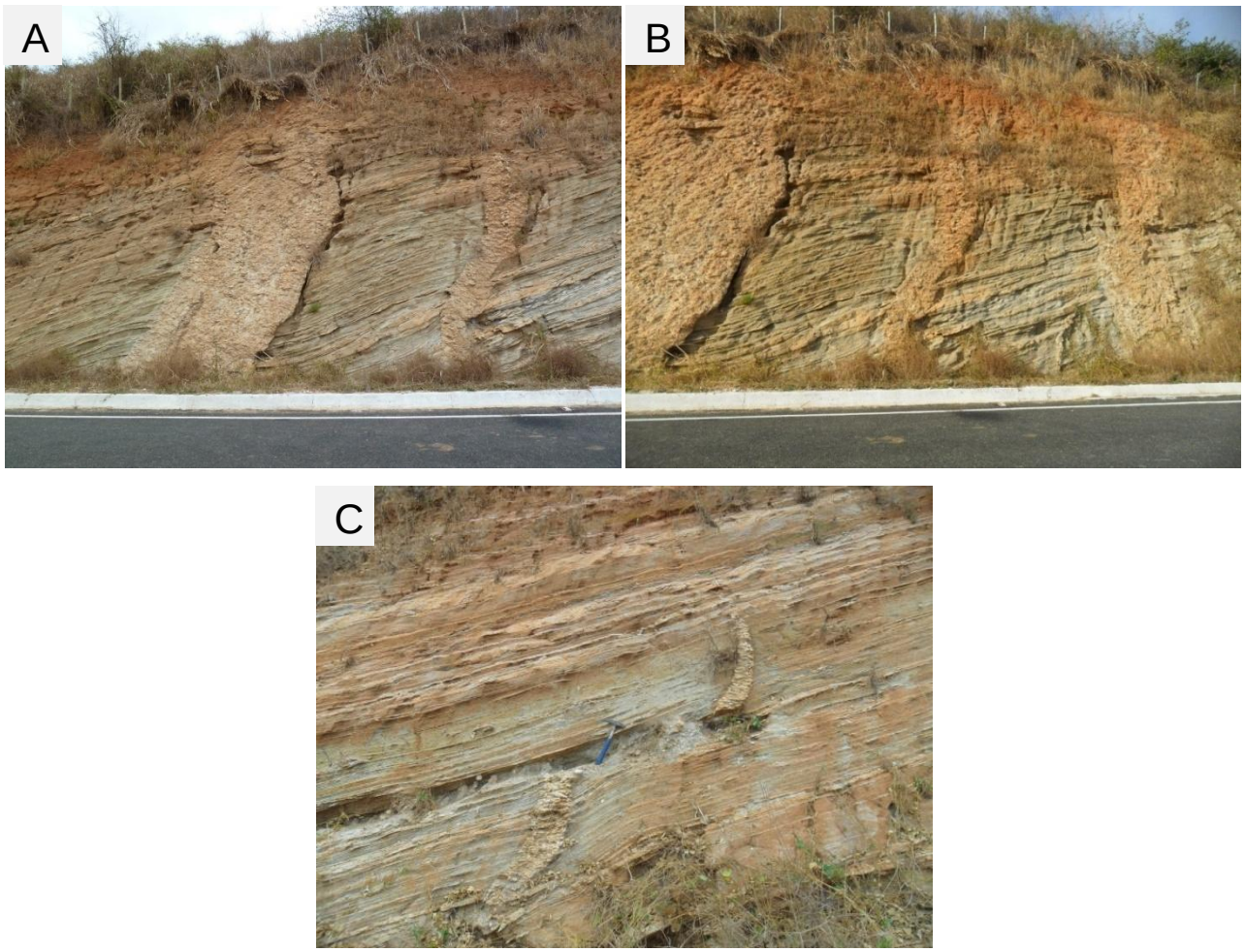


Figura 5.21. A) e B) Diques pegmatíticos rotacionados com movimento reverso de topo para W. C) Tension gash de pegmatito rompida no plano da foliação, com deslocamento reverso de topo para W.

6. Metamorfismo

6.1. Introdução

Neste capítulo serão apresentados dados petrográficos, de química mineral e metamórficos, coletados na sucessão metassedimentar, a fim de decifrar o padrão de metamorfismo impresso nas rochas. Para isso, são descritas as relações texturais entre os minerais metamórficos e as fases de deformação descritas no Capítulo 4; as possíveis reações de estabilização das paragêneses a partir das relações petrográficas; os padrões de química mineral; e, por fim, os dados termobarométricos obtidos a partir de geotermobarometria convencional e de média de pressão (P) e temperatura (T) utilizando-se o THERMOCALC. O mapa da área de estudo com o zonamento metamórfico e amostras selecionadas para geotemobarometria é apresentado na Figura 6.1.

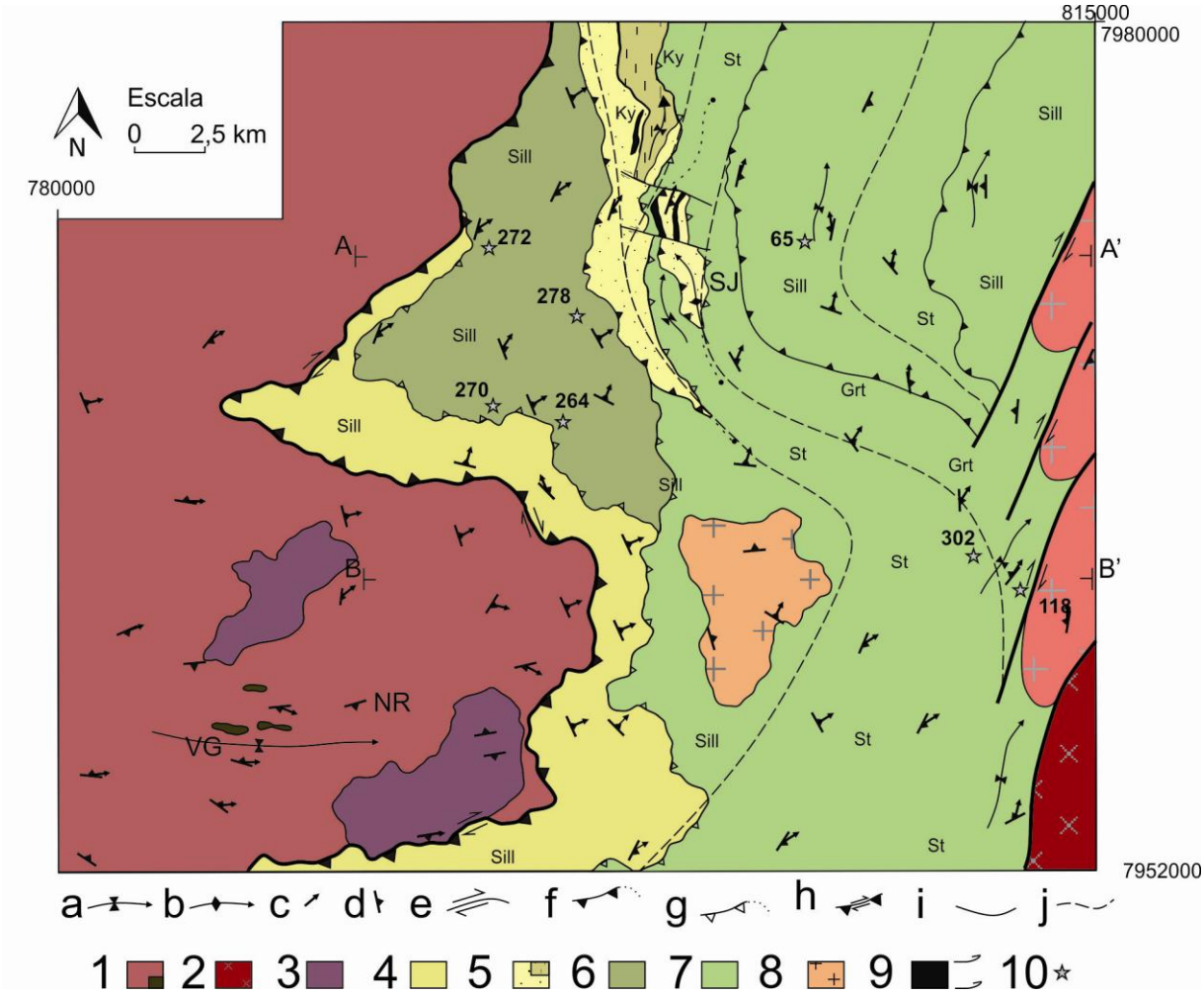


Figura 6.1. Mapa geológico simplificado da região de São José da Safira. a) Sinformes; b) antiformes; c) lineação L_n; d) foliação S_n; e) zona de cisalhamento transcorrente; f) zona de cisalhamento de empurrão; g) contatos tectonizados reversos; h) zonas de cislhamento reversas com rejeito dextral; i) contatos normais; j) zonamento metamórfico. 1) Complexo Guanhães e metabásicas (Arqueano); 2) Complexo Mantiqueira (Paleoproterozoico); 3) Granito Jenipapo (Paleoproterozoico); 4-7: Sucessão metassedimentar (Neoproterozoico), respectivamente Unidades A, B, C e D. 8) Granito foliado Santa Rosa (Neoproterozoico/Cambriano); 9) Intercalações tectonônicas de rochas metaultramáficas. 10) Localização das amostras utilizadas na termobarometria. VG: Virgolândia; NR: Nacip Raydan; SJ: São José da Safira.

6.1. Relações texturais e reações metamórficas

6.1.1. Relações texturais

Embora com texturas e porcentagens mineralógicas diferentes, os metapelitos presentes nas quatro unidades metassedimentares possuem composição mineralógica bem semelhante. Biotita, quartzo e plagioclásio são constantes em todas as unidades. Sillimanita predomina nos xistos basais; cianita é restrita à região central-norte do mapa; estaurolita ocorre em uma faixa de direção geral NNW-SSE; e granada ocorre em toda região, mas predomina na porção leste. A exceção a este padrão ocorre na porção nordeste mapeada, onde inversões tectônicas causam a repetição desta distribuição de minerais metamórficos (Figura 6.1).

Em todas as amostras, S_n é a foliação mais proeminente e caracteriza-se pela orientação de biotita e muscovita, mais raramente clorita, paralelamente ao bandamento composicional. Em algumas raras amostras S_n ocorre oblíqua ao bandamento, mas como plano axial das dobras de primeira ordem, F_n (Figura 6.2-a). Localmente, observa-se a geração de S_{n+1}, uma clivagem de crenulação pouco penetrativa marcada pela reorientação de muscovita e, subordinadamente, biotita e clorita (Figuras 6.2-b e 6.2-c). Também pode-se observar o dobramento de S_n e de minerais estirados segundo S_n, pelas dobras F_{n+1} (Figura 6.3-d). A lineação de estiramento L_n, por vezes associada com indicadores cinemáticos como sigmoides de foliação e granada rotacionada (Figuras 6.2-e,-f,-g), indicam movimentos reversos de topo para W ou SW.

As inclusões nos cristais de granada indicam um metamorfismo crescente a partir de uma paragênese provavelmente da fácies xisto-verde, formada por biotita+clorita+quartzo±muscovita (Figuras 6.3 e 6.4-a). A frequente ocorrência de inclusões em caminhos retos, orientadas desde perpendicularmente a ligeiramente oblíqua em relação à foliação S_n (Figuras 6.4-b,-c,-d,-e), sugere a ocorrência de uma foliação pré-existente. No entanto os dados de campo e a observação de uma fase D_{n+1} posterior à formação de S_n permitem como explicação alternativa, e mais contundente, a formação dos porfiroblastos em um período mais pontual e inicial em relação ao estado e à posição final de S_n. Desta maneira, com a continuidade da deformação, S_n foi simplesmente rotacionada em relação aos porfiroblastos, durante a progressão de D_n ou na fase D_{n+1}. Independente da interpretação, a ocorrência da granada que varia desde forma sigmoidais ou estirada na foliação até sobrecrescendo S_n e truncando-a (Figuras 6.4-f,-g,-h), formalizam seu carácter pós-cinemático a, predominantemente, inter- e sin-cinemático a S_n.

Já na fase D_{n+1}, os cristais de granada são observados de três formas: estirados na foliação S_n dobrada, envolvidos pela foliação S_{n+1} ou, mais raramente, sobrecrescendo-a. Assim, a granada em relação a S_{n+1} pode ser pré-, sin- ou pós-cinemática (Figuras 6.5-a).

Os cristais de sillimanita, cianita e estaurolita são predominantemente sin-cinemáticos em relação à fase Dn (Figuras 6.5). Nas amostras em que S_{n+1} está presente, os cristais de estaurolita

são dobrados juntamente com S_n. Na zona da cianita, estaurolita e cianita encontram-se localmente envolvidas pela foliação, indicando também um carácter pré-cinemático a D_n.

Biotita e muscovita são os minerais mais cedo formados, indicado pelas inclusões nos minerais de temperatura mais alta (granada, cianita, estaurolita). Estão sempre marcando a foliação S_n, sendo que a foliação S_{n+1} é melhor definida pela orientação de muscovita. Muscovita e clorita ocorrem frequentemente como minerais pós-cinemáticos a ambas as fases, sobrecrescendo as foliações em textura decussada (Figura 6.6-a). Na zona da estaurolita, massas de clorita + muscovita + quartzo, pseudomorfizando estaurolita e, ainda, formando S_{n+1}, indicando estabilidade desta paragênese na Fase D_{n+1} e, por outro lado, a desestabilização da etsaurolita nesta fase (Figuras6.6-b,-c) . Apenas na zona da granada clorita ocorre como sin-cinemática a S_n (Figura 6.6-d).

Nas amostras de rocha calcissilicática, as principais paragêneses observadas são: (a) hornblenda + quartzo + plagioclásio + epidoto + zoisita + granada + titanita e (b) clinopiroxênio + microclina + quartzo + epidoto + zoisita + titanita ± hornblenda ± biotita ± calcita. As texturas da matriz podem ser nematoblástica a granoblástica, localmente porfiroblástica, marcadas por cristais de hornblenda ou clinopiroxênio respectivamente na paragênese (a) ou (b).

Na primeira, hornblenda compõe o mineral principal e ocorre como poiquiloblastos orientados segundo a foliação S_n, mas localmente de forma decussada (Figura 6.7-a). Possuem granulação média a grossa, com inclusões de quartzo, plagioclásio, titanita, carbonato e zoisita (Figura 6.7-b,-c). Plagioclásio e quartzo são abundantes, estão em cristais equigranulares de granulação fina, contatos poligonais, conferindo textura granoblástica à matriz. Granada é rara, anédrica e possui inclusões não orientadas de quartzo. Pirita ocorre estirada segundo S_n. Cristais de biotita ocorrem como minerais secundários, principalmente na borda de anfibólio (Figura 6.7-d).

Na segunda paragênese, poiquiloblastos de clinopiroxênio estirados na foliação S_n a não orientados, denotam seu carácter sin- a pós-cinemático. Em algumas amostras em que ocorre hornblenda e clinopiroxênio, este pode ser encontrado orientado na foliação S_n e a hornblenda orientada segundo S_n e S_{n+1} (Figuras 6.8-a,-b). Os cristais possuem granulação fina a grossa, forma anédrica a subédrica, são comumente abundantes e englobam microclina, epidoto, zoisita, quartzo e titanita (Figuras 6.8-e,-f,-g e 6.9).

Em suma, a Figura 6.1 mostra as principais fases de desenvolvimento de cada um dosminerais dos xistos metapelíticos e rochas calcissilicática:

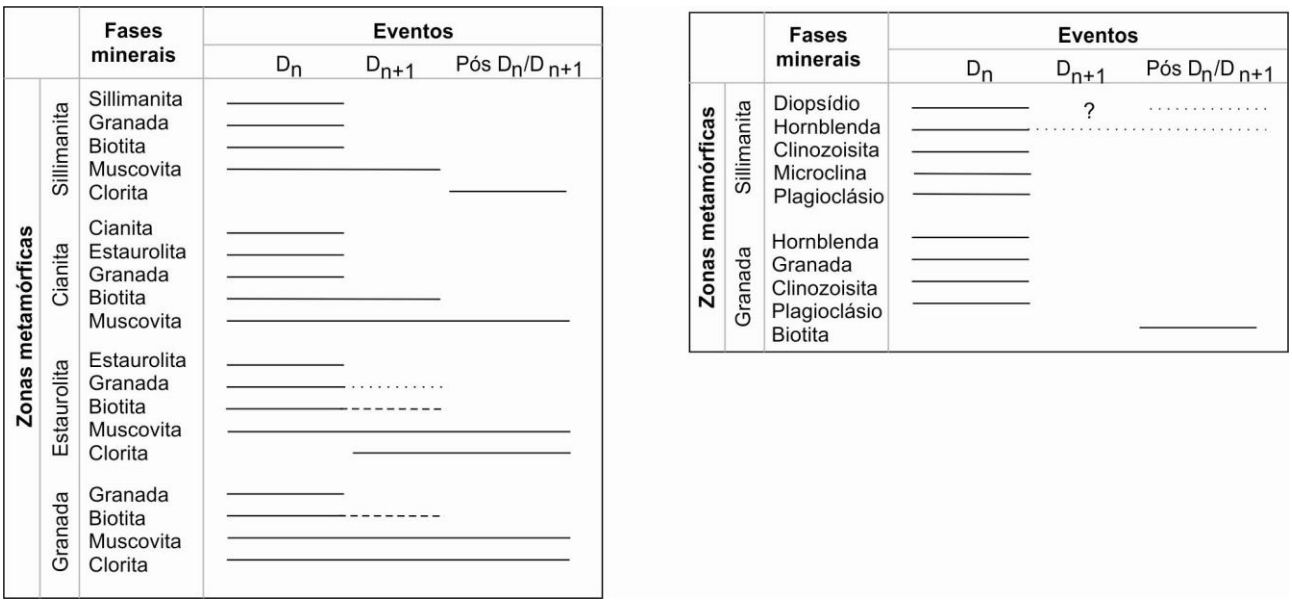
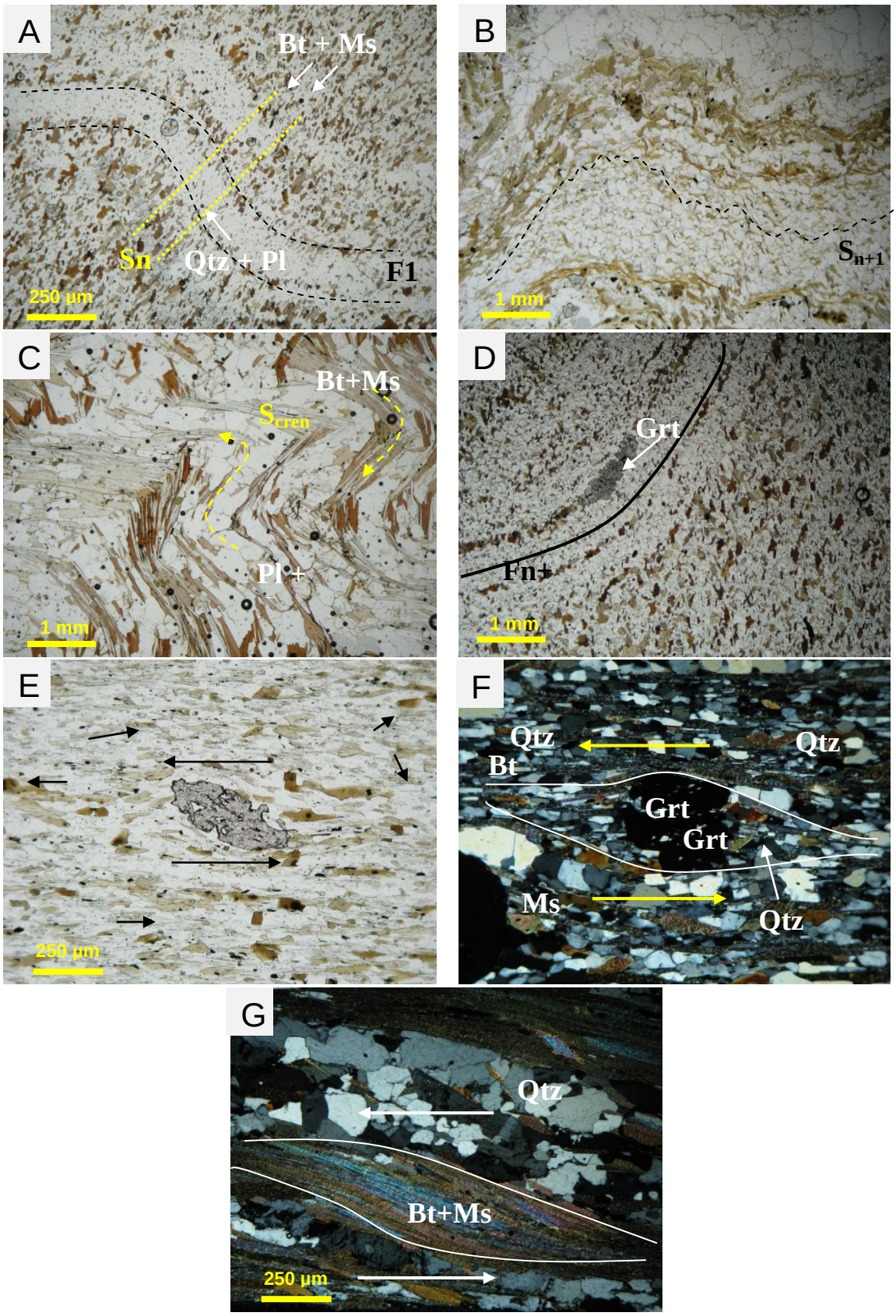


Figura 6.1. Síntese das relações cinemáticas dos principais minerais e minerais-índice das zonas barrovianas em relação a S_n e S_{n+1}.



Figuras 6.2. A) Dobras Fn, geradoras de foliação plano-axial S_n. B) e C) Clivagem de Crenulação S_{n+1}. D) Cristal de Grt estirado segundo S_n, que é dobrada pelas dobras F_{n+1}. E) Grt sigmoidal em amostra orientada, indicando movimento reverso de topo para W. F) Porfiroblasto de granada rotacionado com sombra de pressão preenchida por Qtz e mesma indicação cinemática de (E). G) Sigmóide de foliação, com mesma indicação de movimento em (E).

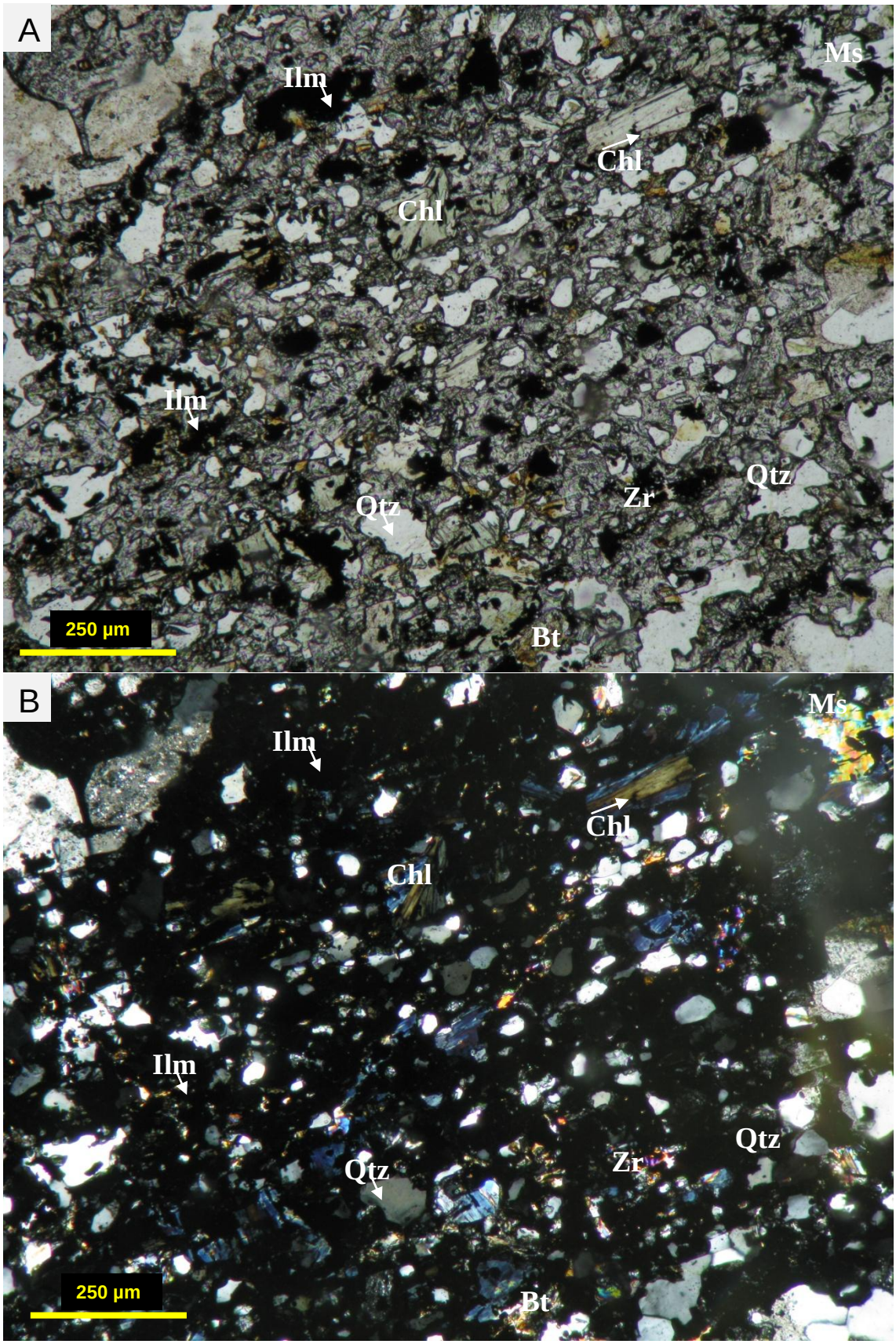


Figura 6.3. Detalhe de Grt com inclusões de Ilm, Qtz, Zr, Chl e Bt. A) Luz transmititda, nicóis descruzados. B) Luz transmititda, nicóis cruzados.

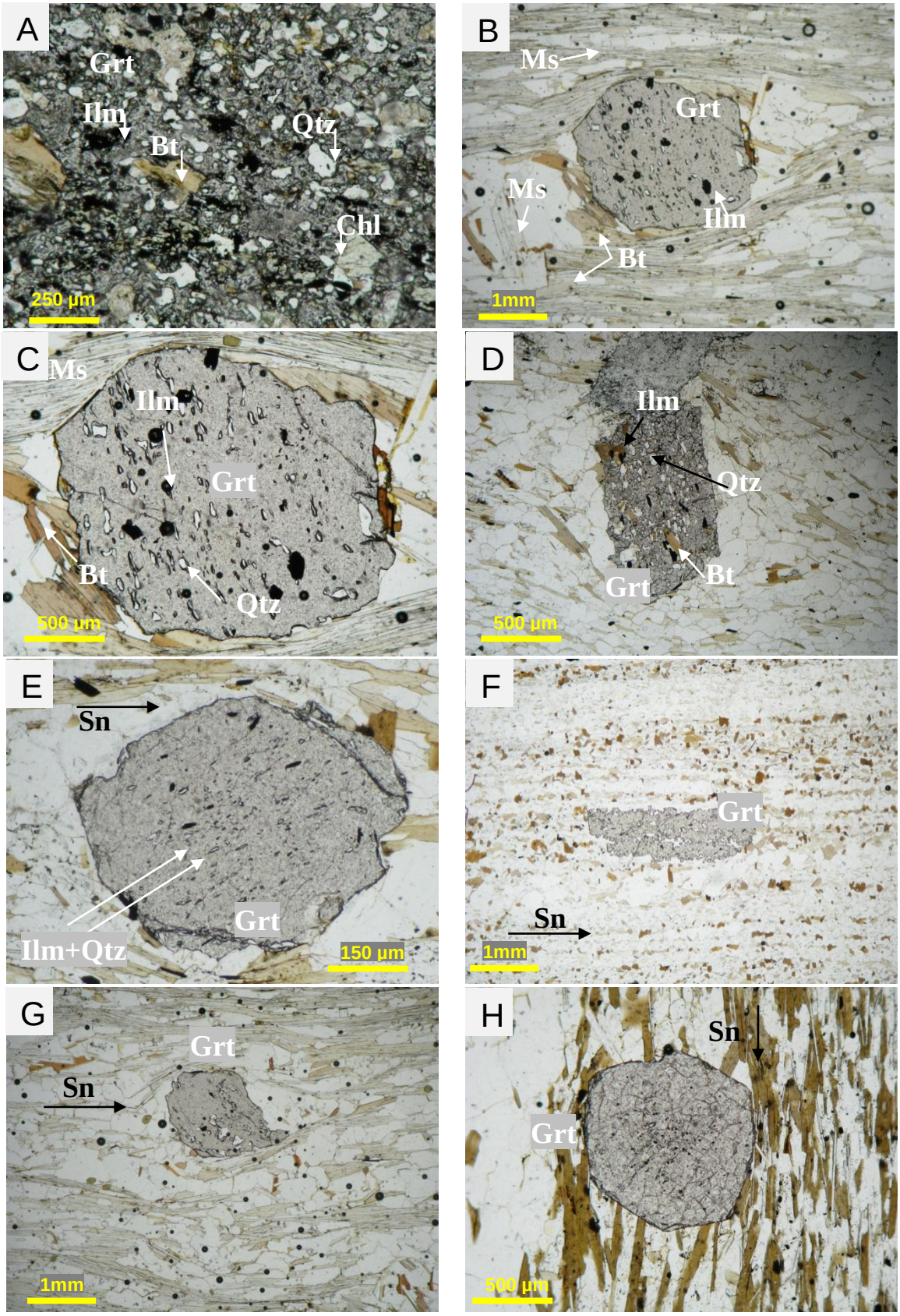


Figura 6.4. A) Cristal de Grt com inclusões de Bt, Ilm, Qtz e Chl. B) Cristal de Grt, com trilhade inclusões em linha reta e rotacionada, envolto pela foliação S_n. C) Detalhe do cristal de granada e inclusões mostradas em (B). D) Poiquiloblasto de granada rotacionado, com inclusões praticamente perpendiculares a S_n. E) Porfiroblasto de granada com foliação interna ligeiramente oblíqua à foliação S_n (externa). F) Porfiroblasto de granada estirado segundo S_n. G) Porfiroblasto sigmoidal de de granada. G) Porfiroblasto subédrico a euédrico de granada sobrecrescendo (e truncando) a foliação S_n.

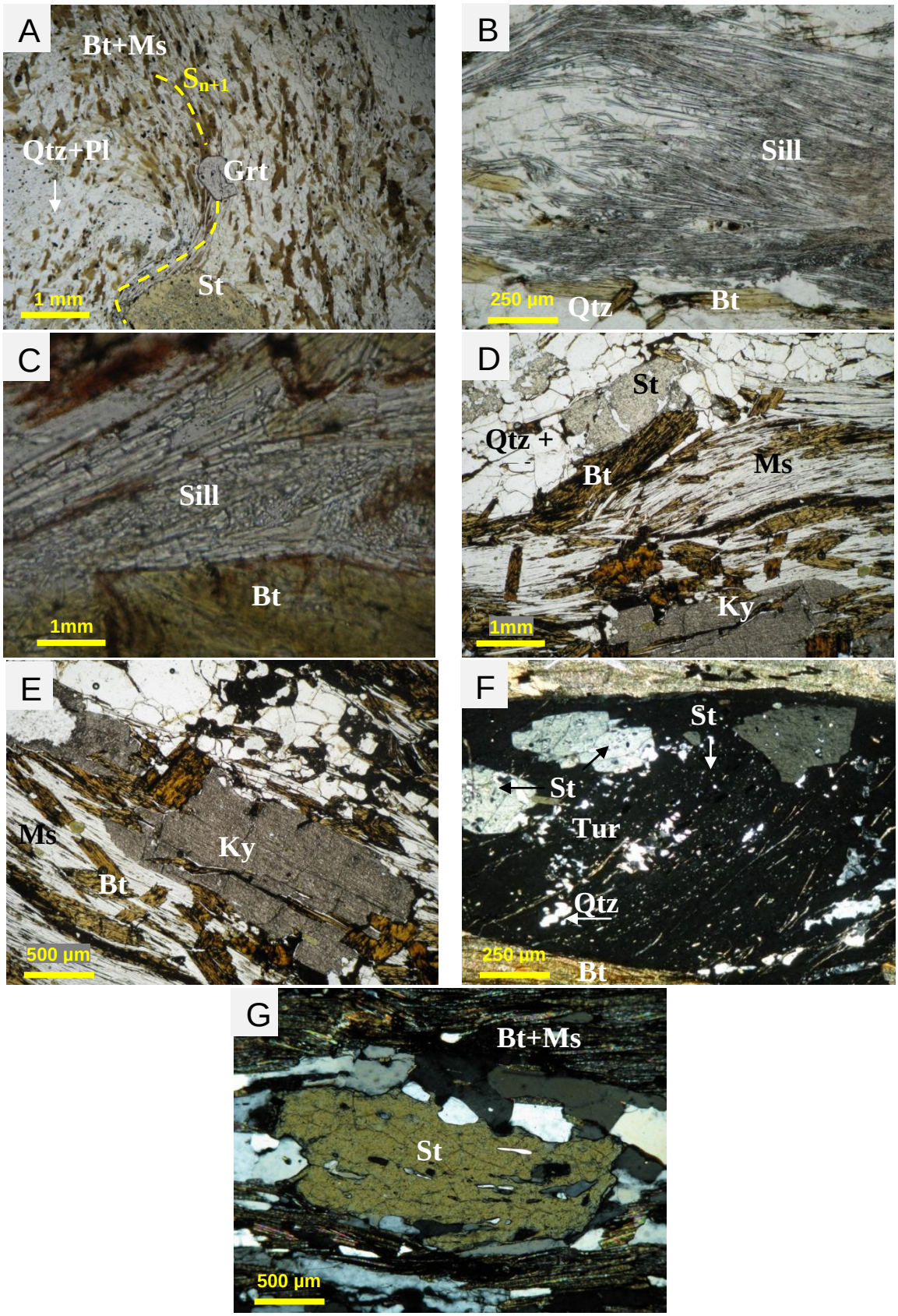


Figura 6.5. A) Grt sobrecrescendo S_{n+1} e St sendo envolvida pela mesma. B) Fibrolita sincinemática à foliação S_n. C) Detalhe dos finos cristais prismáticos de Sill. D) St e Ky sin-cinemáticas à foliação S_n. E) Cristal sin-cinemático (em relação a S_n) de Ky, sobrecrescendo Bt e Qtz. F) St com inclusões de cristais menores de St. G) Estaurolita orientada em relação a S_n.

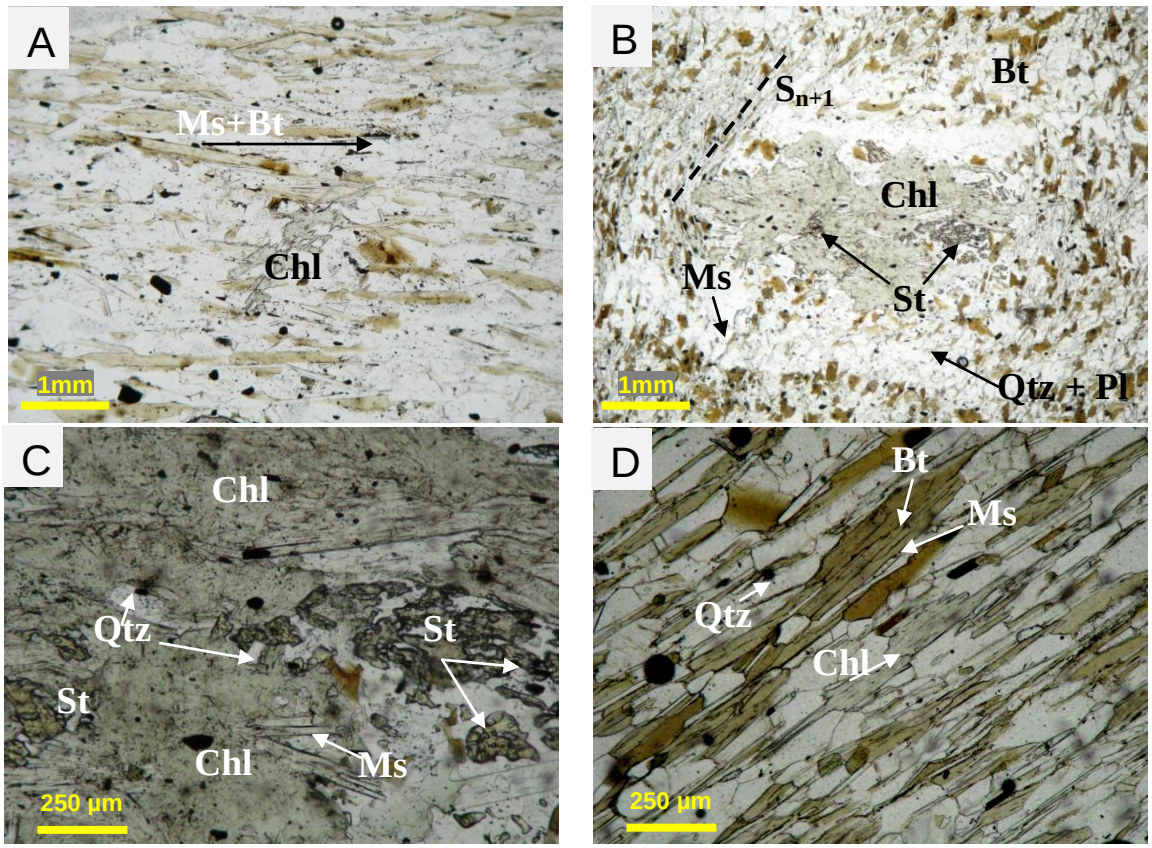


Figura 6.6. A) Porfiroblasto pós cinemático de clorita sobrecrescendo de forma decussada a foliação S_n. B) Retrometamorfismo de estaurolita, gerando Ms+Chl+Qtz. C) Detalhe de "restos" de estaurolita em meio à massa de Ms+Chl+Qtz. D) Clorita primária, da zona da granada, ocorrendo de forma sin-cinemática a S_n.

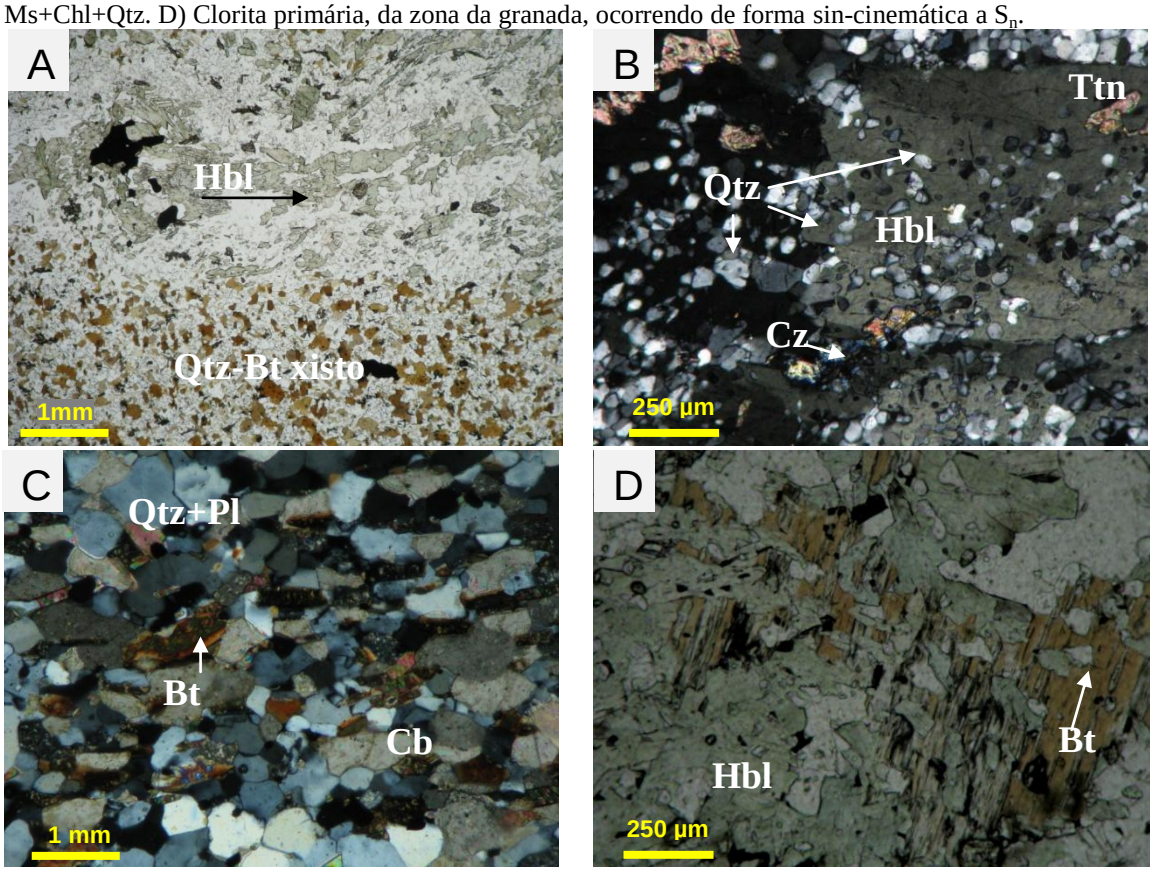


Figura 6.7. A) Contato entre rocha calcissilicática e biotita-quartzo xisto (unidade D), com cristais orientados de Hbl. B) Porfiroblasto de Hbl em rocha calcissilicática com inclusões de Qtz+Ttn+Cz. C) Rocha calssilicática composta majoritariamente por Qtz, Pl, Cb e Cb. D) Retrometamorfismo de Mg-Hbl, com bordas sendo substituídas por Mg-Bt.

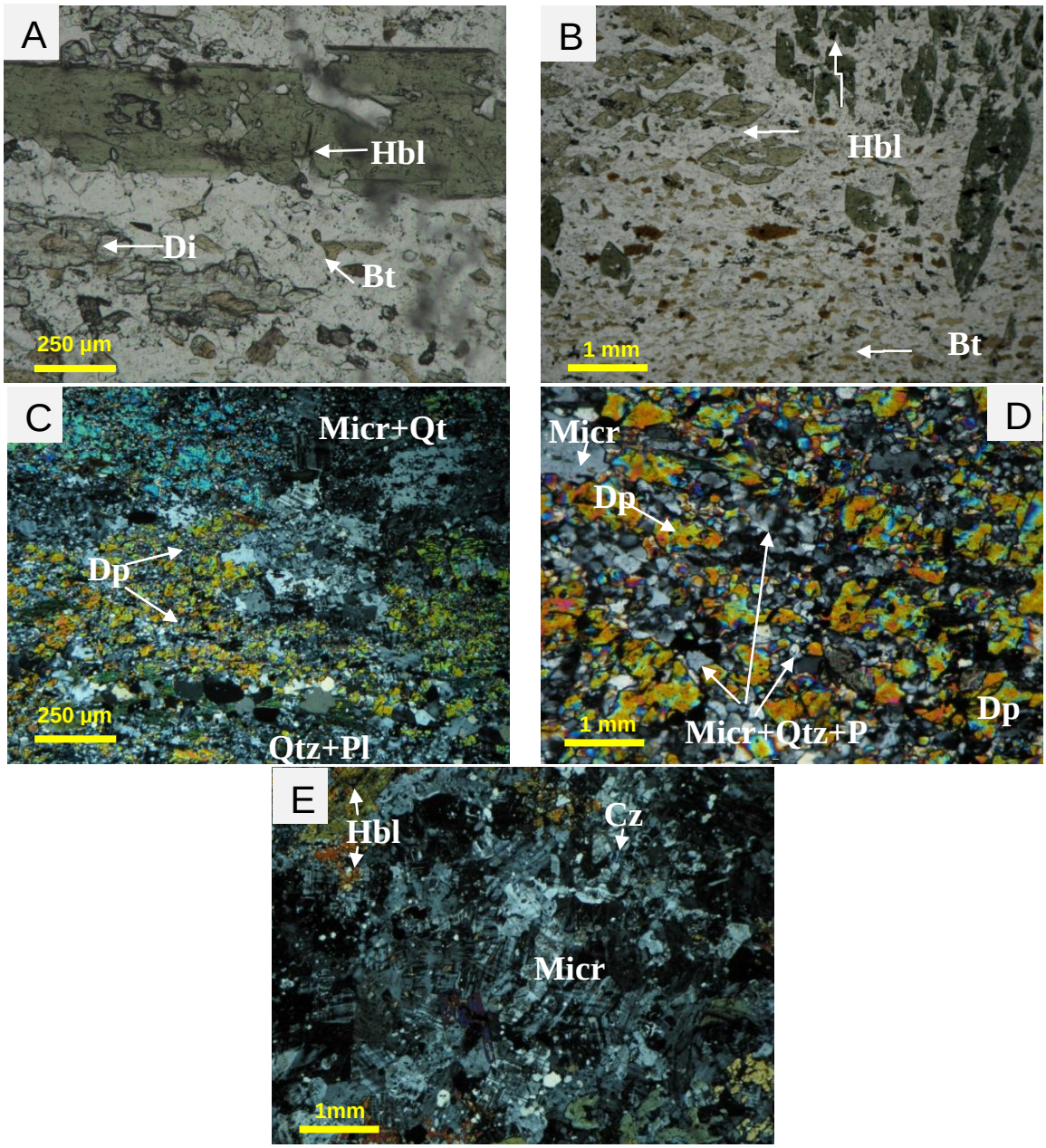


Figura 6.8. A) Di e Hbl orientados segundo S_n. B) Hbl com duas direções de orientação. C) Poiquiloblastos de Di imersos em uma matriz de Qtz+Pl+Micr. D) Detalhe das inclusões no Di de (C). E) Porção de rocha calcssilicática, intercalada na zona da sillimanita dos metapelitos, rica em Micr.

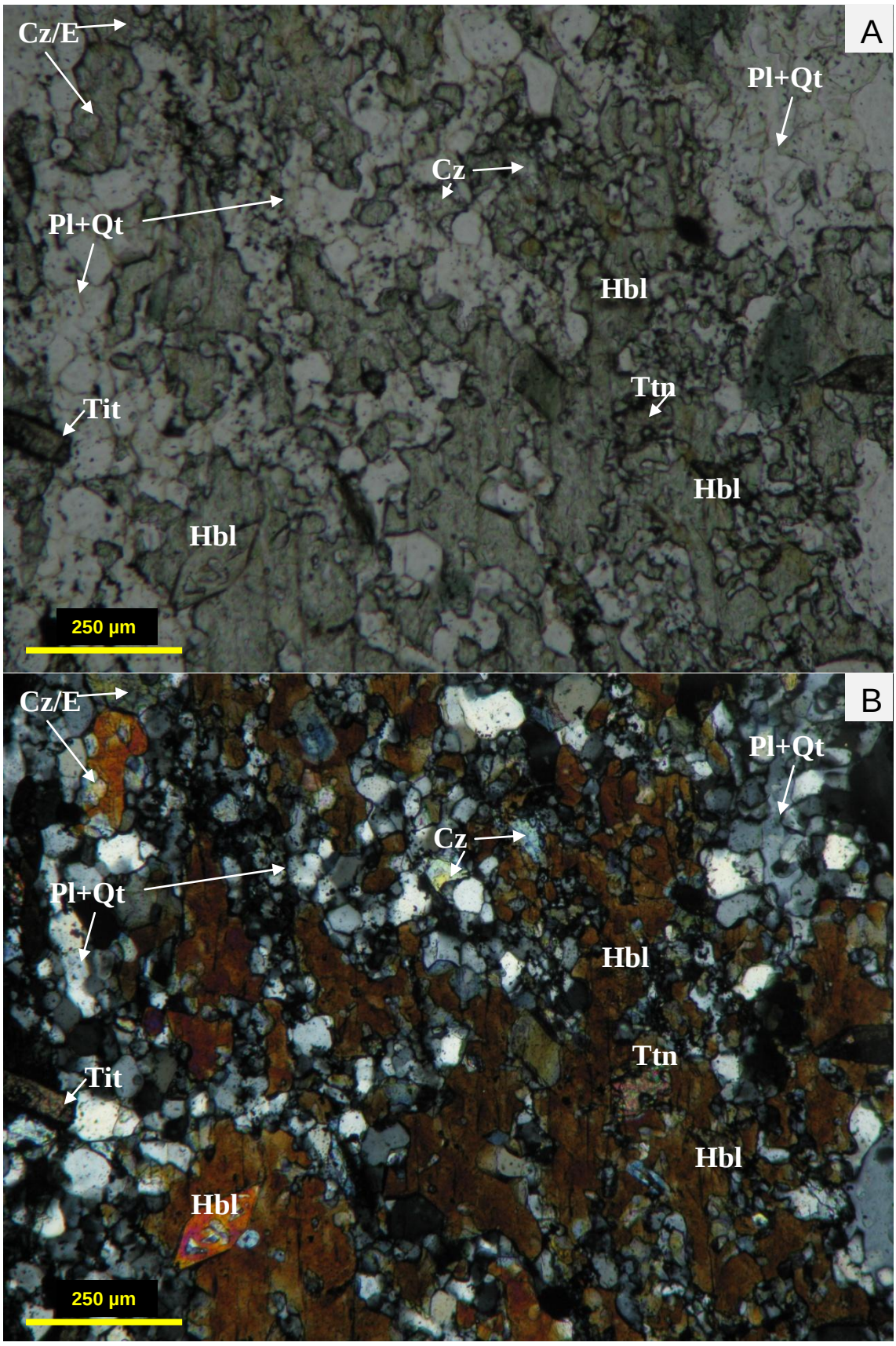


Figura 6.9. Detalhe de Hbl com inclusões de Cz/Ep, Pl, Qtz e Ttn. A) Luz transmititda, nicóis descruzados. B) Luz transmititda, nicóis cruzados.

6.1.2. Reações metamórficas

A região, embora escassa em afloramentos frescos, permite o traçado relativamente claro das isógradas do metamorfismo barroviano que atingiu a sucessão de metapelitos (Figura 6.1). Como descrito na estratigrafia, cada unidade apresenta relações texturais diferentes, mas, considerando-se o quartzo em excesso, os metapelitos possuem composição química semelhante, deduzida a partir da assembleia mineral em paragênese. Isso é corroborado pelas isógradas de metamorfismo, que não estão limitadas às unidades, cortando-as e estando intimamente relacionadas ao arcabouço estrutural da área de estudo (Figura 6.1).

Esta seção tratará das possíveis reações metamórficas ocorridas nas rochas metassedimentares a fim de entender a evolução P-T da área. Embora os metassedimentos sejam comumente ricos em porfiroblastos, estes são pobres em inclusões, impossibilitando análises mais precisas. Por outro lado, este dado indica que possivelmente as reações foram lentas o suficiente para consumir todos os reagentes disponíveis. Alguns minerais em excesso ou de carácter mais inerte, como quartzo e ilmenita, são as inclusões mais abundantes.

Como rochas pelíticas, as reações serão tratadas principalmente usando o sistema simplificado KFMASH, cujos componentes são SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, K_2O e H_2O, que são os principais envolvidos nas reações que produzem os minerais índices mais importantes do metamorfismo (Thompson, 1957; Yardley, 2004). Apesar desta simplificação, ressalta-se que componentes como plagioclásio assinalam que a rocha contém também CaO e Na_2O e a presença de fases da granada, contendo grossulária e espersatina, indicam presença de CaO e MnO, por exemplo.

As principais paragêneses encontradas para os xistos pelíticos, representadas nos diagramas AFM da Figura 5.10, são:

- quartzo + biotita + muscovita + granada + plagioclásio (1)
- quartzo + biotita + muscovita+ clorita + granada + plagioclásio (2)
- quartzo + biotita + muscovita + estaurolita + granada + plagioclásio (3)
- quartzo + muscovita + biotita + estaurolita + cianita + plagioclásio (4)
- quartzo + biotita + muscovita + granada + sillimanita + plagioclásio (5)

Como paragêneses de ocorrência mais local, encontram-se:

- quartzo + biotita + muscovita + granada + sillimanita + estaurolita + plagioclásio (5)
- quartzo + biotita + muscovita + K-feldspato + plagioclásio (6)
- quartzo + biotita + granada + plagioclásio (7)

A representação é feita no diagrama AFM (Thompson, 1957), em que são representadas até 3 fases além de quartzo e muscovita (ou feldspato-K). As paragêneses (1) e (2) podem ser representadas qualitativamente no diagrama típico da zona da granada (Figura 6.10-a), em que muscovita, biotita e granada são sempre encontradas em equilíbrio e, localmente, clorita. Neste caso, a granada pode ser formada pela seguinte reação:

Clorita + muscovita → granada + biotita + quartzo + H_2O

O cloritóide, mostrado no diagrama da Figura 6.10-a, não está presente, e sua ocorrência é impossibilitada devido à ocorrência invariável de grande proporção de biotita, que não é passível de coexistir com este mineral.

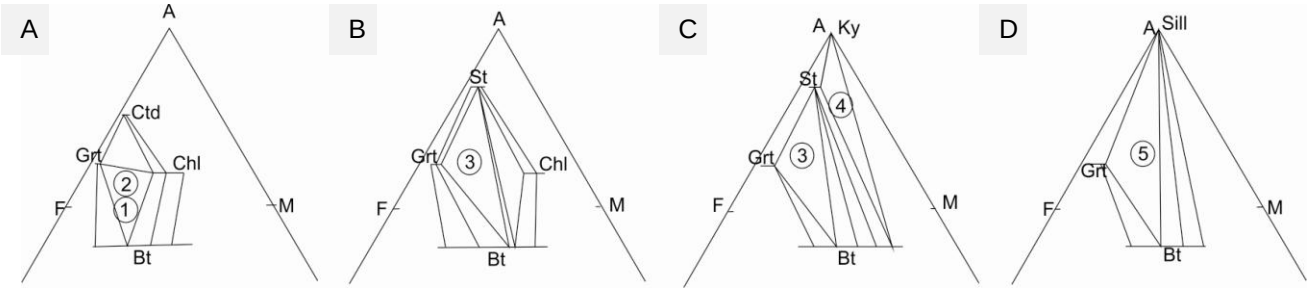


Figura 6.10. Diagrama AFM esquemático da zona da granada, mostrando o campo de estabilidade dos minerais nas paragêneses (1) e (2).

A zona da estaurolita é representada pela paragênese (3) e pela Figura 6.10-b. Nas rochas com composições impróprias para o desenvolvimento de cloritóide, como é o caso, estaurolita pode ser produzida pela reação descontínua (Yardley, 2004):

Granada + muscovita + clorita → estaurolita + biotita + quartzo + H_2O

Esta reação progride até que um dos reagentes seja totalmente consumido, sendo que alguma estaurolita adicional pode crescer pela seguinte reação (Yardley, 2004):

Clorita + muscovita → estaurolita + biotita + quartzo + H_20

Winkler (1977) sugere que esta reação seja também a responsável pelo primeiro aparecimento de estaurolita.

Como clorita não é observada na paragênese das rochas com estaurolita, sugere-se que as reações de crescimento adicional já tenham sido alcançadas, ou seja, as reações em que este mineral é gerado a partir de clorita e muscovita já tenham sido completadas.

As principais associações da zona da cianita são cianita + estaurolita + biotita (+ muscovita + quartzo), cianita + biotita (+ muscovita + quartzo) e mesmo pela associação granada + estaurolita + biotita (+ muscovita + quartzo) da zona da estaurolita (Yardley, 2004). Essas associações correspondem às paragêneses (3) e (4) e são mostradas pelas Figuras 6.10-c em que a conexão estaurolita-clorita é substitituída pela conexão cianita-biotita pela reação:

Muscovita + estaurolita + clorita → biotita + cianita + quartzo + H_2O

A zona da sillimanita, representada pela paragênese (5), é a mais extensa, cobre toda porção leste da área mais a porção nordeste, por repetições tectônicas. O mineral-índice ocorre sempre na forma de fibrolita. Esta condição é típica das fácies anfibolito, em que a fibrolita forma emaranhados ocelares ou ainda penetram cristais de quartzo e biotita.

Como na maior parte da área o aparecimento da sillimanita (em paragênese com biotita, quartzo e, frequentemente, muscovita) coincide com o desaparecimento da estaurolita (Figura 6.10-d), as possíveis reações sugeridas por Thompson & Norton (1968, *in* Winkler, 1977) e Guidoti (1960, *in* Winkler, 1977) são:

Estaurolita + muscovita + quartzo → granada + biotita + sillimanita + H_2O

Estaurolita + muscovita sódica + quartzo → Al_2SiO_5 + biotita + muscovita rica em K + albita + almandina + H_2O

Yardley (2004) afirma que nos pelitos que atingiram a zona da sillimanita e que tiveram toda muscovita consumida nas reações progressivas, estaurolita ainda pode persistir, o que resultaria na paragênese (6) (as Figuras 6.11-a e 6.11-b referem-se a esta amostra). De fato, embora ainda com rara presença de muscovita, na amostra em que estes minerais coexistem, biotita é amplamente dominante.

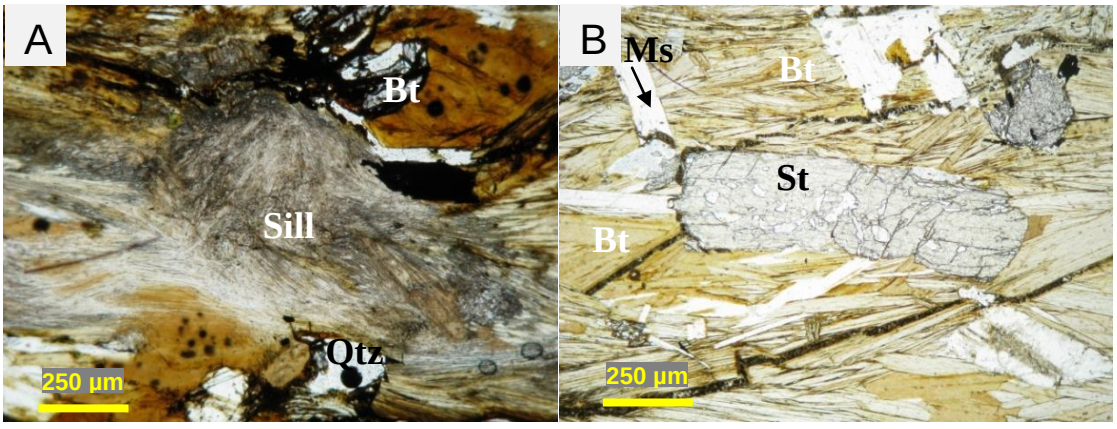


Figura 6.11. A) e B) Co-existência de Sill+St+Grt em rocha com rara presença de Ms e rica em Bt.

Apesar de pertencentes à zona da sillimanita, algumas paragêneses como a (7) e a (8) não apresentam as assembleias minerais típicas destas condições. A paragênese (7) representa variações composicionais menos aluminosas dentro da Unidade C, que resulta em quartzitos feldspáticos.

Segundo Bucher & Frey (1994), nos pelitos em torno dos 600ºC, biotita rica em Fe decompõe em granada + feldspato-K. No entanto, nesta temperatura, em semi-pelitos pobres em Al e ricos em Mg, K-feldspato + biotita (com ausência de granada) podem formar uma paragênese estável, como parece ser o caso da paragênese (7).

Para a paragênese (8), em que não ocorre muscovita, mas que levam a aparição de almandina, Winkler (1977) cita algumas reação deduzidas a partir de observações petrográficas:

Clorita + $biotita_1$ + quartzo → granada rica em almandina + $biotita_2$ + H_20

Já no trabalho de Thompson (1968, *in* Winkler, 1977), esta paragênese corresponderia à reação completa da reação:

Clorita + muscovita + quartzo → almandina + biotita + quartzo

As reações retrometamórficas são mais evidentes do que as reações progressivas. Por exemplo, a desestabilização de estaurolita gerando muscovita, clorita e quartzo; a retrogressão de biotita para muscovita ou clorita; e de granada para clorita são típicas nos xistos pelíticos das variadas zonas metamórficas.

6.1.2.1. Rochas calcissilicáticas

A paragênese mineral das rochas calcissilicáticas analisadas, contendo grande proporção de silicatos de Al e Ca, como zoisita, grossulária, hornblenda e anortita, sugere protólitos como carbonatos impuros (ou margas) contendo uma grande proporção de componente pelítico e de Al_2O_3 (Barker, 1998). De fato, a associação destas rochas com metapelitos é constante, uma vez que estão sempre intercaladas a estes, nas respectivas zonas (dos metapelitos) da granada, estaurolita, cianita ou sillimanita. A composição da rocha pode ser considerada ainda rica em Mg, como assinalado pela presença em grandes proporções de minerais como diopsídio e Mg-hornblenda.

Gordon & Greenwood (1971, *in* Winkler, 1977) apresentam uma avaliação de rochas calcissilicáticas do noroeste do Himalaia, chegando à conclusão de que o significado petrogenético das diversas paragêneses pode ser muito diferente, a depender da temperatura e da fase fluida. A paragênese granada + anortita + quartzo, que é observada nas rochas aqui estudadas, por exemplo, ocorre sob XCO_2 muito baixo ou baixo. Ferry (1976) estudando uma sucessão de rochas carbonatadas e metapelíticas chegou à conclusão semelhante. Neste trabalho, o autor estabelece a seguinte sequência zonal nas rochas carbonáticas: zona da anquerita, zona da biotita, zona do anfibólio, zona da zoisita e zona do diopsídio. Esta sucessão, no entanto, só pode se desenvolver com constante entrada de fluidos de H_2O. Zoisita, a mais altas temperaturas e com presença de fluidos ricos em CO_2, impediria sua coexistência com quartzo.

As principais paragêneses minerais que ocorrem nas rochas calcissilicáticas em estudo são:

- Hornblenda + quartzo + plagioclásio (anortita e albita) + granada + epidoto + clinozoisita + granada + titanita ± pirita (9)

- Hornblenda + clinopiroxênio + quartzo + plagioclásio + microclina + epidoto + clinozoisita + titanita (10)

A paragênese (9) é típica daquelas intercaladas na zona da granada dos metapelitos enquanto a (10) encontra-se intercalada na zona da sillimanita.

A ocorrência desta ampla assembleia mineral requer também um complexo sistema químico, onde estariam presentes K_2O-Na_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2. A partir disto, Bucher& Frey (1994) propõem sua análise em subsistemas mais simples, a depender da composição predominante da rocha.

Para as rochas deste trabalho, o sistema químico que melhor representaria a assembleia mineral seria o KCMAS-HC (Na_2O e FeO estão em proporções menores) e os minerais *end-members* envolvidos nas reações seriam: anortita, calcita, clinocloro, diopsídio, dolomita, feldspato-K, muscovita, flogopita, quartzo, tremolita e zoisita. Bucher & Frey (1994) propuseram a seguinte grade metamórfica para este sistema, mostrada na Figura 6.12, (fazendo-se a ressalva de que a validez exata desta grade é relativa a uma composição específica de rocha total e sua respectiva variação de X_{CO2}).

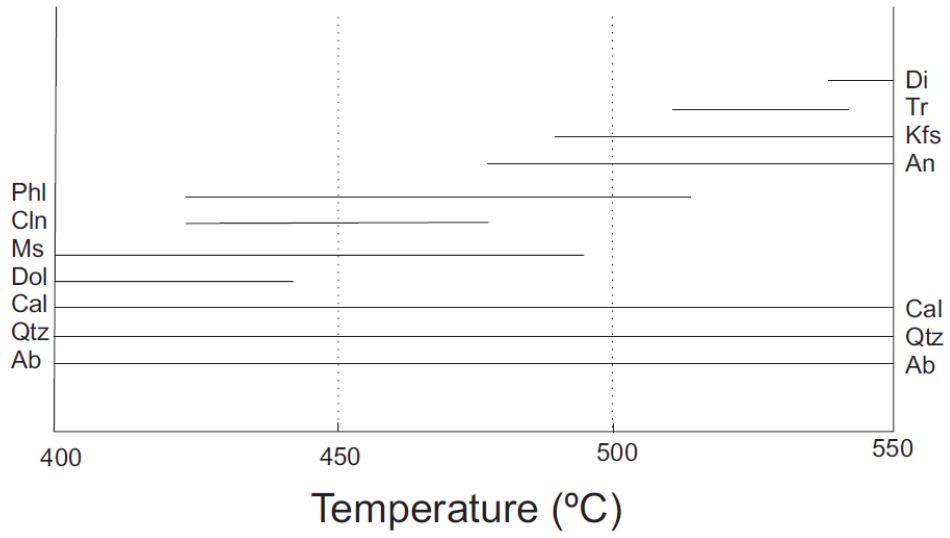


Figura 6.12. Distribuição mineral, para uma composição determinada no sistema KCMAS-HC, em relação à temperatura. Modificado de Bucher & Frey (1994).

De acordo com este sistema, as primeiras aparições de feldspato-K, tremolita e diopsídio, se dariam em um metamorfismo progressivo de acordo com as seguintes reações, respectivamente:

Muscovita + quartzo + calcita → feldspato-K + anortita + H_2O + CO_2

Flogopita + quartzo + calcita → feldspato-K + tremolita + H_2O + CO_2

Tremolita + quartzo + calcita →diopsídio + H_2O + CO_2

A composição mineral das rochas estudadas é muito semelhante com a paragênese em equilíbrio em temperaturas acima de 500-550ºC, o que as situaria, como era de se esperar, na fácies anfibolito. A temperaturas da fácies anfibolito baixo a médio, a X_{H_2O}>0,3, assembleias portadoras de tremolita dominam, já a fase característica das condições anfibolito alto em rochas calcissilicáticas é a presença do diopsídio (Barker, 1998). Quando toda a flogopita for consumida, a assembleia em equilíbrio será tremolita + anortita + K-feldspato + quartzo + calcita e o primeiro diopsídio será formado.

A formação de Mg-hornblenda, ao invés de tremolita, deve-se provavelmente à composição do próprio protólito da rocha, isto é, uma marga cuja contribuição pelítica apresenta FeO e Al_2O_3 (e menor Na_2O), mas que ainda possui um percentual acentuado de MgO.

Considerando também a presença de albita na rocha, outro subsistema que poderia ser utilizado é o KNCAS-HC. Este sistema envolve albita, anortita, clinozoisita, grossulária, K-feldspato (além de outros como margarita, muscovita, paragonita e pirofilita, com excesso de quartzo e calcita - Bucher & Frey, 1994), que são minerais formadores da paragênese em equilíbrio nas rochas aqui estudadas e que se situam a temperaturas típicas da fácies anfibolito médio a alto.

A aparição de zoisita se dá no metamorfismo de grau fraco e seu campo de estabilidade é variável, podendo ser estável em paragênese com tremolita (Winkler, 1977). Na presença de quartzo, como as paragêneses (9) e (10), zoisita persiste até que a seguinte reação seja completa:

Zoisita + quartzo → grossulária + anortita + H_2O

Além das condições de estabilidade da zoisita, a reação acima também indica a formação da granada grossulária nas rochas calcissilicáticas. Buscher & Frey (1994) sugerem adicionalmente a seguinte reação para formação de grossulária:

Anortita + quartzo + calcita → grossulária + CO_2

A presença dos feldspatos albita, anortita e feldspato-K é apresentada por várias reações por Bucher & Frey (1974), envolvendo diferentes quantidades de muscovita (ou paragonita), quartzo e calcita. A reação que geraria albita e anortita juntas na mesma paragênese é apresentada como:

Paragonita + quartzo + calcita →albita + anortita + H_2O + CO_2

A ocorrência de dois plagioclásios bem distintos nestas rochas pode também ser comparada com os estudos de Wenk (1962, *in* Winkler, 1977), nos Alpes Suiços. O autor observou que a mudança no teor de plagioclásio em rochas calcissilicáticas é antes abrupta do que contínua e que, em rochas de composição não-homogênea, podem ser previstas ocorrência de composições diferente de plagioclásio, lado a lado, mesmo na mesma lâmina. Isto porque, naturalmente, mudanças na composição do plagioclásio só podem ocorrer nas porções da rocha onde haja condições composicionais para isto.

6.2. Química mineral

6.2.1. Metodologia analítica

As análises de química mineral foram realizadas em aparelho de microssonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL, do Laboratório de Microanálises do Instituto de Ciências Exatas – Universidade Federal de Minas Gerais. As condições de análise foram: 15 kV de voltagem de aceleração, 20 nA de corrente e diâmetro de 5µm. Foram analisadas sete amostras, quatro da Unidade B e três da Unidade D. A seleção das amostras foi realizada com base no zonamento metamórfico e no baixo grau de intemperismo. A zona da cianita, por exemplo, não pode ser estudada devido ao fato de não terem sido encontradas amostras frescas aflorantes.

Os minerais analisados nos xistos foram granada, biotita, muscovita, plagioclásio, estaurolita e ilmenita. Na rocha calcissilicática foram anfibólio, plagioclásio, granada, epidoto, titanita e ilmenita. Os elementos analisados para todos os minerais foram Si, Ti, Fe, Mn, Na, K, Mg, Al e Ca, cuja calibração foi feita pelos respectivos padrões: quartzo, rutilo, magnetita, rodonita, jadeíta, microclina (naturais), MgO, Al_2O_3, anortita (sintéticos). Os padrões de óxidos mais a anortita utilizados são sintéticos e os padrões das outras fases naturais.

Em cada grão mineral foram feitos pelo menos três pontos, no centro e nas bordas, em dois a cinco campos em que os minerais se encontravam em paragênese. Em cada amostra de xisto pelítico, pelo menos um porfiroblasto de granada foi analisado em 13 a 15 pontos a fim de levantar possíveis perfis de zonamento químico.

Os resultados de química mineral representativos para cada amostra são mostrados na Tabela 6.1 e os dados completos no Anexo II.

Tabela 6.1. Dados representativos de química mineral para as amostras analisadas.

Sample	E65	E65	E65	E65	E65	E118	E118	E118	E118	E118	E118	E264	E264	E264	E264	E264	E264
Min	Grt	Grt	Bt	Pl	Ms	Grt	Pl	Pl	Hbl	Hbl	Ep	Grt	Grt	Bt	Pl	Pl	Ms
	Semi-borda	Centro	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Centro	Semi-borda	Semi-borda	Centro	Semi-borda
SiO_2	39.00	38.68	36.43	66.79	49.59	39.36	45.51	61.02	50.80	49.13	39.63	37.61	37.11	35.52	64.21	64.50	47.46
TiO_2	0.03	0.03	1.44	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.43	0.34	0.03	0.00	0.00	2.24	0.00	0.00	0.61
Al_2O_3	21.73	21.56	19.76	21.52	37.80	21.54	35.58	25.88	6.44	8.42	29.00	21.60	21.77	18.97	23.02	23.40	35.87
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	0.00	0.00	1.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	2.29	0.00	2.68	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	33.61	32.52	18.20	0.00	0.97	17.02	0.00	0.00	13.90	14.40	3.15	31.24	30.65	19.39	0.00	0.00	1.02
MnO	3.72	3.28	0.00	0.00	0.00	8.26	0.00	0.00	0.59	0.33	0.25	7.04	5.71	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.36	3.45	10.26	0.00	0.49	1.20	0.00	0.00	12.93	11.96	0.00	2.55	3.05	9.44	0.00	0.00	0.64
CaO	1.26	1.52	0.02	2.58	0.00	14.38	20.16	7.80	12.87	12.71	25.03	1.55	1.81	0.00	4.40	4.57	0.00
Na_2O	0.08	0.04	0.28	9.21	1.76	0.00	0.51	6.48	0.48	0.56	0.00	0.00	0.04	0.16	7.91	8.11	0.86
K_2O	0.00	0.00	7.71	0.05	7.79	0.00	0.00	0.00	0.38	0.41	0.00	0.00	0.00	8.29	0.10	0.10	9.90
Totals	102.79	101.08	95.70	100.15	98.71	101.76	101.76	101.18	98.82	98.52	99.38	101.59	102.82	94.01	99.64	100.68	96.36
Oxygens	12.0	12.0	11.0	8.0	11.0	12.0	8.0	8.0	23.0	23.0	12.5	12.0	12.0	11.0	8.0	8.0	11.0
Si	3.036	3.047	2.717	2.914	3.122	3.043	2.068	2.676	7.324	7.128	3.042	2.989	2.916	2.719	2.829	2.817	3.103
Ti	0.002	0.002	0.081	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.047	0.037	0.002	0.000	0.000	0.129	0.000	0.000	0.030
Al	1.994	2.002	1.737	1.107	2.806	1.963	1.906	1.338	1.095	1.440	2.624	2.024	2.016	1.712	1.196	1.205	2.765
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^3	0.000	0.000	0.090	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.137	0.000	0.158	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^2	2.188	2.143	1.134	0.000	0.051	1.100	0.000	0.000	1.676	1.748	0.198	2.077	2.014	1.241	0.000	0.000	0.056
Mn	0.245	0.219	0.000	0.000	0.000	0.541	0.000	0.000	0.072	0.041	0.016	0.474	0.380	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.390	0.405	1.140	0.000	0.046	0.138	0.000	0.000	2.778	2.586	0.000	0.302	0.357	1.077	0.000	0.000	0.062
Ca	0.105	0.128	0.002	0.121	0.000	1.191	0.982	0.366	1.988	1.976	2.058	0.132	0.152	0.000	0.208	0.214	0.000
Na	0.012	0.006	0.040	0.779	0.215	0.000	0.045	0.551	0.134	0.158	0.000	0.000	0.006	0.024	0.676	0.687	0.109
K	0.000	0.000	0.734	0.003	0.626	0.000	0.000	0.000	0.070	0.076	0.000	0.000	0.000	0.810	0.006	0.006	0.826
Sum	7.972	7.953	7.676	4.923	6.881	7.976	5.001	4.931	15.184	15.226	8.078	7.998	8.000	7.713	4.914	4.927	6.952

Sample	E270	E270	E270	E270	E272	E272	E272	E272	E272	E272	E272	E272	E278	E278	E278	E278	E278
Min	Grt	Bt	Pl	Ilm	Grt	Grt	Bt	Bt	Pl	Pl	Ms	Ms	Grt	Grt	Bt	Pl	Ms
	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Centro	Semi-borda	Centro	Semi-borda	Centro	Semi-borda	Centro	Semi-borda	Centro	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda
SiO_2	39.28	36.57	62.36	0.00	37.16	38.02	36.91	36.43	64.20	63.97	47.18	46.31	38.96	39.05	36.85	65.73	49.55
TiO_2	0.00	2.23	0.00	54.00	0.00	0.00	2.68	2.76	0.00	0.00	0.80	0.83	0.00	0.00	2.57	0.00	0.64
Al_2O_3	22.02	19.60	23.99	0.00	21.51	21.66	19.26	19.24	23.48	23.18	34.30	34.78	21.94	21.81	19.42	21.64	37.46
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	1.86	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.42
FeO	31.36	19.44	0.00	44.96	28.99	26.55	19.52	19.90	0.00	0.00	1.35	1.25	31.45	31.22	18.31	0.00	0.55
MnO	2.59	0.00	0.00	1.07	7.21	8.89	0.23	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	5.97	5.17	0.22	0.00	0.00
MgO	3.29	9.51	0.00	0.52	2.68	1.72	9.04	9.00	0.00	0.00	0.82	0.73	3.29	3.43	10.10	0.00	0.51
CaO	1.90	0.00	5.88	0.00	2.62	5.27	0.00	0.00	5.24	5.21	0.00	0.04	0.89	1.12	0.00	2.62	0.00
Na_2O	0.00	0.16	7.19	0.00	0.00	0.00	0.13	0.16	7.78	7.63	0.66	0.75	0.00	0.03	0.31	9.06	1.07
K_2O	0.00	8.99	0.10	0.00	0.00	0.03	9.04	9.01	0.20	0.20	10.32	10.36	0.00	0.02	8.41	0.00	7.73
Totals	100.44	96.50	99.52	100.55	102.04	102.92	96.81	96.80	100.90	100.19	95.43	95.05	102.50	101.85	96.19	99.05	98.93
Oxygens	12.0	11.0	8.0	3.0	12.0	12.0	11.0	11.0	8.0	8.0	11.0	11.0	12.0	12.0	11.0	8.0	11.0
Si	3.084	2.728	2.764	0.000	2.941	2.978	2.747	2.721	2.803	2.811	3.130	3.089	3.037	3.053	2.737	2.900	3.113
Ti	0.000	0.125	0.000	1.011	0.000	0.000	0.150	0.155	0.000	0.000	0.040	0.042	0.000	0.000	0.144	0.000	0.030
Al	2.038	1.724	1.254	0.000	2.007	2.000	1.690	1.694	1.209	1.201	2.683	2.735	2.016	2.010	1.700	1.126	2.774
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.111	0.046	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.067
Fe^2	2.059	1.213	0.000	0.936	1.919	1.739	1.215	1.243	0.000	0.000	0.075	0.070	2.050	2.041	1.137	0.000	0.029
Mn	0.172	0.000	0.000	0.023	0.483	0.590	0.015	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.394	0.342	0.014	0.000	0.000
Mg	0.385	1.057	0.000	0.019	0.316	0.201	1.003	1.002	0.000	0.000	0.081	0.073	0.382	0.400	1.118	0.000	0.048
Ca	0.160	0.000	0.279	0.000	0.222	0.442	0.000	0.000	0.245	0.245	0.000	0.003	0.074	0.094	0.000	0.124	0.000
Na	0.000	0.023	0.618	0.000	0.000	0.000	0.019	0.023	0.659	0.650	0.085	0.097	0.000	0.005	0.045	0.775	0.130
K	0.000	0.855	0.006	0.000	0.000	0.003	0.858	0.859	0.011	0.011	0.874	0.882	0.000	0.002	0.797	0.000	0.620
Sum	7.897	7.725	4.921	1.989	8.000	8.000	7.697	7.718	4.927	4.919	6.968	6.991	7.955	7.946	7.691	4.925	6.812

Sample	E302	E302	E302	E302	E302	E302	E302	E302
Min	g	g	g	bi	fsp	mu	st	st
	Semi-borda	Centro	Centro	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Semi-borda	Centro
SiO_2	38.16	37.86	37.81	36.30	68.01	48.26	27.90	28.76
TiO_2	0.00	0.01	0.02	1.58	0.00	0.26	0.51	0.61
Al_2O_3	21.53	21.49	20.95	19.21	21.50	36.89	53.50	54.39
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	33.94	33.33	28.72	18.18	0.00	0.91	13.16	13.59
MnO	4.37	4.23	8.29	0.00	0.00	0.00	0.29	0.25
MgO	3.07	3.01	2.76	10.47	0.00	0.40	1.74	1.89
CaO	1.18	1.04	0.53	0.00	2.37	0.00	0.00	0.01
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.22	9.12	1.50	0.00	0.03
K_2O	0.00	0.00	0.00	8.08	0.00	8.38	0.00	0.00
Totals	102.25	100.97	99.08	94.04	101.00	96.60	97.10	99.53
Oxygens	12.0	12.0	12.0	11.0	8.0	11.0	46.0	46.0
Si	3.006	3.013	3.057	2.751	2.934	3.117	7.777	7.826
Ti	0.000	0.001	0.001	0.090	0.000	0.013	0.107	0.125
Al	2.000	2.016	1.997	1.717	1.094	2.809	17.582	17.448
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^2	2.236	2.218	1.942	1.152	0.000	0.049	3.068	3.093
Mn	0.292	0.285	0.568	0.000	0.000	0.000	0.068	0.058
Mg	0.360	0.357	0.333	1.183	0.000	0.039	0.723	0.766
Ca	0.100	0.089	0.046	0.000	0.110	0.000	0.000	0.003
Na	0.000	0.000	0.000	0.032	0.763	0.188	0.000	0.016
K	0.000	0.000	0.000	0.781	0.000	0.691	0.000	0.000
Sum	7.994	7.979	7.943	7.708	4.901	6.905	29.325	29.334

Note: O número de íons foi calculado na base de 12 oxigênios para a granada, 11 oxigêneios para a muscovita e biotita, 6 oxigênios para o piroxênio, 8 oxigênios para o feldspato, 46 oxigênios para a estaurolita, 23 oxigênios para o anfibólio e 12,5 oxigênios para o epidoto.

6.2.2. Petrografia das amostras analisadas

Foram selecionadas 7 amostras para termobarometria, 6 de xistos pelíticos, sendo 4 da Unidade C e 2 da Unidade D e 1 de rocha calcissilicática da Unidade D. Não foram encontradas amostras frescas na zona da cianita. Os xistos pelíticos possuem textura poiquiloblástica com matriz de textura lepidogranoblástica, sendo os da Unidade C de granulação grossa e os da Unidade D de granulação fina. São rochas ricas em quartzo, biotita e muscovita (à exceção da amostra E270, que não apresenta muscovita), sendo que os dois últimos minerais marcam a foliação. Em todos os xistos pelíticos, quartzo e minerais micáceos intercalam-se em um microbandamento paralelo à foliação. Clorita e muscovita sobrecrescem a matriz em textura decussada, como minerais secundários. Podem formar porfiroblastos esqueletais envolvendo os minerais da matriz ou mesmo estar em hábito lamelar euédrico. As paragêneses analisadas e seu posicionamento no zonamento Barroviano são resumidos simplificadamente na Tabela 6.2, e o campo amostral representativo para cada amostra é mostrado na Figura 6.13.

Tabela 6.2. Amostras analisadas na química mineral, com respectivas paragênese e localização no znomaento Barroviano impresso na área.

Amostra	Paragênese	Zona Barroviana
E118	Hbl + Pl + Cz + Ep + Qtz + Ab + Na + Ttn + Py	Granada
E302	St + Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	Estaurolita
E65	Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	Sillimanita
E264	Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	Sillimanita
E270	Grt + Pl + Bt + Qtz	Sillimanita
E272	Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	Sillimanita
E278	Sill + Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	Sillimanita

As amostras E264, E270, E272 e E278, da unidade C, encontram-se na zona da sillimanita, na porção centro-ocidental do mapa. Quartzo e micas são os minerais predominantes. Os cristais de quartzo possuem contatos poligonais e granulação predominantemente fina, podendo ocorrer também cristais estirados na foliação, de até aproximadamente 6 mm de alongamento. Muscovita e biotita ocorrem em cristais lamelares estirados, subédricos a euédricos, sendo muscovita comumente mais fina. O plagioclásio das amostras raramente apresenta maclas polissintéticas e está em hábito subédrico, comumente orientado na foliação.

As amostras E264 e E272 apresentam paragêneses iguais, composta por quartzo + biotita + muscovita + granada + plagioclásio. Granada está presente em cristais poiquiloblásticos, levemente estirados, com até 1,6 mm de comprimento na primeira amostra e de até 4,2 mm na segunda. Comumente formam porfiroblastos rotacionados do tipo sigma, com sombras de pressão preenchidas por quartzo. As inclusões nos cristais são principalmente de quartzo, biotita e ilmenita e encontram-se levemente estiradas e orientadas de forma amplamente variável de cristal para cristal.

Na amostra E272 está presente ainda com textura esqueletal, com inclusões adicionais de clorita, muscovita, turmalina e zircão. Esta é também a mais micácea e com maior conteúdo de plagioclásio (até 25%, sendo rico em anortita: $An_{26\text{-}28\%}$) e de molécula grossulária na granada ($Alm_{62,55\text{-}71,38\%}Grss_{3,94\text{-}13,80\%}Pyr_{3,76\text{-}6,79\%}Sps_{16,25\text{-}20,61\%}$).

Na amostra E270, a biotita é o único mineral micáceo da paragênese principal. Granada ocorre como cristais poiquiloblásticos a esqueletais, usualmente estirados e rotacionados. As inclusões são predominantemente de quartzo e opacos e, subordinadamente, por biotita e clorita.

A amostra E278 é a única que apresenta sillimanita em lâmina como mineral adicional da paragênese. Ocorre como aglomerados de cristais fibrosos (fibrolita) orientados segundo lineação de estiramento mineral. Os cristais são de granulação muito fina e os aglomerados chegam a ter 2 mm de alongamento por até 0,5 mm de espessura. Estão comumente associados à biotita, crescendo em seu centro, em relação de epitaxia. Os cristais de granada são sin- a pós-cinemáticos, subédricos a euédricos, sem ou com raras inclusões orientadas obliquamente à foliação composta por ilmenita, seguida por quartzo e, raramente, pirita.

A amostra E65 representa a zona da sillimanita repetida na porção nordeste do mapa devido a zonas de empurrão. Pertence à Unidade D e possui a mesma paragênese das amostras E264 e E272, diferenciando-se destas principalmente por sua granulação fina. A granada ocorre de três modos: estirada na foliação, envolvidas por ela ou sobrecrescendo-a. Inclusões são raras e não orientadas.

As amostras E118 (zona da granada) e E302 (zona da estaurolita) fazem parte da unidade D. A amostra E302 apresenta como paragênese principal quartzo + muscovita + biotita + estaurolita + granada + plagioclásio. Em relação à textura, difere-se por apresentar foliação de crenulação, com biotita, muscovita e clorita orientadas segundo a mesma. Granada está em cristais de até 3 mm de diâmetro. Nos cristais menores, prevalece textura poiquiloblástica, com várias inclusões de quartzo. Nos cristais maiores, observa-se forte zonamento composicional que acompanha o zonamento textural. O centro possui forma euédrica, com raras inclusões e composição $Alm_{71,27\%}Sps_{20,60\%}Grss_{1,11\%}Pyr_{6,85\%}$, enquanto as bordas possuem textura esqueletal e forte descréscimo na molécula espersatina $Alm_{81,04\%}Sps_{9,99\%}Grss_{2,12\%}Pyr_{7,08\%}$ (Figura 6.14-f). Estaurolita é presente como poiquiloblastos, prismáticos, subédricos a euédricos, localmente geminados, com inclusões de quartzo. Podem atingir até 1,2 cm de comprimento. Os cristais ocorrem comumente orientados segundo a lineação de estiramento, mas, quando geminados, apresentam-se também perperdiculamente a ela. A foliação comumente está presente circundando os cristais.

A amostra E118 é uma rocha calcissilicática intercalada na zona da granada. Sua paragênese principal é Mg-hornblenda + plagioclásio + quartzo + epidoto/clinozoisita + titanita + granada + pirita. Possui textura porfiroblástica, com foliação dada pela orientação de porfiroblastos de

anfibólio, e matriz granoblástica, de granulação muito fina a fina. Vênulas quartzosas são presentes paralelas à foliação e possuem até 2 mm de espessura. Os cristais de anfibólio possuem textura poiquiloblástica quase esqueletal, com até 3 mm de comprimento, envolvendo outros cristais da rocha como plagioclásio, quartzo, titanita e epidoto. Na rocha, o quartzo ocorre predominantemente como finos cristais de aproximadamente 0,05 - 0,1 mm de espessura, com contatos poligonais. Plagioclásio está como diminutos cristais granulares a prismáticos, subédricos, compondo, juntamente com o quartzo, a textura granoblástica da rocha. Titanita ocorre esparsa pela amostra, em cristais anédricos a euédricos. Clinozoisita e epidoto ocorrem em meio à massa de quartzo e plagioclásio, como cristais prismáticos a granulares, anédricos a subédricos, com 0,1 a 0,2 mm de comprimento. Clinozoisita é mais abundante que o epidoto. Granada é rara, em cristais de granulação fina, anédricos. Biotita ocorre como mineral secundário, resultado da alteração de anfibólio.

Em todas as amostras zircão, apatita e turmalina são minerais acessórios, em cristais subédricos a euédricos, de granulação muito fina a fina, esparsos pela rocha. Zircão comumente está em cristais inclusos em biotita, formando halos pleocróicos de alteração.

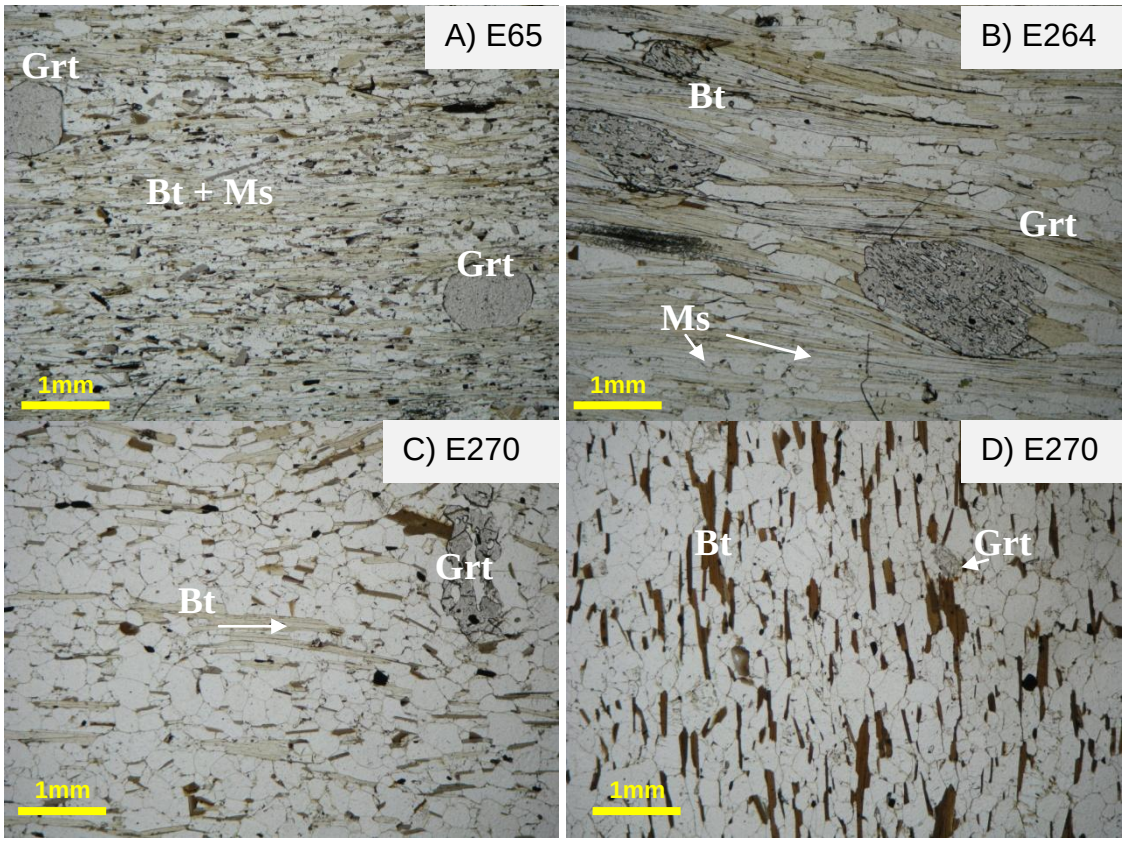


Figura 6.13. Fotomicrografias gerais das lâminas analisadas por microssonda eletrônica, abrangendo os campos utilizados para termobarometria. A) Granada-muscovita-biotita xisto da Unidade D. B) Granada-muscovita-biotita xisto da Unidade C. C) e D) Granada-biotita xisto da Unidade C.

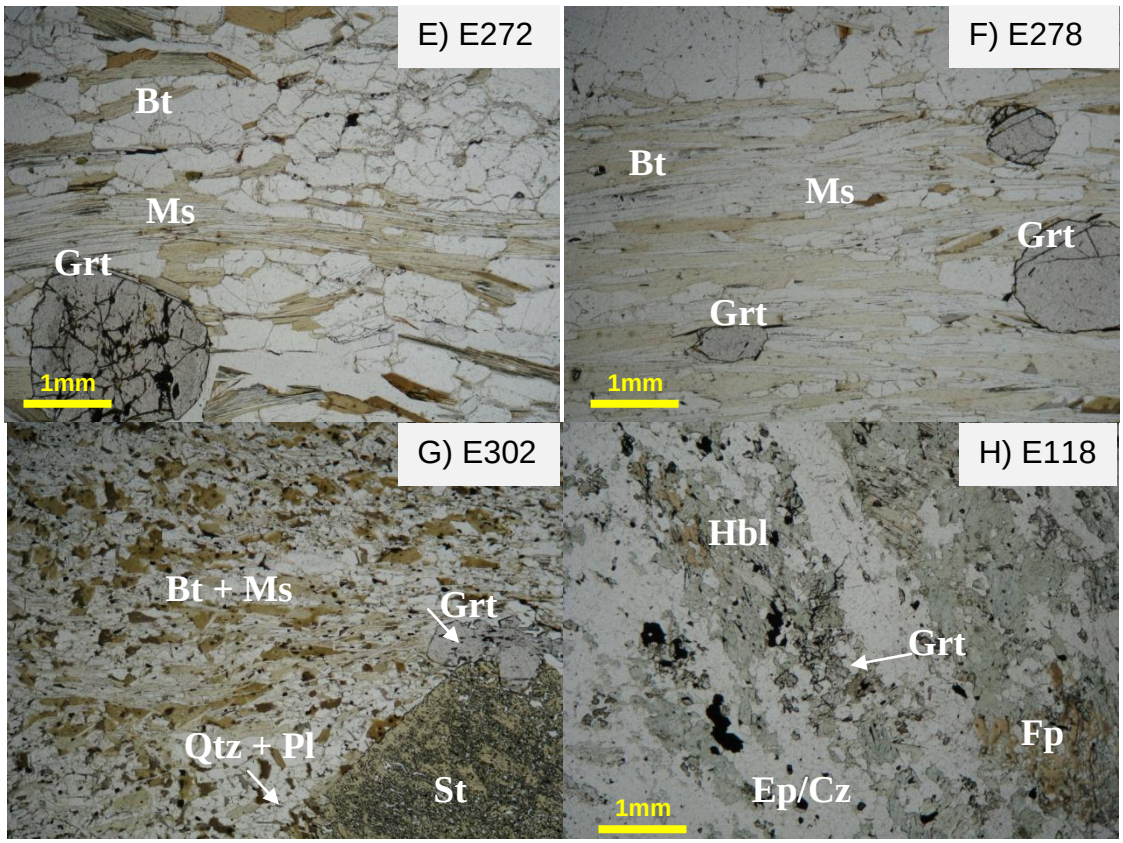


Figura 6.13 (continuação). E) Granada-muscovita-biotita xisto da Unidade C. F) Sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto da Unidade C. G) Estaurolita-granda-muscovita-biotita xisto da Unidade D. H) Rocha calcisslicática da Unidade D.

6.2.3. Resultados

6.2.3.1. Xistos pelíticos

Granada

Os cristais de granada onde foram realizados perfis composicionais variam de sin-cinemáticos (foliação interna é paralela a S_n) a intercinemáticos (foliação interna é oblíqua à S_n), sendo que, quando os cristais não possuem inclusões, os perfis foram realizados paralelamente à S_n (Figura 6.14).

Nos xistos pelíticos analisados, a maioria das amostras possuem granadas ricas em almandina ($Alm_{62,5-81,0}$), como típico no metamorfismo regional, e descrescem em composição para espessartita ($Sps_{8,6-20,6}$), piropo ($Pyp_{3,8-8,5}$) e grossulária ($Grss_{1,1-13,8}$). O Mg# ($Mg/Mg+Fe^t$) das granadas decresce em direção às bordas, exceto na amostra E272 (Tabela 6.3). Esta é também a amostra que apresenta menores valores de Mg#, variando entre 0,0567 e 0,0874. O valor mais alto de Mg# é encontrado no centro da granada da amostra 278.

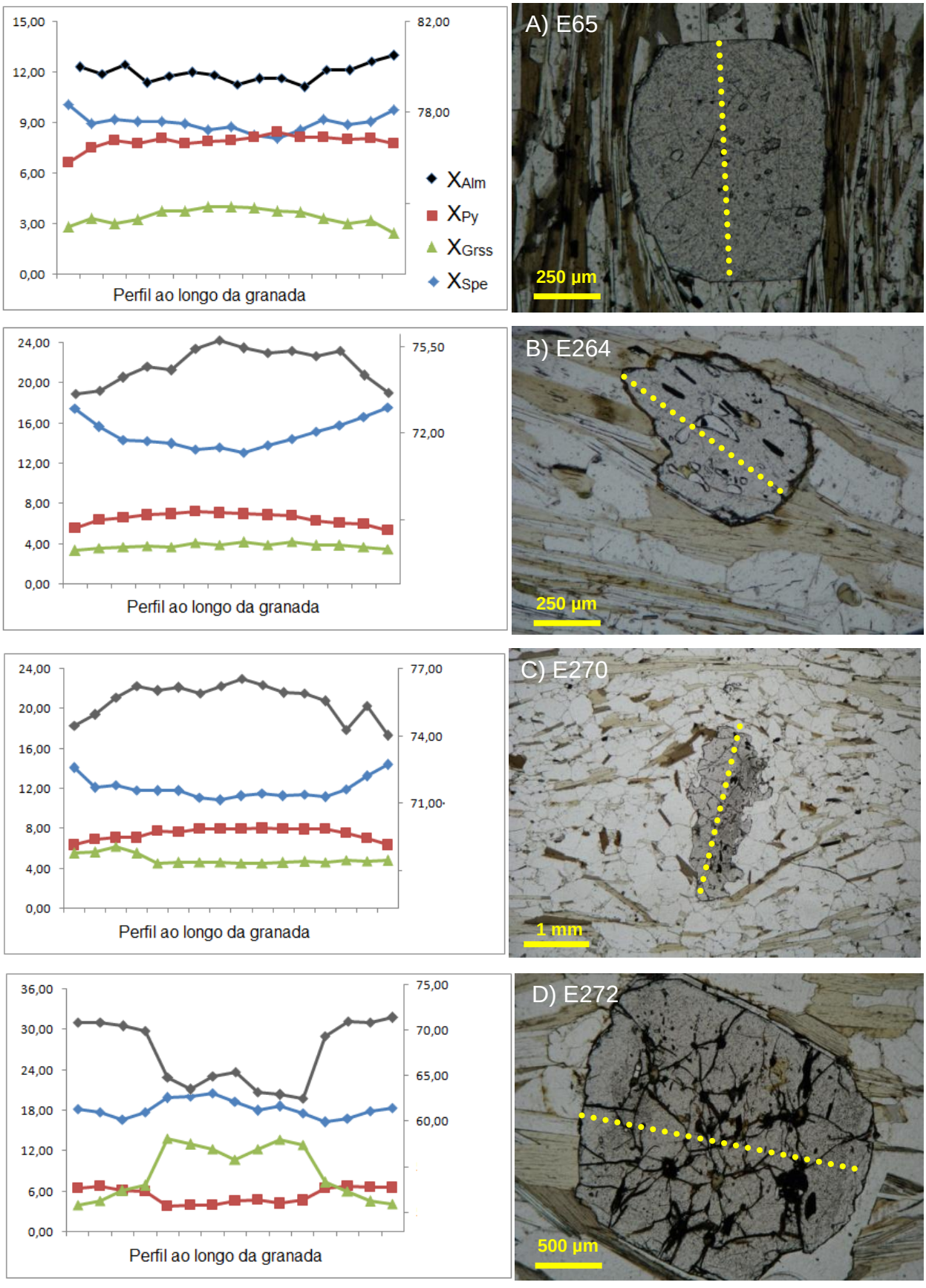


Figura 6.14. Zonamento químico dos critais de granada nas amostras de xistos pelíticos, em porcentagem molar de almandina (Alm), grossulária (Grss), pyropo (Py) e espersatina (Sp). Os valores referentes à almandina situam-se no eixo esquerdo. Respectivos cristais de granada onde foram realizadas as análises. (Continua)

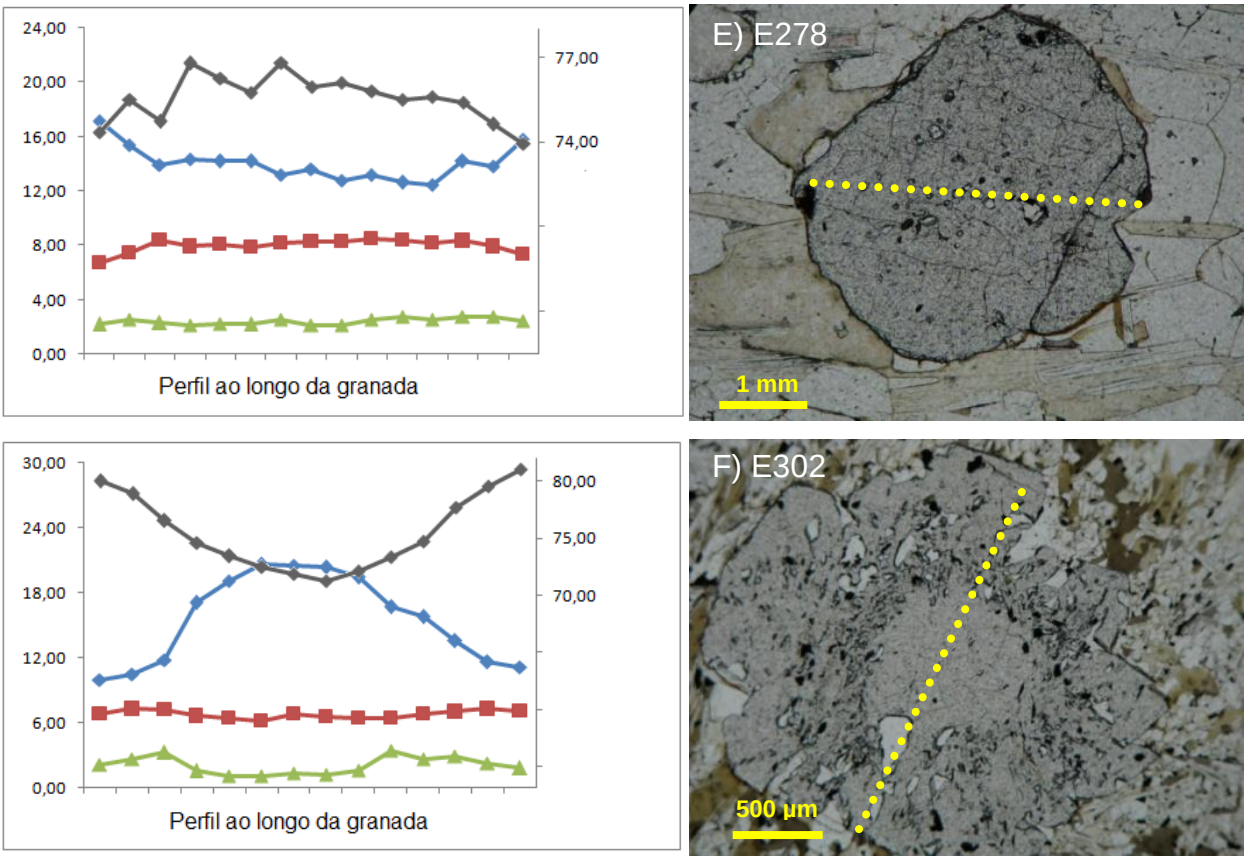


Figura 6.14. (Continuação) Zonamento químico dos critais de granada nas amostras de xistos pelíticos, em porcentagem molar de almandina (Alm), grossulária (Grss), pyropo (Py) e espersatina (Sp). Os valores referentes à almandina situam-se no eixo esquerdo. Respectivos cristais de granada onde foram realizadas as análises.

Tabela 6.3. Dados representativos de Mg# ao longo dos perfis (Figura 6.14) de granada realizados nas amostras de xisto pelítico e rocha calcissilicática analisados. Os dados estão distribuídos, de uma extremidade à outra da linha, em borda-centro-borda.

Grt	Mg#															
E65	0,076	0,086	0,090	0,089	0,092	0,089	0,090	0,091	0,093	0,096	0,093	0,093	0,091	0,092	0,089	
E264	0,070	0,080	0,081	0,084	0,085	0,088	0,086	0,084	0,084	0,084	0,077	0,076	0,075	0,068		
E270	0,079	0,084	0,087	0,086	0,093	0,092	0,095	0,094	0,095	0,095	0,095	0,094	0,095	0,091	0,086	0,079
E272	0,083	0,087	0,080	0,080	0,057	0,059	0,059	0,065	0,068	0,062	0,068	0,085	0,087	0,086	0,085	
E278	0,850	0,912	1,006	1,052	1,496	1,489	1,449	1,294	1,234	1,343	1,146	0,894	0,864	0,784		
E302	0,093	0,093	0,087	0,082	0,062	0,062	0,066	0,073	0,077	0,071	0,083	0,105	0,110	0,116		
E118	0,890	0,944	0,928	0,976	0,916	0,953										

A amostra E65 não apresenta nenhum zonamento muito evidente (Figura 6.14-a), sugerindo que a composição química tenha sido uniformizada devido a condições de alta temperatura e tempo disponível, que permitiu difusão intracristalina. As outras amostras podem ser divididas em dois tipos gerais de padrão.

O Tipo I, no qual se incluem as amostras E272 e E302 (Figuras 6.14-d,-f), apresenta um significativo empobrecimento em espessartita em direção às bordas e comportamento inverso de almandina. A amostra E302 possui a porcentagem em piropo praticamente estável ao longo do perfil e enriquecimento mais expressivo de grossulária nas semi-bordas. A porcentagem de esperssatita no núcleo é cerca de 200% maior que nas bordas. O zonamento químico da granada acompanha o seu zonamento textural. O núcleo, que é mais rico em espessartita, possui forma euédrica, enquanto as bordas, mais pobres em espessartita e ricos em almandina e piropo, possui textura esqueletal. O pico de grossulária é localizado nas semi-bordas, sugerindo um aumento de pressão neste ponto do crescimento. Já a granada da amostra E272 apresenta as proximidades do centro rico em esperssatina e grossulária e empobrecimento em direção às bordas. O pico de porcentagem em espersatina é também nas proximidades do centro, com empobrecimento em direção às bordas.

As granadas com núcleos ricos em Mn e bordas pobres, como é o caso das amostra E272 e E302, representam um crescimento do cristal de temperaturas mais baixas para mais altas, isto é, metamorfismo progressivo envolvendo aumento de T e P. Como Mn é preferencialmente fracionado para a granada em relação aos outros minerais, este elemento é sequestrado nas granada cedo-formadas, depletando em Mn o ambiente de crescimento da granada. Deer et al. (1992) apontam que durante o aumento do metamorfismo parece haver uma substituição de (CaO + MnO) por (FeO + MgO). Barker (1998) denomina o padrão em que o núcleo é enriquecido em Mn e as bordas em Fe como do tipo sino, típico de metamorfismo progressivo onde a granada cresceu pela quebra de clorita. No caso da amostra E302, observa-se que o crescimento inicial da granada, a temperaturas mais baixas, se deu de forma lenta o suficiente para consumir os minerais reagentes, enquanto o aumento da temperatura provocou um rápido crescimento resultando em uma textura poiquiloblástica a esqueletal. A amostra E272 mostra que as condições geotermais não foram completamente estáveis, mas sim suscetíveis a ligeiros picos de aumento de temperatura (uma leve caída nas condições PT ocorre no entorno do centro, seguida de um aumento considerável de temperatura para as bordas).

O Tipo II, representado pelas amostras E264, E270 e E278 (Figura 6.14-b,-c,-e), apresentam núcleos relativamente ricos em almandina e piropo e pobres em espessartita quando comparados com as bordas. Grossulária nestas amostras é relativamente constante. Estes casos, em que a borda tem um enriquecimento em Mn, comumente ocorrem num estágio tardio de difusão no zonamento ou reabsorção durante a retrogressão (Barker, 1998).

Biotita

Os cristais de biotita de todas as amostras apresentam composição muito semelhante e homogênea. Seguindo a classificação de Deer et al. (1992), a biotita está no campo mais próximo dos membros finais são siderofilita e annita, que são micas mais ricas em Fe e cujas fórmulas químicas são respectivamente $K_2Fe_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$ e $K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$ (Figura 6.15).

Alguns cristais são ligeiramente mais pobres em Fe nos núcleos em relação às bordas. Os maiores teores de Mg são encontrados nas amostras E65, E278 e E302, cujas composições variam entre 10,10% e 10,79%. As mesmas são as amostras mais pobres em Fe, cujos teores variam entre 17,14% e 19,64%. A maior porcentagem de Ti encontra-se na amostra E272, cujos teores variam de 2,65% a 3,00.

O Mg# das biotitas em todas as amostras fica em torno de 0,45 e 0,52, sendo os menores valores das amostras E264 e E272 e os maiores valores das amostras E65 e E302 (Tabela 6.4).

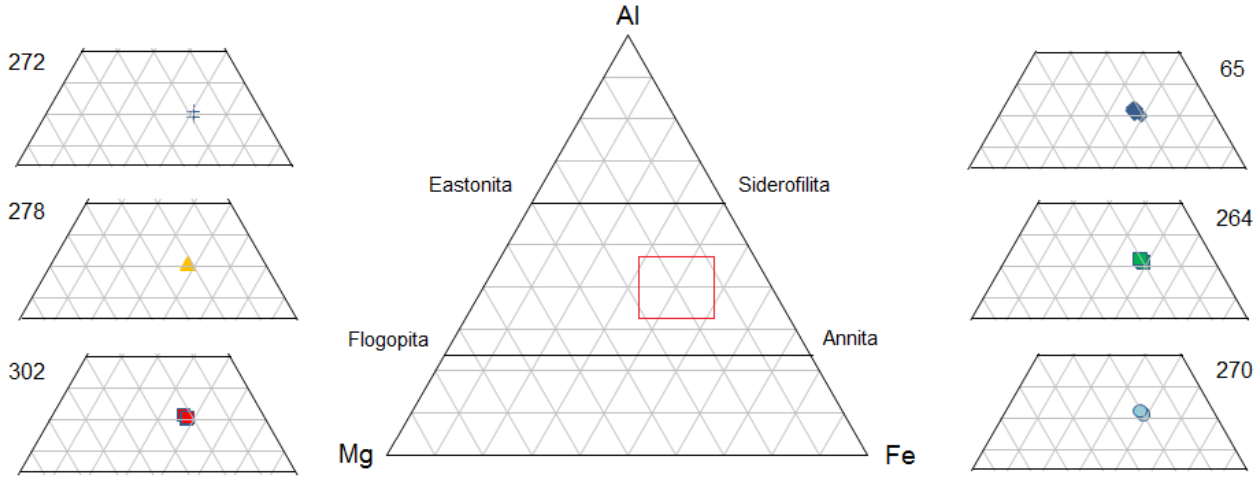


Figura 6.15. Diagrama triangular Al-Mg-Fe^{+2} para classificação da biotita após Deeret al. (1992), onde os membros finais são: Annita ($K_2Fe_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$), Siderofilita ($K_2Fe_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$), Eastonita ($K_2Mg_5Al[Si_5Al_3O_{20}](OH)_4$ e Flogopita ($K_2Mg_6[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$).

Tabela 6.4. Dados representativos de Mg# em biotita nas amostras de xisto pelítico.

Bt	Zona Barroviana	Mg#			
		Borda	Centro		Borda
E65	Sillimanita	0,523082	0,512637	0,511337	0,515356
E264	Sillimanita	0,451283	0,455789	0,459153	0,465865
E270	Sillimanita	1,1591	1,124724	1,113653	1,106233
E272	Sillimanita	0,389339	0,405245		0,412295
E278	Sillimanita	2,977095	2,775415		2,701107
E302	Estaurolita	0,130778	0,146013		0,152639

Plagioclásio

No geral, as amostras analisadas apresentam uma variação de plagioclásio entre albita, oligoclásio e andesina (Figura 6.16). A amostra mais pobre na molécula albita é a E270, que varia entre 68,1% e 69,9%, enquanto a mais rica é a E302, cujo conteúdo está entre 84,4% e 87,7%. Ortoclásio está sempre em valores baixos, com menor composição na amostra 65, em que varia de 0,2 a 0,3%, e maior na amostra E272, que varia entre 0,6% e 1,2%. Dentre as amostras que apresentam tendências composicionais das bordas para o centro, observa-se que a E272 apresenta o núcleo mais rico em albita que as bordas, enquanto na amostra E270 a relação é inversa (Figura 6.17). A presença de oligoclásio e andesina evidenciam o alto grau metamórfico das rochas, uma vez que surgem a partir da zona da granada, existindo em graus mais baixos apenas albita.

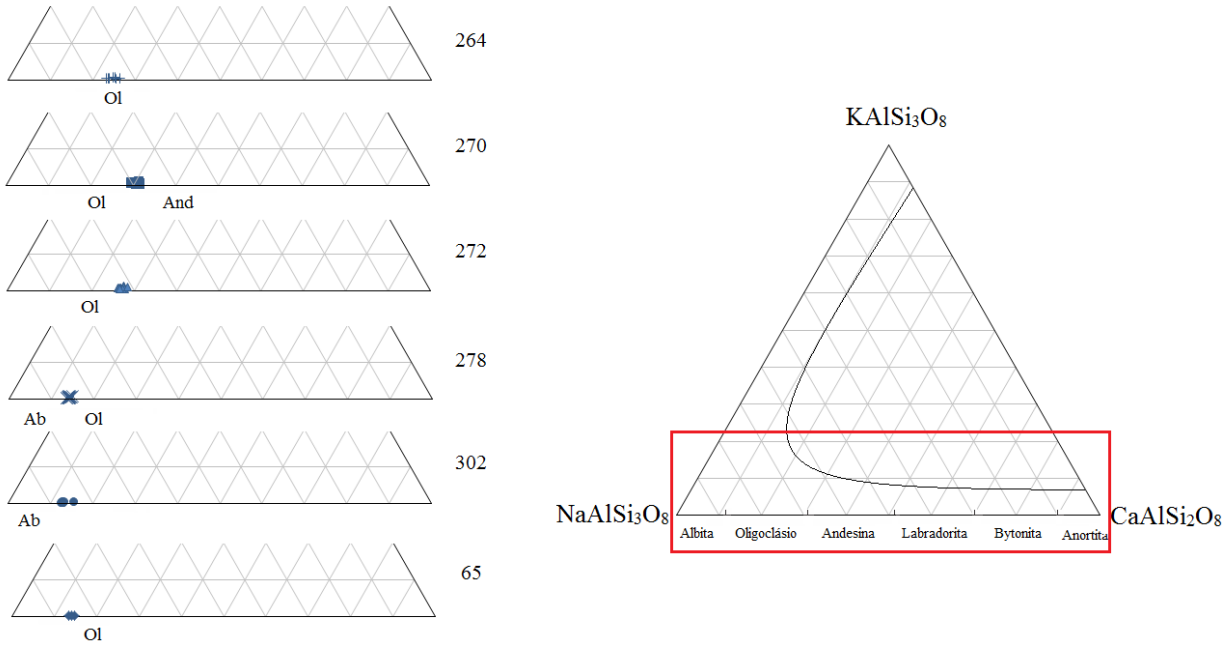


Figura 6.16. Diagrama ternário dos feldspatos (ortoclásio-albita-anortita) indicando as duas composições encontradas nas amostras de xistos pelíticos.

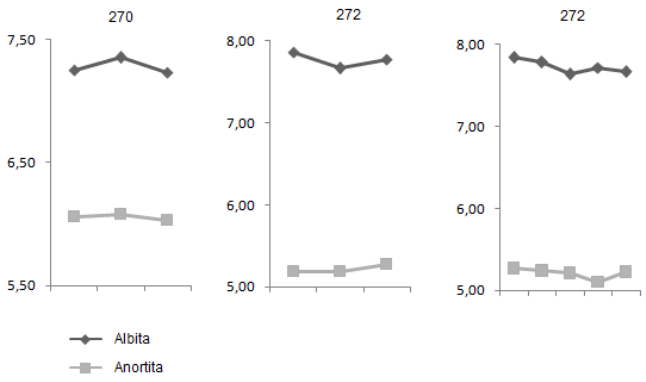


Figura 6.17. Pequenos zonamentos químicos encontrados em alguns cristais de plagioclásio das amostras de xistos pelíticos.

Estaurolita

De acordo com Deer et al. (1992), a composição da estaurolita tem sua variação em limites bem estreitos, sem nenhuma variação significativa de troca entre Fe^{2+} e Mg. Nas amostra E302, em que ocorre estaurolita, alguns cristais apresentam centros ligeiramente mais ricos em Mg, fato que pode estar atrelado ao fato dos cristais de granadas em uma fase inicial serem mais pobres na molécula piropo, o que permitiria uma maior disponibilidade de Mg na composição da rocha total.

Muscovita

A amostra mais rica em Fe é a E272, cuja porcentagem em peso varia de 1,10 a 1,40, e a mais pobre é a E302, que varia de 0,71 a 0,93. Os maiores teores de Ti, semelhantemente ao padrão da biotita, é a amostra E272, cujos teores variam de 0,80% a 1,01%, e os menores teores também são da amostra E65, onde variam de 0,31 a 0,38%. Já os valores de Mg não acompanham os da biotita, sendo os cristais mais ricos são presentes na amostra E272 (0,65% - 0,82%) e os menores nas amostra E302 e E65 (0,40-0,55% e 0,40% - 0,50%, respectivamente).

De maneira geral, os cristais de muscovita possuem composição bem homogênea, não ocorrendo padrões de zonamento. No entanto, observa-se nas amostras E272 e E278 que há uma ligeira tendência de empobrecimento em Fe e Mg no contato com a granada, enquanto na amostra E302 o comportamento é inverso.

6.2.3.2. Rocha calcissilicática

A rocha calcissilicática analisada é um epidoto-clinozoisita-plagioclásio-quartzo-hornblenda xisto, com carbonato em menor quantidade, e cuja foliação é dada pela orientação do anfibólio, mas com porções maciças formadas predominantemente por quartzo e plagioclásio.

Granada

As granadas da rocha calcissilicática são raras, de granulação fina e com inclusões de quartzo e ilmenita. Os cristais não apresentam nenhum zonamento químico e são ricos em contéudo de grossulária,apesar de também ser mais rica na molécula almandina (Figura 6.18). Sua composição molar é $Alm_{(38.89\text{-}43.04\%)}Grs_{(33.33\text{-}38.99\%)}Sps_{(19.59\text{-}21.21\%)}Py_{(2.38\text{-}2.94\%)}$ e apresentam, no geral, os menores valores de Mg#, variando entre 0,585 e 0,0637.

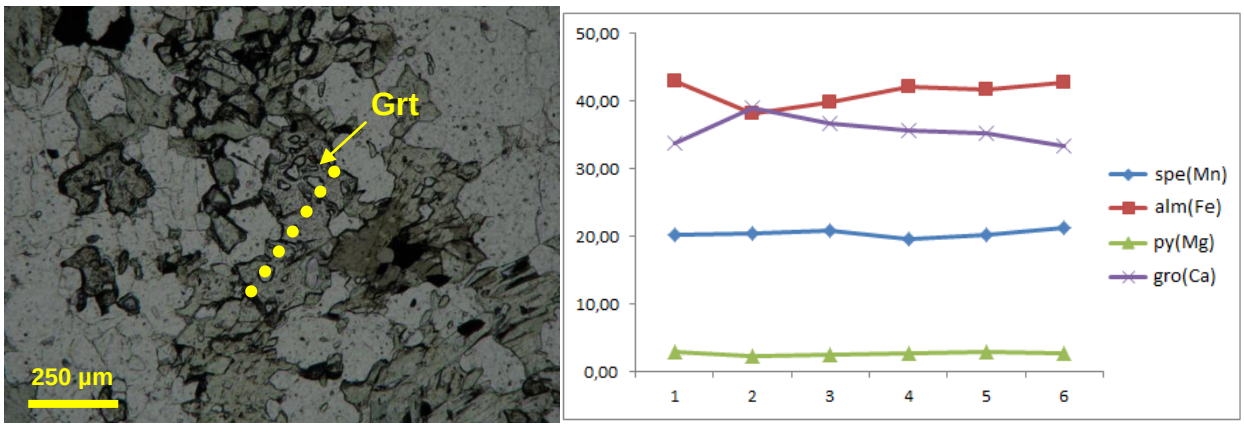


Figura 6.18. Zonamento químico dos critais de granada na amostra de rocha calcissilicática, em porcentagem molar de almandina (Alm), grossulária (Grss), pyropo (Py) e espersatina (Sp). Os valores referentes à almandina situam-se no eixo esquerdo.

Plagioclásio

O plagioclásio na amostra calcissilicática apresenta duas composições bem disitntas. Uma delas cai no campo da andesina, semelhante à amostra mais cálcica das rochas metapelíticas que é a E270. A outra composição é quase ausente em Na, estando no campo da anortita, o que também evidencia a composição cálcica da rocha (Figura 6.19).

Os dois cristais de plagioclásio analisados encontram-se no mesmo campo da lâmina e em paragênese com anfibólio e epidoto, mostrando que a ocorrência destes dois plagioclásios pela amostra deve ocorrer de forma aleatória e esparsa.

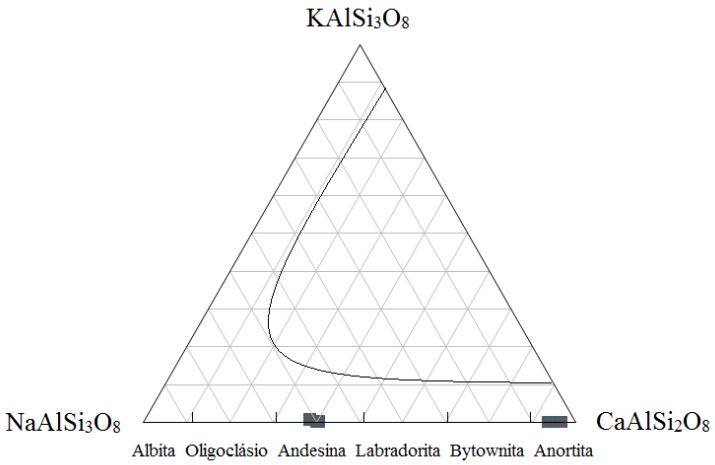


Figura 6.19. Diagrama ternário dos feldspatos (ortoclásio-albita-anortita) indicando as duas composições encontradas na amostra de rocha calcissilicática.

Anfibólio, epidoto e titanita

Três minerais indicam a composição ferromagnesiana da rocha. Os cristais de anfibólio possuem composição de hornblenda magnesiana, de acordo com a classificação de Leake et al. (1997). A hornblenda é o mineral típico da fácies anfibolito, mas sua presença na rocha calcissilicática, onde tremolita é mais comum, deve-se provavelmente à composição do protólito, cuja composição pelítica é marcante. O mineral também atesta a composição rica em Mg do protólito.

O epidoto é composto por 86% de molécula clinozoisita e 14% de epidoto (ou pistacita), conforme White et al. (2003). Clinozoisita é um mineral comum em margas metamorfizadas, mas a presença do epidoto indica contribuição também de FeO no protólito da rocha.

Titanita é compõe até 5% da rocha. De acordo com Deeret al. (1992), este mineral, em rochas metamórficas, ocorre em xistos e gnaisses ricos em fases ferromagnesianas, sendo muito comuns em rochas calcissilicáticas impuras.

6.3. Geotermobarometria

Em adição à estimativa das condições metamórficas baseada nos minerais chaves das assembleias minerais e nas grades petrogenéticas, estimativas quantitativas de condições de P-T podem também ser obtidas usando-se várias calibrações geotermométricas e geobarométricas experimentais, empíricas ou teóricas. A maior parte delas baseia-se em medidas acuradas de composições químicas das fases minerais na assembleia em equilíbrio (Barker, 1998). O método mais comum de análise termobarométrica consiste de duas curvas intersectantes de equilíbrio mineral com diferentes inclinações P-T. Este equilíbrio é calibrado diretamente de resultados experimentais ou indiretamente por calibração empírica de dados de lnK em assembleias naturais (Bucher & Frey, 1994).

Uma revisão sobre estes diversos métodos pode ser encontrada em Moraes (1997) e será resumida da maneira a seguir.

As calibrações experimentais são aquelas geradas a partir da equação de equilíbrio de duas fases de composições conhecidas, obtida em laboratório. São dois os principais problemas obtidos a partir deste método: as condições de P e T podem não ser condizentes com as naturais da Terra; e as fases podem se encontrar mais puras que o natural, ignorando soluções sólidas que possam estar envolvidas.

A calibração empírica comumente gera erros muito grandes e deve ser evitada. Neste método, uma nova calibração é gerada a partir da constante de equilíbrio para uma reação qualquer entre minerais presentes em uma amostra e um geotermômetro já existente que seja aplicado à mesma.

Já a calibração teórica (ou termodinâmica) é montada através de tabelas de dados termodinâmicos de membros finais puros, determinados de modo experimental ou empírico.

O principal geotermobarômetro utilizado neste trabalho foi o THERMOCALC 3.2 de Powell et al. (1998), uma versão melhorada do conjunto de dados internamente consistente de Holland & Powell (1998), e as atividades minerais através das soluções sólidas adotadas por White et al. (2003). Geotermômetros e geobarômetros convencionais foram utilizados paralelamente para fins de comparação.

6.3.1. THERMOCALC

Dentre os geotermômetros e geobarômetros desenvolvidos, o THERMOCALC possui ampla utilização por possuir um banco de dados internamente consistente, que leva em consideração as várias reações possíveis para os end-members das fases presentes. A partir destas reações, calcula-se então os valores de P-T médios e os respectivos erros. O cálculo da média PT realizado pelo THERMOCALC é considerado um método otimizado. De acordo com Powell & Holland (2008), dado um conjunto de descrições termodinâmicas e suas respectivas incertezas, bem como a composição das fases e suas incertezas, a termobarometria otimizada resulta do ajustamento mínimo (no sentido estatístico) dos dados, de tal maneira que as linhas PT de equilíbrio interceptam em um ponto. Assim, se um conjunto de linha de equilíbrio PT se interceptam em um ponto, é de se esperar que todas as reações existententes para aquele conjunto se interceptem naquele ponto.

As reações possíveis analisadas pelo THERMOCALC para os sistemas das amostras analisadas, com os respectivos end-members das fases presentes, e a as condições de P e T calculadas são apresentadas nas Tabelas 6.5 e 6.6.

Para os cálculos de média P-T, foram selecionados campos em que os minerais encontravam-se sobrepostos e em equilíbrio. As análises químicas foram realizadas em 3 a 5 campos da amostra, a fim de conferir a homogeneidade da química mineral. Um destes campos, em cada amostra, foi selecionado para realização dos cálculos termobarométricos e as composições químicas representativas dos minerais analisados estão mostradas na Tabela 6.1. As análises muito próximas às bordas foram evitadas, uma vez que pode ocorrer difusão tardia (Spear, 1991).

Através das Tabelas 6.5 e 6.6 e da Figura 6.20, observa-se que os resultados foram, em geral, concordantes com o que era de se esperar de acordo com a zoneografia metamórfica da área (tipo Barroviano de média pressão).

Tabela 6.5. Resultados obtidos pelo THERMOCALC e repectivas reações consideradas para o sistema de cada amostra.

	Independent set of reactions	**Avarage P-T**
65	1) gr + 2pa + 3q = 3an + 2ab + 2H2O 2) 3east + 6q = py + phl + 2mu 3) gr + alm + mu = ann + 3an 4) alm + 3east + 6q = 2py + ann + 2mu	T = 694 ºC, sd = 27 ºC P = 7,5kbar, sd=1.2 Cor = 0,721
118	1) 10py + 3tr + 24cz = 4gr + 12an + 15ts 2) 2py + 4gr + 3ts + 12q = 12an + 3tr 3) 21an + 6tr = 10py + 11gr + 27q + 6H2O 4) 4gr + 5alm + 6cz + 15q = 18an + 3fact 5) 24an + 3tr + 6parg = 4py + 8gr + 6ab + 9ts	P = 5.5, sd = 1.1 T = 553 ºC, sd = 47 ºC Cor = 0.778
264	1) gr + 2pa + 3q = 3an + 2ab + 2H2O 2) 3east + 6q = py + phl + 2mu 3) phl + east + 6q = py + 2cel 4) py + gr + mu = phl + 3an 5) gr + alm + mu = ann + 3an 6) 3ann + 3an + 6q = gr + 2alm + 3fcel	T = 657 ºC, sd=22 ºC P = 6,2 kbar, sd=0.8 Cor = 0.734
272	1) 3east + 6q = py + phl + 2mu 2) 2east + 6q = py + mu + cel 3) py + gr + mu = phl + 3an 4) gr + alm + mu = ann + 3an 5) 3ann + 3an + 6q = gr + 2alm + 3fcel 6) 3gr + 2alm + 3fcel + 4pa = 3ann + 9an + 4ab + 4H2O	T = 671 ºC, sd = 30 ºC P = 7.8, sd = 1.0 Cor = 0.784
278	1) gr + 2pa + 3q = 3an + 2ab + 2H2O 2) 3east + 6q = py + phl + 2mu 3) gr + alm + mu = ann + 3an 4) py + ann = alm + phl	T = 804 ºC, sd = 50 ºC P = 8.0, sd = 2.1 Cor = 0.703
302	1) 23gr + 6mst + 48q = 8py + 69an + 12H2O 2) 23gr + 6fst + 48q = 8alm + 69an + 12H2O 3) 3east + 6q = py + phl + 2mu 4) phl + east + 6q = py + 2cel 5) 23phl + 2mst + 62q = 18py + 23cel + 4H2O 6) gr + alm + mu = ann + 3an 7) 3ann + 3an + 6q = gr + 2alm + 3fcel 8) 17phl + 4ab + 2mst + 44q = 14py + 17cel + 4pa	T = 705 ºC, sd = 36 ºC P = 7.6, sd= 1.6 Cor = 0.785

Tabela 6.6. Resultado das análises realizadas no THERMOCALC, com respectivas localizações segundo padrão zonal metamórfico identificados na área. O erro referente a cada cálculo é dado por "sd".

	Amostra	T (ºC)	sd (ºC)	P (kbar)	sd (kbar)	corr	"zona"
Unidade D	**E65**	694	27	7.5	1.2	0,721	Sill - b
Unidade D	**E118**	553	47	5.5	1.1	0,778	Grt
Unidade C	**E264**	657	22	6.2	0.8	0,734	Sill
Unidade C	**E272**	671	30	7.8	1.0	0,784	Sill
Unidade C	**E278**	804	50	8.0	2.1	0,703	Sill
Unidade D	**E302**	705	36	7.6	1.6	0,785	St

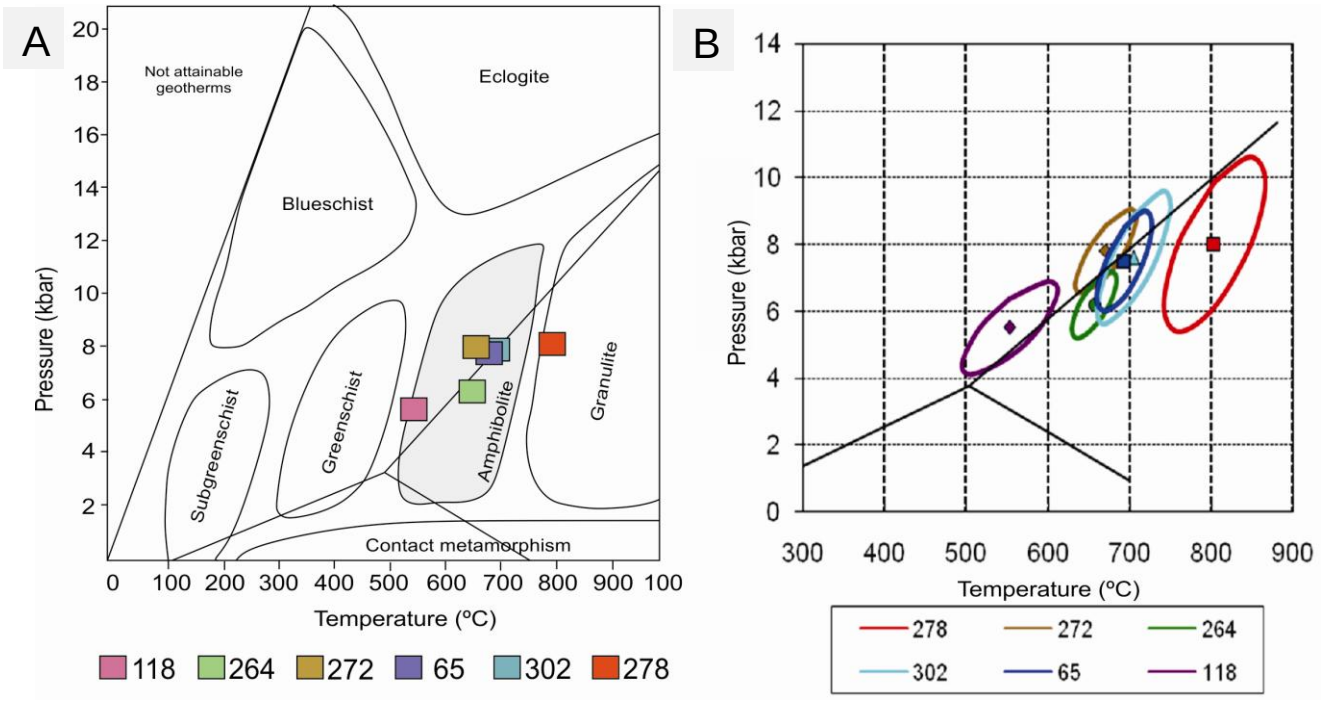


Figura 6.20. A) Localização dos mesmorestultados no diagrama de fácies de Bucher e Frey (1994). B) Localização dos resultados das amostras analisadas no THERMOCALC, com os respectivos erros.

A amostra E278 apresentou o maior grau metamórfico de forma isolada em relação às outras amostras (inclusive considerando-se o erro), com T = 804 ± 50 ºC e P = 8.0 ± 2.1 kbar, condizentes com o início da fácies granulito (apesar de que o alto valor do erro apresentado nesta amostra atenua seu resultado destoante em relação às outras amostras). Ressalta-se, no entanto, que tanto a textura metamórfica quanto a paragênese mineral indicam a fácies anfibolito alto, sendo portanto o resultado descartado.

As amostras E65, E264, E272 e E302 apresentam condições de pressão e temperatura muito semelhantes. Todas se situam no limiar dos campos de estabilidade da sillimanita e da cianita e, considerando-se a incerteza, poderiam de fato estar em qualquer um dos campos. No entanto, o

mapeamento permite afirmar que as três primeiras amostras pertencem à zona da sillimanita. A amostra E65, em particular, representa a repetição tectônica da zona da sillimanita, na porção nordeste do mapa. A média de valores de P-T obtidos a partir dos resultados destas amostras da (E264, E272 e E65) indicam as condições da zona da sillimanita em torno de T = ~700 ºC e P = ~7 kbar.

A amostra E302 representa a paragênese em equilíbrio da zona da estaurolita e encontra-se na fácies anfibolito médio a alto, nas condições limites superiores do campo de estabilidade da estaurolita. Assim, a desestabilização das fases minerais quartzo + estaurolita presentes na amostra, gerando cianita + almandina ou sillimanita + almandina, daria-se praticamente pelo aumento ou diminuição da pressão, respectivamente, sem necessariamente haver modificação da temperatura.

A amostra E118, de rocha calcissilicática intercalada na zona da granada, apresenta as menores condições de temperatura e pressão, isto é, T = 553 ± 47 ºC e P = 5.5 ± 1.1 kbars. Este intervalo corresponde, segundo o diagrama de Barker (1998), à fácies anfibolito baixo a médio, típico da zona da granada.

De forma experimental, foram calculadas as possíveis condições P-T que seriam encontradas no momento de nucleação dos cristais de granada, logo, utilizando a suas composições químicas no centro. Os resultados obtidos (Tabela 6.7) são muito semelhantes ao que era de se esperar tendo em vista o zonamento químico, onde as granadas apresentam condições de metamorfismo progressivo e regressivo (ou do Tipo I e II, já discutido).

As pressões calculadas corroboram com a caracterização do metamorfismo como barroviano, isto é, de média pressão, aumentando progressivamente da zona da granada até a zona da sillimanita, como é típico de cinturões orogênicos. Este contexto metamórfico é corroborado também pelas relações texturais, que sugerem trajetória PTt horária. Em outros termos, as inclusões minerais indicam uma fase pretérita de fácies xisto verde que progrediu até as condições de seus poiquiloblastos, isto é, granada, estaurolita ou cianita, da fácies anfibolito alto. Minerais retrometamórficos, como clorita e muscovita, que sobrecrescem de forma decussada a textura lepidogranoblástica das rochas apontam, por fim, sua exumação para condições de P e T menores, fechando o ciclo.

Uma vez que a maioria das granadas analisadas que apresentaram perfis típicos de retrometamorfismo possuem carácter intercinemático, em que a foliação interna é oblíqua até perpendicular à foliação externa, pode-se admitir que provavelmente as condições PT de pico começaram a baixar antes do fim da deformação. Isto é, ainda houve uma rotação relativa entre foliação e cristal de granada ao mesmo tempo em que ocorria diminuição das condições de P e T regionais.

Tabela 6.7. Resultados termobarométricos obtidos pelo THERMOCALC através do centro dos cristais.

Amostra	T (ºC)	sd (ºC)	P (kbar)	sd (kbar)	corr
278c	818	42	8.8	1.6	0.697
272c	641	28	8.4	0.9	0.816
264c	675	20	7	0.7	0.744
302c	648	50	5.1	2.2	0.844
65c	703	23	8.3	0.9	0.728

6.3.2. Geotermobarometria convencional

A termobarometria convencional, no sentido de Powell & Holland (2008), usa apenas o equilíbrio termodinâmico entre equações balanceadas entre minerais *end-members*, combinado com as composições observadas dos minerais.

Dentre os geotermômetros convencionais, foram utilizados neste trabalho aqueles para a troca de Fe-Mg entre granada e biotita segundo as calibrações de Thompson (1976), Holdoway & Lee (1977), Ferry and Spear (1978), Perchuck & Lavrent'eva (1983) e Bhattacharya (1992). Todos eles são ideais para aplicação em rochas de fácies anfibolito, como é o caso dos xistos analisados. Os dados obtidos são relativos a uma pressão de referência de 7 kbar (Tabela 6.8), que é aproximadamente a média da obtida para todas as amostras pelo THERMOCALC. No entanto, como era de se esperar pela própria definição de geotermômetro, a influência da pressão nos resultados é insignificante. Os dados composicionais utilizados nos geotermômetros convencionais são os mesmos utilizados no THERMOCALC (baseado em White et al., 2003).

Tabela 6.8. Resultados obtidos através dos geotermômetros granada-biotita para as amostras de xistos pelíticos, a 7kbars, segundo calibrações de Thompson (1976) - T, Holdoway & Lee (1977) - HL, Ferry and Spear (1978) - FS, Perchuck & Lavrent'eva (1983) - PL - e Bhattacharya (1992) - B.

Sample	**B92-HW**	**FS78**	**PL83**	**T76**	**HL77**
65	595	611	602	630	602
264	552	566	578	595	572
270	627	656	626	664	632
272	578	607	600	626	600
278	583	609	601	628	601
302	556	545	566	578	558

Como é observado através da Tabela 6.8, os resultados entre os termômetros podem variar até cerca de 90 ºC, de acordo com a calibração adotada. As maiores temperaturas, no geral, são

dadas para os métodos de Thompson (1976), Ferry and Spear (1978) e Hodges and Spear (1982) e as menores para Holdoway & Lee (1977) e Perchuck & Lavrent'eva (1983).

Se comparado aos resultados obtidos pelo THERMOCALC, os geotermômetros convencionais apresentam coerências e discordâncias. Isto é, embora com valores diferentes, as amostras E65, E272 e E278, por exemplo, apresentam as maiores temperaturas nos dois métodos. No entanto, temperaturas como da amostra E302 destoa-se fortemente, sendo que no método convencional apresenta as menores temperaturas entre as amostras e pelo THERMOCALC temperatura entre as maiores. Em termos relativos, o valor de T desta amostra, da zona da estaurolita, é menor quando comparado àqueles da zona da silliminata, o que seria um resultado coerente obtido pelo método convencional. Apesar disto, os resultados do THERMOCALC tendem a ser mais precisos, pelo fato de que todas as curvas de equilíbrio mineral de uma dada assembleia metamórfica são computadas e utilizadas para o cálculo da média P e T de todas as interseções simultaneamente (Bucher & Frey, 1994). De qualquer forma, ambos os resultados podem ser considerados, pois representam condições condizentes com o campo de estabilidade da estaurolita.

Quando observados apenas entre os termômetros granada-biotita, as amostras apresentam diferenças entre os valores absolutos de temperatura de acordo com cada calibração, mas também mantém a relativa coerência, isto é, as mesmas amostras apresentam proporcionalmente as maiores ou menores temperaturas em todos os métodos.

Através da termometria convencional, obteve-se a temperatura da amostra E270 (que não pôde ser calculada no THERMOCALC devido à ausência de fases suficientes), cujos valores variam entre 627 e 667 ºC, situando-a na zona da sillimanita e no final da fácies anfibolito, como era de se esperar. As temperaturas para a amostra E278 (583-628 ºC) são mais coerentes pelo método convencional, situando-a na zona da sillimanita.

6.3.3. Comparação com outras ocorrências de metamorfismo barroviano

Vorhies & Ague (2011), estudando o metamorfismo nas costas do sudoeste a nordeste da Escócia, realizaram um estudo termobarométrico estabelecendo as condições P-T das zonas metamórficas barrovianas em seu local típico. A zona da granada possui a temperatura em cerca de 535ºC, aumentando para 575-600ºC na zona da estaurolita e, finalmente a cerca de 620ºC na zona da sillimanita-muscovita, com pressões variando entre 0,4 e 0,55 GPa de acordo com o grau. Nesta última zona, as temperaturas alcançam 660ºC e na zona da sillimanita-feldspato-K chegam a 750-800ºC a cerca de 0,8 GPa. Além disso, através de datações, concluem que o pico de metamorfismo nas respectivas zonas foi alcança do sincronicamente.

Utilizando termobarometria convencional, Dasgupta et al. (2004) investigaram as condições P-T de uma sequência de metapelitos com metamorfismo invertido nos *Sikkim Himalayas*. As

respectivas T/P são as seguintes: 480-534 ºC/4,8-5 kbar para a zona da granada; 550-595 ºC/5,7-6,2 kbar para a zona da estaurolita-cianita; 537-590 ºC/5,7-6,2 kbar para a zona da estaurolita, 590-622 ºC/7,3-7,7 kbar para a zona da cianita; 670-706 ºC/7,3-7,9 kbar para a zona da sillimanita-muscovita; e 690-800 ºC/7,8-8,7 kbar para a zona da sillimanita-Kfeldspato.

Em um terreno com contínua transição do metamofismo da fácies xisto azul até do tipo barroviano (blueschisct-to-Barrovianterrane), no Maciço Sivrihisar, na Turquia também se obteve a condição P-T para as zonas da sillimanita e estaurolita (Whitney et al., 2011). O método utilizado foi a construção de pseudoseções pelo THERMOCALC. Na primeira, onde estaurolita e sillimanita coexistem, T varia entre ~600-650 ºC e P entre 0,5-0,6 GPa. Na segunda, onde estaurolita coexiste com biotita e granada, T varia entre ~560-650 ºC e P varia entre 0,5-0,8 GPa.

Comparando-se as amostras analisadas nesta dissertação com as analisadas pelos diversos autores, os resultados apresentam semelhanças. A amostra mais bem situada é a da zona da granada, que está próximo dos limites superiores desta zona (cerca de 535 ºC e 4-5,5 kbar), também indicado pela rara presença de clorita na paragênese principal. Os resultados de média P-T do THERMOCALC, para a amostra E118 (550 ºC e 5,5 kbar), encontram-se próximo ao intervalo descrito nestas outras regiões.

A amostra da zona da estaurolita é a que apresenta maiores diferenças nos resultados deste trabalho, normalmente colocada entre 550ºC e 650ºC nos trabalhos acima referenciados. Algumas possibilidades que justificam a diferença de T obtida, quando analisado os resultados obtidos pelo THERMOCALC, são: (1) os erros calculados deveriam ser considerados; (2) o fato do valor de P corresponder ao campo que permite os maiores valores de T do campo de estabilidade da estaurolita; (3) devido ao rápido aumento de T, sugerido pela química mineral da granada (amostra 302) e pela textura dos seus cristais, esta amostra teria saído da condição média de equilíbrio da zona da estaurolita e teria paralisado em direção a T e P de condições superiores, mantendo-se completamente estável. Os resultados de termometria Grt-Bt encaixam-se bem nos intervalos referenciados, bem como teoricamente seriam as condições dos centros dos cristais.

Os intervalos de T e P obtidos para a zona da sillimanita estão próximos dos resultados descritos nos trabalhos supracitados tanto através do THERMOCALC quanto através da termobarometria convencional. Os resultados mais distantes são aqueles para a amostra E278 (muito altos), pelo primeiro método, e para a E264 (muito baixos), pelo segundo. Em relação à amostra E278, este resultado assemelha-se mais às condições da zona sillimanita-feldspato-K. No entanto, como a partir da petrografia observa-se que esta amostra pertence à da zona sillimanita-muscovita e como o resultado apresenta uma baixa precisão, como já discutido, este dado é descartado.

7. Geocronologia U-Pb e Discussões

Neste capítulo serão apresentados os dados geocronológicos obtidos para o embasamento do Bloco Guanhães, para as unidades metassedimentares da faixa de xistos e para o granito Santa Rosa. As amostras relacionadas às idades do embasamento serão tratadas primeiramente, e aquelas que forneceram idades máximas de deposição e provêniência sedimentar, metamorfismo e deformação serão analisadas em conjunto através do artigo submetido à revista *Gondwana Research*, do item 7.4 (*"Geochronology"*). Um detalhamento adicional em relação a estas amostras é, no entanto, descrito previamente.

As discussões relativas ao conjunto de dados estratigráficos, metamórficos, tectônicos e geocronológicos, tratados nesta dissertação, também são relacionadas no artigo, nos itens 7.4.6 e 7.4.7, respectivamente intitulados "*Interpretations and Correlations*" e "*Discussions and Conclusions*".

7.1. Introdução e métodos

As datações U-Pb, pelos métodos SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) e LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multiple Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) foram realizadas em oito amostras. A unidade metassedimentar foi amostrada em suas quatro unidades (Figura 7.1), sendo que a amostra E125, da Unidade A, foi amostrada próximo ao contato com o Complexo Guanhães, e as amostras E72, E91 e E3, respectivamente das unidades B, C e D, foram coletadas ao longo de um perfil na porção norte do mapa. O principal objetivo desta datação é coletar informações sobre a proveniência sedimentar das unidades e suas idades máximas de sedimentação, tentando-se assim reconstruir os prováveis e principais ambientes tectônicos em que foram formadas.

A amostra E144 (Figura 7.1) pertence ao Granito foliado Santa Rosa, um granito cuja gênese é reavaliada neste trabalho e tida como de origem sin-tectônica, devido à presença de uma foliação metamórfica pervasivamente impressa. Datando-o, portanto, obtém-se a idade de sua cristalização, bem como a idade máxima de atuação da deformação sin-colisional nesta porção do Orógeno Araçuaí.

As amostra E40 e E40P (Figura 7.1) tratam-se, respectivamente, das porções félsica e máfica do bitita-hornblenda gnaisse do Complexo Guanhães, em sua Zona de Cisalhamento. Por possuir bandamento claramente distinguido e bem diferenciado, a amostra félsica foi coletada tendo por fim a obtenção de idades de recristalização em bordas de zircão e, consequentemente, das idades de metamorfismo. Já a banda máfica forneceria a idade de cristalização da rocha.

O Complexo Guanhães fora da zona de cisalhamento foi amostrado em E15 (Figura 7.1), cujo principal objetivo foi determinar possíveis crescimentos metamórficos anteriores ao evento neoproterozoico.

Um quadro sucinto dos métodos de análise utilizados é mostrado na Tabela 7.1. Todas as amostras foram coletadas evitando-se ao máximo possíveis contaminações. A separação de zircões foi realizada através de métodos padrões magnético e de catação, no Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia U-Pb (LOPAG), da Universidade Federal de Ouro Preto, e no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), da Universidade de São Paulo. As amostras do Complexo Guanhães e do Granito foliado Santa Rosa foram datados por método U-Pb em aparelho SHRIMP, no laboratório da CPGeo. As amostras de metassedimentos foram analisadas pelo método U-Pb em LA-ICP-MS, no CPGeo e no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Adicionalmente, análises em bordas de zircões da amostra E40 foram realizadas neste último laboratório, por LA-ICP-MS.

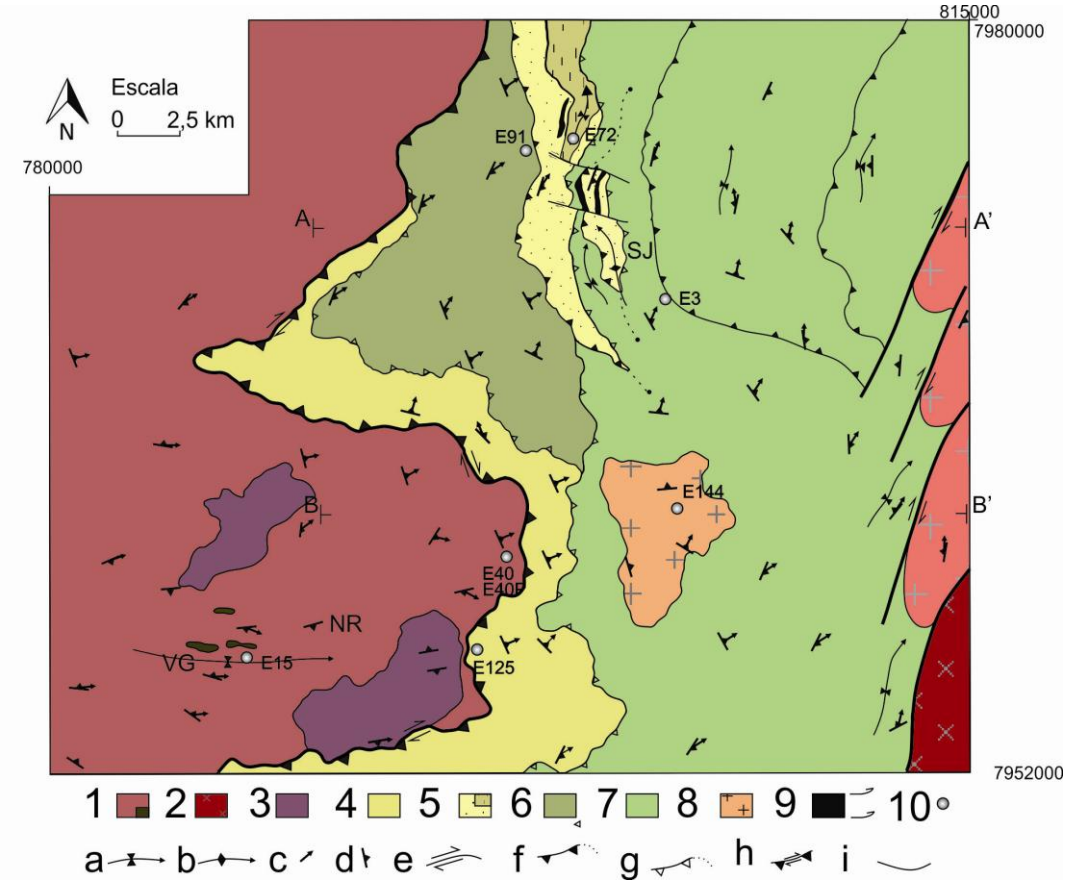


Figura 7.1. Mapa geológico simplificado da região de São José da Safira. a) Sinformes; b) antiformes; c) lineação Ln; d) foliação Sn; e) zona de cisalhamento transcorrente; f) zona de cisalhamento de empurrão; g) contatos tectonizados reversos; h) zonas de cislhamento reversas com rejeito dextral; i) contatos normais;. 1) Complexo Guanhães e metabásicas (Arqueano); 2) Complexo Mantiqueira (Paleoproterozoico); 3) Granito Jenipapo (Paleoproterozoico); 4-7: Sucessão metassedimentar (Neoproterozoico), respectivamente Unidades A, B, C e D. 8) Granito foliado Santa Rosa (Neoproterozoico/Cambriano); 9) Intercalações tectonônicas de rochas metaultramáficas; 10) Localização das amostras selecionadas para geocronologia. VG: Virgolândia; NR: Nacip Raydan; SJ: São José da Safira.

Para as amostras metassedimentares, analisadas por LA-MC-ICP-MS, foram selecionados aproximadamente entre 60 e 120 cristais de zircão. Os cristais de zircão foram montados em recipiente epox com dimensões padrão de 2,5 cm de diâmetro, sendo seccionados, polidos e recobertos com uma película de carbono para imageamento por catodoluminescência-CL, com posterior recobrimento com ouro para a análise em LA-MC-ICP-MS. As imagens CL foram obtidas em microscópio eletrônico Hitachi S-2250N sob condições de aceleração de voltagem de 15 kV. As análises isotópicas U-Pb foram obtidas em aparelho LA-MC-ICP-MS, seguindo o procedimento e rotina operacional descritos por Chemale Jr. et al. (2012b). Cada spot tem diâmetro aproximado entre 19 e 25 µm.

Para as amostras analisadas em aparelho SHRIMP, foram selecionados cerca de 50 grãos de zircão e analisados 24 de para cada uma. Esta fração foi moldada em padrão de 25 cm e polida. A montagem é primeiramente revestida de carbono para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e catodoluminescência (CL), utilizando microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL 6200. Imagens (BSE) foram adquiridos sob tensão de aceleração de 15 kV, corrente de 10 nA e foco de 15 mm. O *mount*, em seguida, é levemente repolido e revestido por uma fina camada de ouro para análise SHRIMP. Cada spot tem diâmetro aproximado entre 25 e 30 µm.

Padrões de zircão Temora (417 Ma; Black et al., 2003) e GJ-1 (Jackson et al., 2004) foram usados nas análises por meio SHRIMP e LA-MC-ICP-MS, respectivamente. A redução dos dados foi realizada pelo software SQUID (Ludwig, 2001) para os dados de SHRIMP e uma planilha Excel desenvolvida por Chemale et al. (2012b) para os dados de LA-MC-ICP-MS. Os diagramas Concordia e histogramas foram obtidos utilizando o software Isoplot/Ex (Ludwig, 2003).

Para as amostras análisadas em SHRIMP foram usados os seguintes critérios para excluir dados obtidos pelos zircões analisados: (1) ^{204}Pb em padrões elevados; (2) erros individuais das razões do par isotópico ruins; (3) concordâncias menores que 90%; (4) baixa probabilidade no resultado; (5) idades isoladas de apenas um grão, sugerindo contaminação. As amostras de LA-ICP-MS foram analisadas sob os mesmos critérios, diferenciando-se na retirada de zircões cuja discordância é menor que 80%.

Tabela 7.1. Esquema dos aparelhos utilizados para datação U-Pb e respectivos laboratórios.

Amostra	Rocha	Unidade	Análise dos grãos	Método
E15	Gnaisse	Complexo Guanhães	USP	SHRIMP
E40	Gnaisse – banda félsica	Complexo Guanhães	USP	SHRIMP
E40P	Gnaisse – banda máfica	Complexo Guanhães	USP	SHRIMP
E144	Metagranito Santa Rosa	Metagranito Santa Rosa	USP	SHRIMP
E125	Mica xisto	Unidade A	USP	LA-ICP-MS
E72	Quartzito	Unidade B	USP	LA-ICP-MS
E91	Quartzo-mica xisto	Unidade C	USP e UnB	LA-ICP-MS
E3	Mica-quartzo xisto com rocha calcissilicática	Unidade D	USP e UnB	LA-ICP-MS

7.2. Resultados do embasamento

Os resultados das amostras E15 e E40P, que fornecem idades de cristalização magmática para o Complexo Guanhães, são detalhados e analisados a seguir e resumidas na tabela 7.2. Esta tabela mostra também a idade de cristalização fornecida pela amostra E40 (detalhada no item 7.4), para comparações.

Tabela 7.2. Resultados das datações realizadas por SHRIMP nas amostras do embasamento.

Amostra	Unidade	Método	Tipo de idade	Idade de cristalização (Ma)	Metamorfismo
E15	Complexo Guanhães	SHRIMP	Discordante	2868 ± 14	-
E40P	Complexo Guanhães	SHRIMP	Discordante	2789 ± 52	-
E40	Complexo Guanhães	SHRIMP	Concordante	2711± 9	560 ± 20 e 2056 ± 13

7.2.1. Amostra E15 - Complexo Guanhães

A amostra E15 representa o Complexo Guanhães em sua porção mais interior, considerando-se a abrangência da área, e fora da zona de cisalhamento entre o embasamento e os metassedimentos. O afloramento situa-se na margem da rodovia que liga os municípios Nacip Raydan e Virgolândia (UTM: 757239E/ 7956856N). Foram coletados cerca de 9 kg de rocha.

A rocha datada é um gnaisse com bandamento centimétrico, difuso, granulação média a grossa (Figura 7.2). A composição mineralógica é dada por plagioclásio, microclina, biotita, quartzo, sericita secundária, apatita e zircão. A textura é granolepidoblástica, com foliação marcada pela orientação dos cristais de biotita, alongamento dos cristais de quartzo e orientação dos cristais de feldspato. O contato entre os cristais varia de reto a irregular.

Para esta amostra foram datados 10 cristais de zircão pelo método U-Pb em aparelho SHRIMP (Figura 7.3, Anexo III), cinco dos quais são da cristalização magmática da rocha, com razões U-Th compatíveis com idades magmáticas, e cinco deles herdados. Os zircões desta amostra (Tabela 7.3) são alongados, usualmente com até 300 µm, mas podendo alcançar até ca. de 500 µm. Os cristais são subédricos a euédricos, alongados, comumente com terminações piramidais bem desenvolvidas. Em sua maioria, não apresentam descontinuidades óticas e alguns possuem aparente descontinuidade ótica (descartada a descontinuidade istópica pela análise em centro e borda do cristal). Alguns dos zircões herdados são mais curtos, subédricos, com terminações bem formadas, no entanto, em geral, são bem semelhantes aos zircões que forneceram a idade da rocha.



Figura 7.2. Afloramento do gnaisse do Complexo Guanhães amostrado em E15 (à esquerda) e detalhe da rohca (à direita).

Foram analisados 24 grãos (Figura 7.3), sendo que cinco deles forneceram a idade de 2868 ± 14 Ma (Figura 7.4), através do intercepto superior da curva da discórdia no diagrama de Wetherill. Esta é semelhante às idades das rochas (complexos TTG e migmatitos) mais antigas encontradas para o Complexo Guanhães, datado entre 2867 e 2711 (Dussin, 1994; Noce et al., 2007a; Silva et al., 2005). Zircões herdados apontam para idades em torno de 3200 Ma (Figura 7.3-b) e são comumente reportados no embasamento do Complexo Guanhães, sendo provenientes do cráton do São Francisco (Noce et al., 2007a). Uma possível explicação para a quantidade de zircões herdados encontrados nesta amostra do embasamento (bem como nas outras) é a fusão a baixas temperaturas (Watson e Harrison, 1983). Nenhuma idade de metamorfismo, paleoproterozoica ou neoproterozoica, foi encontrada, provavelmente devido ao fato das bordas de sobrecrescimento nos cristais analisados serem muito estreitas. A idade obtida para o intercepto inferior é muito pouco precisa e discordante de idades de metamorfismo descritas na literatura (Silva et al., 2005, 2011) e, por isso, não é considerada.

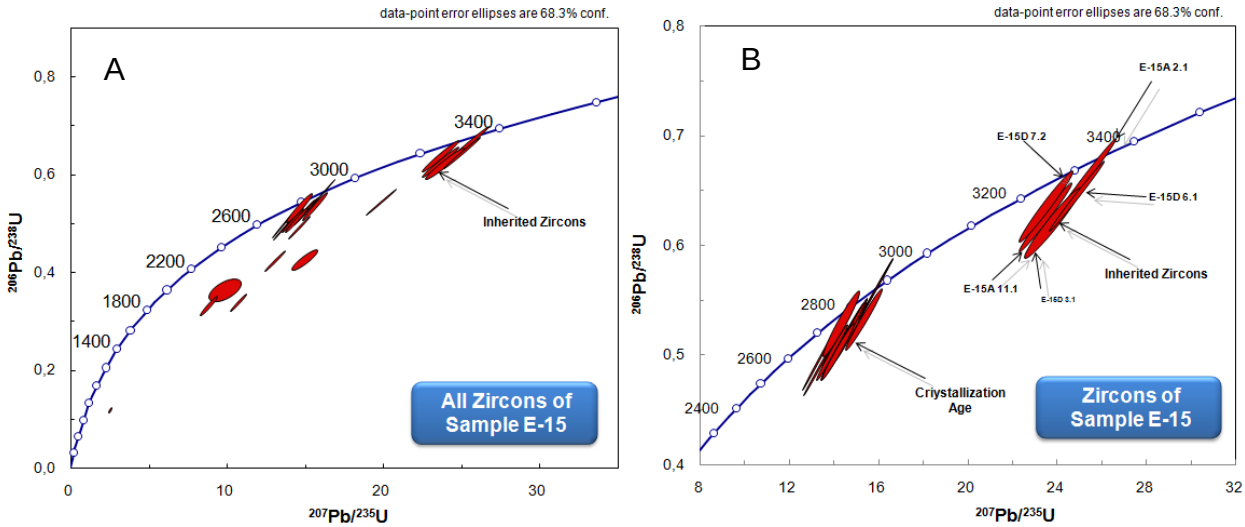


Figura 7.3. A) Diagrama concórdia Wetherill da amostra E15 para todos os cristais de zircão analisados. B) Detalhe dos cristais de zircão herdados e de idade de cristalização da rocha.

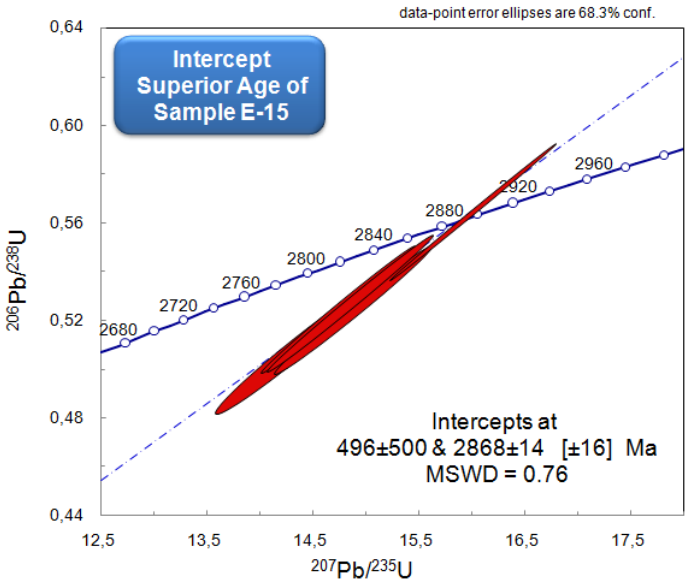
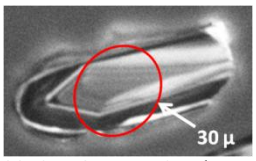
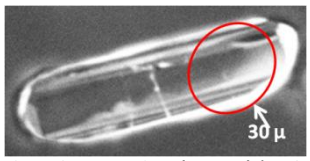
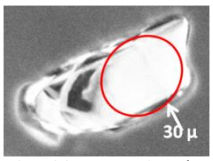
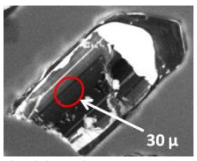
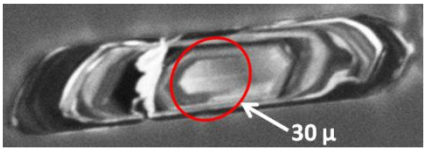
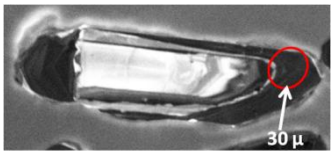


Figura 7.4. A) Diagrama concórdia Wetherill da amostra E15 para todos mostrando a idade de intercepto superior em 2868 ± 14 Ma.

Tabela 7.3. Cristais representativos do total analisado para a amostra E40P.

Zircões amostra E40P			
Idade de cristalização			
E15A-8.1	E15A-10.1	E15D-2.1	E15D-9.1
			
2849± 12 Ma - 4 % Disc. - Th/U=0.60	2856 ± 12 Ma - 4 % Disc. - Th/U=0.51	2852 ± 20 Ma - 7 % Disc. - Th/U=0.28	2868 ± 8 Ma - -1 % Disc. - Th/U=0.00

Zircões herdados (E40P)	
E15A-2.1	E15D-7.2
	
3340 ± 15 Ma - 2 % Disc. - Th/U=0.56	3285 ± 21 Ma - 3 % Disc. - Th/U=0.69

7.2.2. Amostra E40P - Complexo Guanhães

A amostra E40P representa a banda máfica do gnaisse do Complexo Guanhães (Figura 7.5). A coleta de aproximadamente 10 kg de rocha foi realizada nas proximidades do município de Nacip Raydan, na estrada que liga o município a São José da Safira (UTM: 794659E/ 7960884N). Nesta região, o gnaisse está em contato com os metassedimentos e apresenta bandamento bem marcado por limite retilíneos, centimétrico a métrico. A amostra analisada possui textura nematolepidoblástica, granulação média e contatos retos entre os cristais. É composta predominantemente por biotita, hornblenda, plagioclásio e quartzo, comumente estirados e orientados, marcando a foliação Sn, e subordinadamente por titanita e zircão,



Figura 7.5. A) Afloramento amostrado para datação U-Pb do Complexo Guanhães em zona de cisalhamento. Detalhe das bandas félsicas e máficas do gnaisse à direita.

Os cristais de zircão desta amostra (Tabela 7.5 e Anexo III) possuem tipologia mais diversificada, predominando prismáticos piramidais (com razão alongamento:espessura(a:e)=4:1 ou 3:1, aproximadamente), mas variando a zircões com centros mais largos ou hábito pseudo-octaédricos (com razão a:e=2:1 ou 1:1). Os cristais menores, com um aspecto geral mais curto e arredondado, são comumente zircões herdados. Poucos cristais apresentam terminações mal formandas, conferindo um aspecto retangular aos cristais. As imagens de catodoluminescência mostram que a maior parte dos cristais apresentam continuidade ótica, não tendo sido observadas diferenças entre centros e bordas. Alguns apresentam indícios de sobrecrescimento metamórfico nas bordas, exibindo uma luminescência maior, porém muito estreitas para serem analiticamente detectadas pelo aparelho SHRIMP. As razões Th/U assinalam zircões de carácter magmático.

A idade obtida para esta amostra a partir da análise de 12 cristais de zircão, pela curva da discórdia no intercepto superior, foi de 2789 ± 52 Ma (Figuras 7.6 e 7.7), que é uma idade parecida (embora mais velha) com a encontrada para a banda félsica do gnaisse (2711 ± 9 Ma – ver item 7.4.5), sendo a principal diferença a aparente ausência de registros metamórficos paleoproterozoicos ou neoproterozoicos posteriores. Por outro lado, um zircão com idade mesoproterozoica que leva a um intercepto inferior de 1735 ± 170 pode indicar re-homogeneização durante um evento mesoproterozoico, como a abertura da Bacia Espinhaço (Figura 7.7, Chemale et al., 2012a). Quatro grãos de zircão herdado foram analisados, com idades obtidas de cerca de 3000 Ma (Figura 7.6-b). Assim como a idade obtida para a amostra E15, idades em torno de 2.7-2.8 Ga também são relatadas em diversos trabalhos para os gnaisses TTG e migmatitos do Complexo Guanhães (Dussin, 1994; Noce et al., 2007a; Silva et al., 2005).

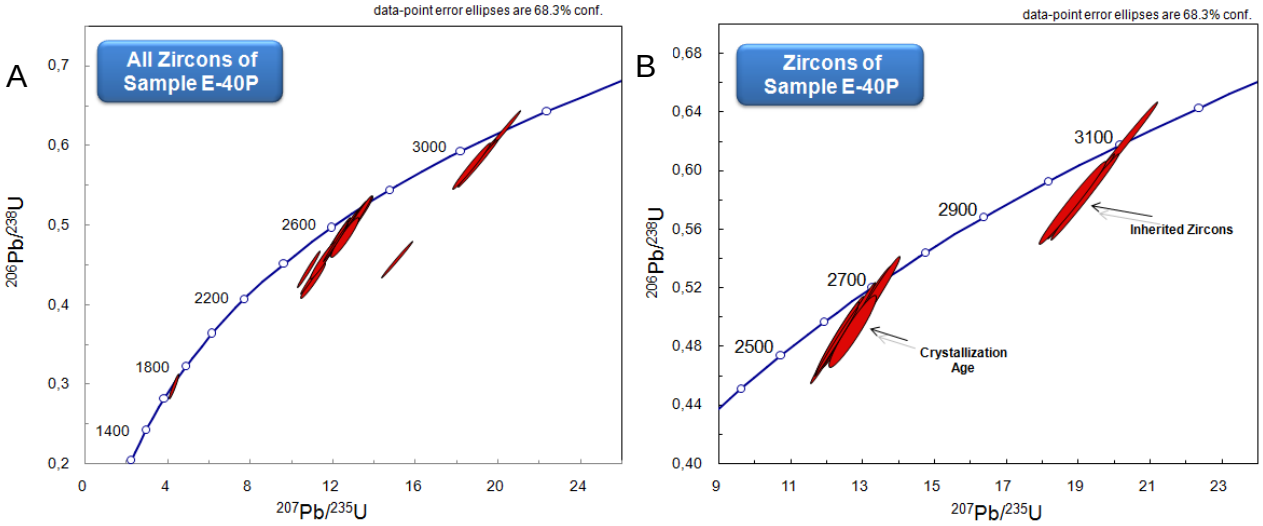


Figura 7.6. A) Diagrama concórdia Wetherill da amostra E40P para todos os cristais de zircão analisados. B) Detalhe dos cristais de zircão herdados e de idade de cristalização da rocha.

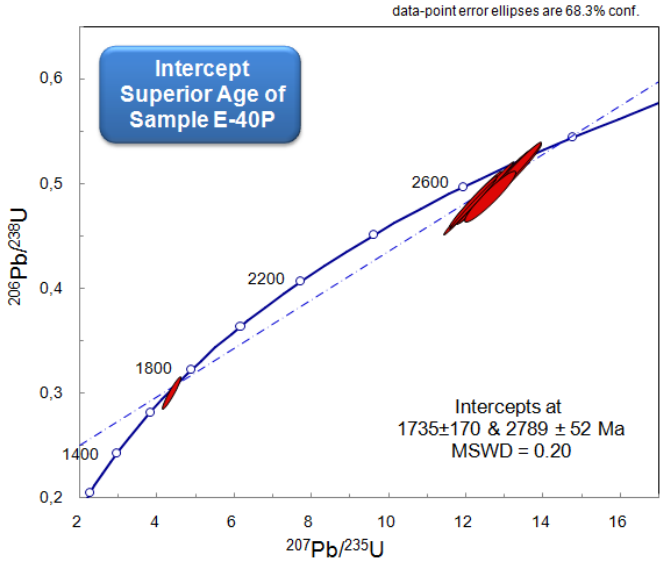
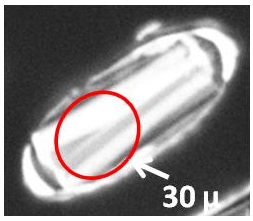
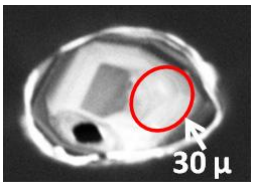
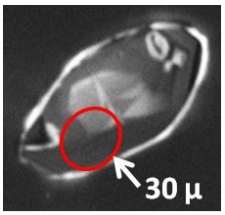
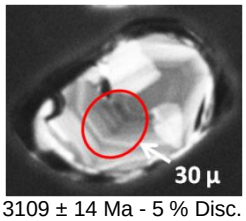


Figura 7.7. Diagrama concórdia Wetherill para idade de intercepto superior da amostra E40P, banda máfica do Complexo Guanhães.

Tabela 7.5. Cristais representativos do total analisado para a amostra E40P.

Zircões amostra E40P				
Idade de cristalização			Zircões herdados	
E40PA-3.1	E40PA-8.1	E40PD-2.1	E40PD-3.1	E40PD-4.1
 2712 ± 23 Ma - 3 % Disc. - Th/U=1.61	 2707± 22 Ma - 2 % Disc. - Th/U=0.67	 2716 ± 22 Ma - 1 % Disc. - Th/U=0.63	 3098 ± 12 Ma - 5 % Disc. - Th/U=0.48	 3109 ± 14 Ma - 5 % Disc. - Th/U=0.55

7.3. Resultados para idades de metamorfismo, deformação e máxima de sedimentação (parte I)

As amostras E40, E144, E3, E72, E91 e E125 foram analisadas com objetivos de determinar idades de metamorfismo, deformação e máxima de sedimentação. Os principais resultados analíticos são mostrados no artigo do item 7.4.5, intitulado "*Geochronology*". Um maior detalhamento das informações básicas e específicas de cada amostra é apresentado a seguir.

7.3.1. Amostra E40 – Complexo Guanhães

A amostra E40 representa a banda félsica do gnaisse do Complexo Guanhães (Figura 7.8) e foi coletada no mesmo local da banda máfica (amostra E40P), nas proximidades do município de Nacip Raydan, na estrada que liga o município a São José da Safira (UTM: 794659E/ 7960884N). Foram coletados aproximadamente 10 kg de rocha. A banda félsica é predominante nesta porção do gnaisse, que apresenta bandamento bem marcado por limite retilíneos, centimétrico a métrico. A amostra analisada possui textura equigranular, granoblástica, com granulação fina a média. O contato entre os minerais é predominantemente irregular, localmente reto, podendo formar contatos tríplices. A composição mineralógica é dada por microclina, quartzo, plagioclásio, biotita, apatita e zircão.



Figura 7.8. Afloramento do Complexo Guanhães, na zona de cisalhamento (no contato com metassedimentos), amostrado em E40, na porção em que predominam bandas félsicas, detalhadas à direita.

7.3.2. Amostra E144 – Granito Santa Rosa

O granito Santa Rosa foi datado a fim de analisar a idade máxima de deformação, uma vez que se encontra com foliação metamórfica (Sn) pervasiva. A amostragem foi realizada próximo ao centro do batólito, onde o granito apresenta composição bastante homogênea. O acesso ao local (UTM: 803479E/7961688N) é realizado por estradas secundárias, próximas ao vilarejo de São Sebastião da Barra, município de Marilac. A amostragem foi feita com aproximadamente 8 kg de rocha.

A amostra coletada possui textura equigranular, com contato entre cristais predominantemente poligonal, localmente irregular. A foliação é marcada pela orientação da biotita. Microclina é o mineral dominante, seguido por quartzo, plagioclásio, biotita e zircão. Sericita ocorre como mineral secundário, a partir da alteração dos feldspatos (Figura 7.9).



Figura 7.9. Localização do afloramento amostrado em E144, representativo do granito Santa Rosa, mostrado em detalhe à direita.

7.3.3. Amostras metassedimentares (E3, E91, E72, E125)

As amostras das unidades metassedimentares E3 (UTM: 802177E/7970549N), E72 (UTM: 799841E/7975616N) e E91 (UTM: 796675E/7975406N) que compõem as formações Ribeirão da Folha e Salinas foram coletadas ao longo de um perfil que sai da cidade de São José da Safira em direção ao município Cruzeiro (de São José da Safira) (Figura 7.10). A única exceção é a amostras E125 (UTM: 796158E/7956360N), que foi coletada nas proximidades de Nacip Raydan, no contato do pacote de xistos com o embasamento do Complexo Guanhães. Cada amostra possui em torno de 10-15 kg de rocha e será brevemente descrita a seguir (Figura 7.11). O diagrama Concordia para as quatro amostras de zircão detríticos (em que são considerados os grãos com mais de 80% de concordância) é apresentado na Figura 7.12. O Anexo IV mostra com detalhe os cristais de zircão analisados.

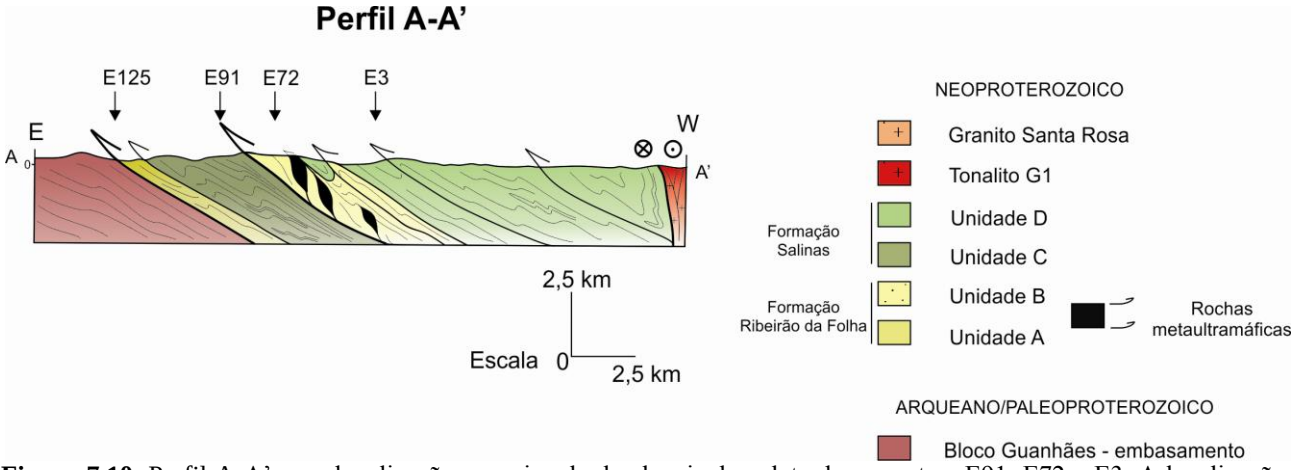


Figura 7.10. Perfil A-A' com localização aproximada dos locais de coleta das amostras E91, E72 e E3. A localização da amostra E125, que foi coletada na porção sul da área, no contato com o embasamento, é apenas representativo.

A amostra E125, da porção basal da Formação Ribeirão da Folha, é um xisto a muscovita, biotita, quartzo, grafita, turmalina e zircão, intercalado com lâminas de quartzito. O xisto possui granulação grossa, textura lepidogranoblástica, contato reto entre os cristais e clivagem de crenulação.

A porção superior da Formação Ribeirão da Folha é representada pela amostra E72, um quartzito com pequena proporção de muscovita (<2%), possui granulação média e textura granoblástica. Os contatos entre cristais de quartzo são poligonais, com mica dispersa pela amostra.

A amostra E91 representa a porção inferior da Formação Salinas, tratando-se de quartzo-bitotia xisto com plagioclásio, muscovita e granada subordinados e turmalina e zircão raros. A amostra possui textura lepidogranoblásticablástica, granulação média e foliação bem marcada.

Por fim, a amostra E3 representa o topo da Formação Salinas, sendo que o litotipo amostrado possui um bandamento milimétrico dado por lâminas de rocha calcissilicática, de biotita-xisto e quartzosas. A rocha calcissilicática possui textura porfiroblástica dada pela hornblenda, que sobrecresce um matriz de quartzo, plagioclásio, granada, titanita, epidoto, clinozoisita e zircão. Já o biotita-quartzo xisto apresenta textura lepidogranoblástica, possuindo subordinadamente muscovita, granada, plagioclásio, turmalina, apatita e zircão. As lâminas quartzosas assemelham-se a vênulas, em que o quartzo possui granulação fina a média e contatos poligonais.

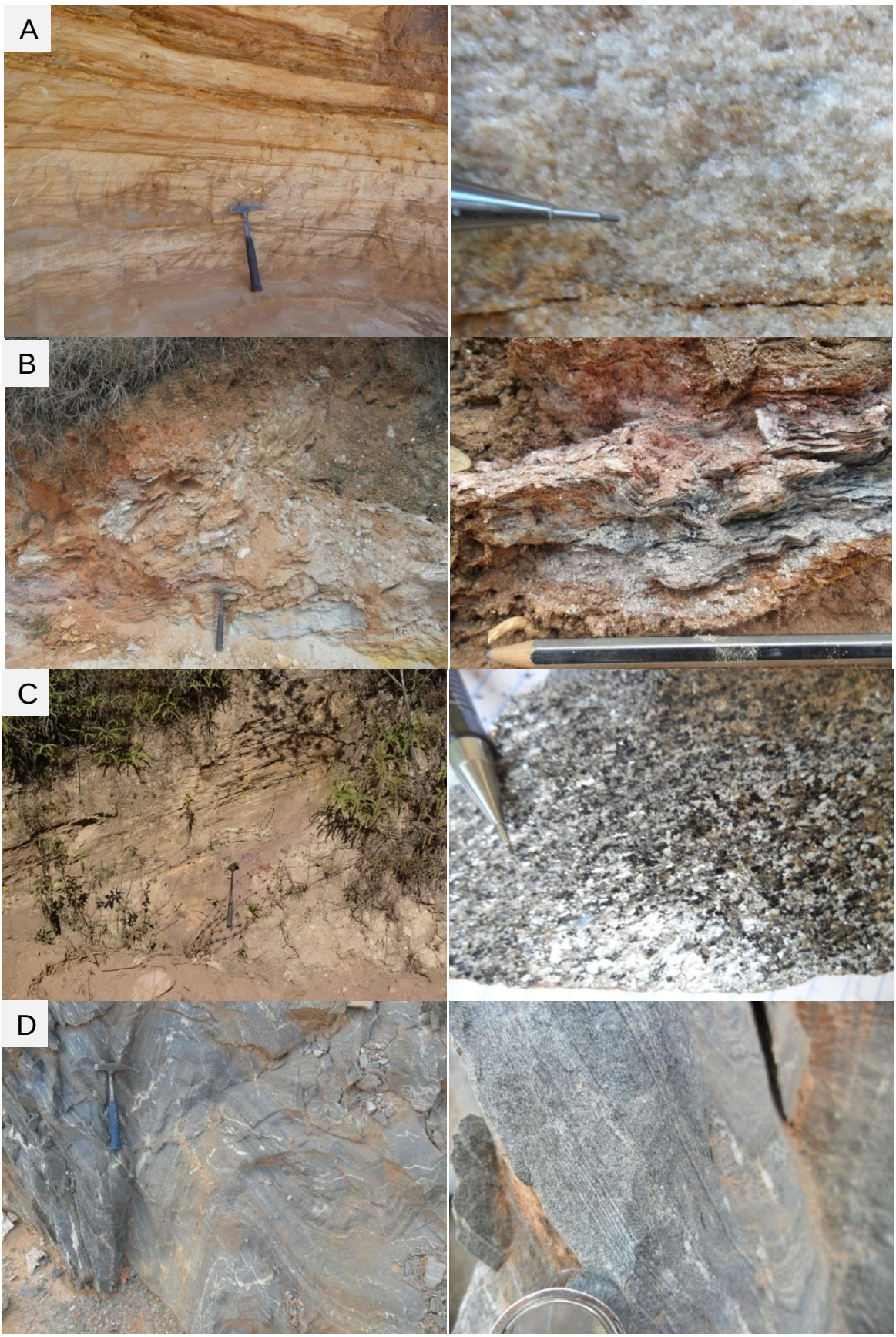


Figura 7.11. Fotos dos locais de amostragem de cada unidade metassedimentar (à esquerda), com detalhe litolgico à direita. A) Grafita-quartzo-mica xisto da Unidade A (porção basal da Formação Ribeirão da Folha). B) Quartzito puro a micáceo da Unidade B (porção superior da Formação Ribeirão da Folha). C) Quartzo-biotita xisto da Unidade C (porção basal da Formação Salinas). D) Quartzo-biotita xisto com intercalações de rocha calcissilicática da unidade D (porção superior da Formação Salinas).

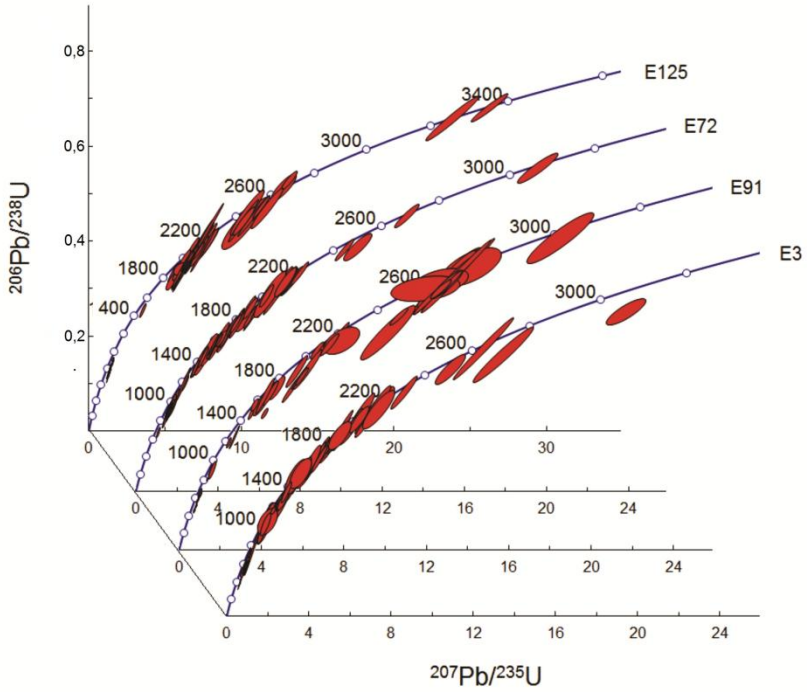


Figura 7.12. Diagrama concórdia para todos os cristais analisados nas amostras metassedimentares. E3, biotita-quartzo xisto intercalado com rocha calcissilicática da Unidade D; E91, quartzo-biotita xisto da Unidade C; E72, quartzito da Unidade B; E125, mica xisto da Unidade A.

7.4. Resultados para idades de metamorfismo, deformação e máxima de sedimentação - parte II - e Discussões.

A SUTURE–RELATED ACCRETIONARY WEDGE FORMED IN THE NEOPROTEROZOIC ARAÇUAÍ OROGEN (SE BRAZIL) DURING WESTERN GONDWANALAND ASSEMBLY

Eliza Peixoto[a,*], A.C. Pedrosa–Soares[a,1], F.F. Alkmim[b,1], I.A. Dussin[a,1]

[a] Universidade Federal de Minas Gerais, CPMTC–IGC, Pós–Graduação em Geologia, Campus Pampulha, Belo Horizonte, 31270-901, MG, Brazil

[b] Universidade Federal de Ouro Preto, DEGEO-EM, Campus Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, 35400-000, MG, Brazil

* Corresponding author

Email addresses: einpeixoto@gmail.com (E. Peixoto, 55.31.97840412), pedrosa@pq.cnpq.br (A.C. Pedrosa–Soares), ffalkmim@gmail.com (F. Alkmim), ivodusin@yahoo.com.br (I.A. Dussin)

[1] Research fellow of the Brazilian Scientific Council (CNPq)

ABSTRACT

The Araçuaí orogen represents a branch of the Brasiliano orogenic system developed between the São Francisco craton and its counterpart located in Africa, the Congo craton. We conducted detailed studies on a complex schist belt located immediately to the west of the magmatic arc of the Araçuaí orogen. This 30 km–wide and 100 km–long, NS–trending belt includes pelitic schists with intercalations of quartzites, metaultramafic schists, diopsidites and deformed granites. Thrust to the west onto the Guanhães basement and separated on the east from the Ediacaran Rio Doce magmatic arc by reverse–dextral faults, the schist belt exhibits the architecture of an asymmetric flower structure developed in transpressional regime. The distribution of metamorphic assemblages across the schist belt characterizes a collisional, Barrovian–type metamorphic zoning, in which the sillimanite, kyanite, staurolite and garnet zones are locally duplicated by thrusts. P–T conditions range from 700 °C at 7.5 kbar, at the western base of the pile, to 550 °C at 5.5 kbar, at the eastern top of the package. Zircon U–Pb ages record metamorphic overprinting on the Archaean basement at 560 ± 20 Ma. Deformed granites dated around 544 ± 10 Ma suggest that the collisional stage lasted up to the Ediacaran–Cambrian boundary. U–Pb ages from detrital zircon grains point to distinct provenances for different portions of the schist belt. The lower succession shows an age spectra and maximum depositional age (900 Ma) similar to passive margin deposits (Macaúbas Group) of the precursor basin. The upper succession yielded a maximum deposition age around 600 Ma, pointing toward the Rio Doce arc as the main sediment source. All these results allow us to interpret the schist belt as a oceanic rock-assemblage made up of deep–marine sediments, mantle ultramafic rocks and diopsidites, representing an accretionary wedge, formed during West Gondwanaland assembly.

Keywords: oceanic rock-assemblage, suture, U–Pb geochronology, Araçuaí orogen, Gondwana

7.4.1. INTRODUCTION

A common hard challenge in Precambrian orogens is to reconstruct the pre–collisional palaeogeography and tectonic environments from basin fill to orogenic stages. In this regard, especially significant are sutures zones and associated features that represent key elements to outline palaeoplate boundaries.

After three decades of systematic mapping and analytical studies, the geotectonic setting and major tectonic environments of the Araçuaí orogen seems to be relatively well–established (Pedrosa–Soares et al., 2001, 2007, 2008, 2011b; Alkmim et al., 2006). This orogen extends from the eastern border of the São Francisco craton to the Atlantic margin of southeastern Brazil. Together with the West Congo belt of west–central Africa, the Araçuaí orogen forms a late Neoproterozoic–Cambrian orogenic edifice confined to an embayment shaped in the São Francisco–Congo craton (Fig. 7.13). Such a singular setting and the lack of data induced some former authors to portray the Araçuaí–West Congo orogen as a fully ensialic system (e.g., Trompette, 1994). However, discoveries of ophiolite slivers (Pedrosa–Soares et al., 1992, 1998; Aracema et al., 2000; Suita et al., 2004; Queiroga et al., 2007; Queiroga, 2010) and a calc–alkaline magmatic arc (Fig. 7.14), the Rio Doce arc (Figueiredo & Campos–Neto, 1993; Nalini et al., 2000; Pinto et al., 2000; Pedrosa–Soares et al., 2001, 2011b; Martins et al., 2004; Vieira, 2007; Gonçalves

et al., 2010) provided the basis to interpret the Araçuaí–West Congo system as an orogen generated after the closure of a gulf partially floored by oceanic crust, the Macaúbas basin (Pedrosa–Soares et al., 2001, 2008), through a special mechanism called "nutcracker tectonics" (Alkmim et al., 2006).

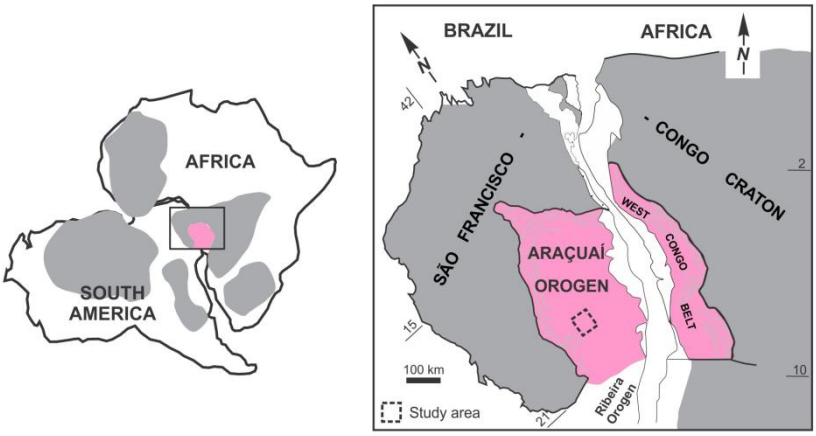


Figure 7.13. Geotectonic setting of the Araçuaí – West Congo orogenic system and related cratons, with a box indicating the location of the focused region (modified from Alkmim et al., 2006).

The western boundary of the Rio Doce arc region is marked by the E–dipping Abre Campo shear zone (Cunningham et al., 1996, 1998; Peres et al., 2004). This shear zone juxtaposes the Ediacaran Rio Doce arc and its Palaeoproterozoic basement, on the east, with an Archaean–Palaeoproterozoic basement block and a schist belt with tectonic slices of metamafic–ultramafic bodies, on the west (Fig. 7.14). Interpreted as a Neoproterozoic suture (Cunningham et al, 1996, 1998; Fischel, 1998; Brueckner et al., 2000; Alkmim et al., 2006), the Abre Campo shear zone would thus represent an E–dipping subduction zone that promoted closure of the Macaúbas basin, leading to the uplift of the Araçuaí orogen (Alkmim et al., 2006). If this interpretation is correct, the schist belt located in the footwall of the Abre Campo shear zone would potentially correspond to an accretionary wedge. In order to test this hypothesis, contribute to a better reconstruction the pre–collisional scenario the Araçuaí orogen and place its development history in the broader context of West Gondwana assembly, we performed a detailed investigation of a segment of the schist belt that follows the trace of the Abre Campo shear zone in the central portion of the Araçuaí orogen (Fig. 7.14). In this paper, we present the results of our study, which was based on detailed lithostructural mapping, quantitative thermobarometry, and zircon U–Pb (SHRIMP, LA–MC–ICP–MS) age determinations on metamorphosed sedimentary and igneous rocks.

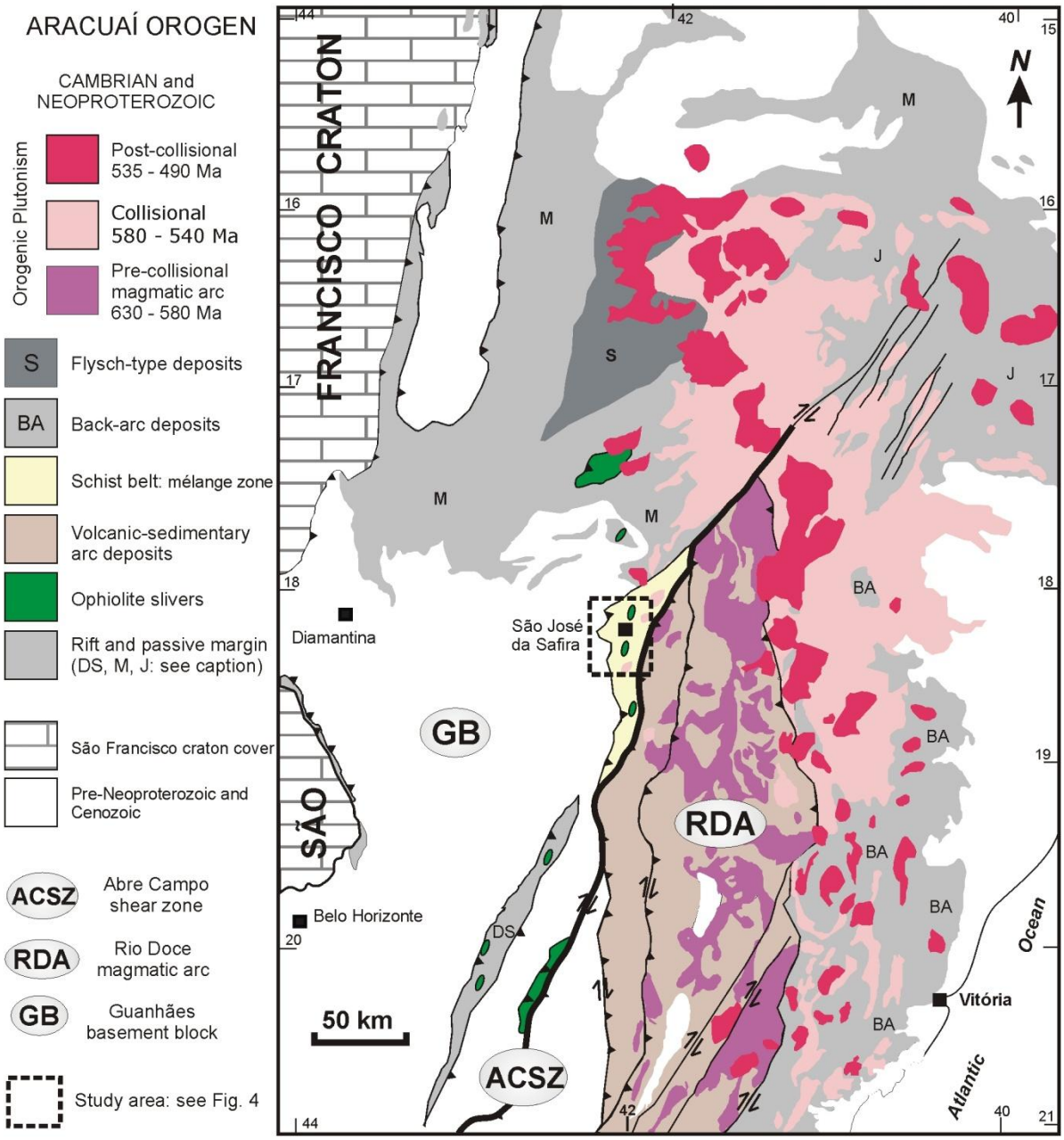


Figure 7.14. Simplified geologic map of the Araçuaí orogen, highlighting the main lithotectonic assemblages, the Rio Doce magmatic arc (RDA), the Abre Campo shear zone (ACSZ) and the associated schist belt (modified from Pedrosa–Soares et al., 2008). M, Macaúbas Group; DS, Dom Silvério Group; J, Jequitinhonha Complex; S, Salinas Formation.

7.4.2. REGIONAL GEOLOGY

The main rock units involved in the Araçuaí orogen comprise five lithotectonic assemblages, which are: *i*) the Archaean–Palaeoproterozoic basement and associated Palaeoproterozoic–Mesoproterozoic rift basins and related igneous rocks; *ii*) the Tonian–Cryogenian Macaúbas basin succession and related ophiolite bodies; *iii*) the Ediacaran Rio Doce magmatic arc and related sedimentary units; *iv*) the orogenic (flysch–type) sedimentary deposits (Salinas Formation); and *v*) the collisional to post–collisional magmatic suites (Fig. 7.14).

In the focused region, the basement includes two distinct units, the Guanhães block, to the west, and the eastern Palaeoproterozoic gneisses (Fig. 7.14). The Guanhães block comprises Archaean gneissic complexes and associated greenstone belts, as well as Palaeoproterozoic and Mesoproterozoic igneous and metasedimentary units (Dussin, 1994; Noce et al., 2007; Chemale et al., 2012a). This block represents a margin of the São Francisco palaeocontinental region involved in the Brasiliano–Pan–African orogeny (Alkmim et al., 2006; Silva et al., 2011). On the other hand, the eastern Palaeoproterozoic gneisses belong to the basement of the Neoproterozoic Rio Doce magmatic arc, and consists of juvenile magmatic arcs formed in late Rhyacian time (the Juiz de Fora and Pocrane complexes; Noce et al., 2007; Silva et al., 2011; Novo, 2013; Tedeschi, 2013).

The metasedimentary type–unit of the Araçuaí orogen is the Macaúbas Group, which records an evolution from continental rifting to oceanic opening, partially related to a glacial event, from the Tonian to the Late Cryogenian (Pedrosa–Soares et al., 1998, 2011a; Uhlein et al., 1999; Pedrosa–Soares & Alkmim, 2011; Babinski et al., 2012). Composed of seven formations, the group consists of an overall transgressive 1st order sequence that includes pre–rift, rift and passive margin to oceanic basin–fill units (Fig. 7.15). Basal and proximal (western) units of the group grade into the upper and distal succession preserved in the eastern part of the unit (Fig. 3). U–Pb data from detrital zircon grains point to a maximum depositional age of 900 Ma for the proximal Macaúbas Group (Pedrosa–Soares et al., 2000; Babinski et al., 2012).

The Ribeirão da Folha Formation, the youngest unit of the Macaúbas Group, consisting of metamorphosed fine–grained turbidites, pelites, black–shales, cherts, banded iron formations and mafic volcanics, corresponds to distal passive margin and ocean–floor deposits (Pedrosa–Soares et al., 1992, 1998, 2011a; Queiroga et al., 2006; Queiroga, 2010). In the easternmost occurrences of the Ribeirão da Folha Formation, ocean–floor sediments are tectonically imbricated with slices of mafic and ultramafic rocks, representing dismembered ophiolite sections (Pedrosa–Soares et al. 1998, 2001, 2008; Aracema et al., 2000). Zircons extracted from plagiogranite patches associated with an ophiolitic mafic section yielded magmatic U–Pb ages around 650 Ma, constraining the minimum depositional age for the Ribeirão da Folha Formation and indicating that sea–floor spreading was still active in the Macaúbas basin until Late Cryogenian time (Queiroga et al., 2007; Queiroga, 2010).

An expanded calc–alkaline series composed of pre–collisional, I–type, plutons and volcanic rocks, whose ages fall in the interval from *c*. 630 to *c*. 580 Ma, occur to the east of the Abre Campo shear zone and form the Rio Doce magmatic arc (e.g., Nalini et al., 2000; Pedrosa–Soares et al., 2001, 2011b; Vieira, 2007; Novo et al., 2010; Gonçalves et al., 2010).

A large portion of the eastern sector of the Araçuaí orogen is underlain by the Nova Venécia Complex, which comprises paragneisses with intercalations of calc–silicate rocks (Pedrosa–Soares

et al., 2008). Interpreted as back arc basin fill sediments, the Nova Venécia paragneisses contain detrital zircons dated at ca. 600 Ma (Noce et al., 2004).

The Salinas Formation consists of a thick sequence of turbiditic wackes and pelites, containing lenses of conglomerates and calc–silicate rocks (Fig. 7.14). This formation unconformably overlain or are in tectonic contact with the passive margin deposits of the Macaúbas Group. As indicated by provenance studies, the Salinas Formation, with a maximum depositional age of 588 Ma, filled the space between the approaching Rio Doce arc and the Macaúbas passive margin, as closure of the Araçuaí precursor basin reached an advanced stage in the time after 588 Ma (Lima et al., 2002; Pedrosa–Soares et al., 2008; Santos et al., 2009).

The collisional stage is recorded in the Araçuaí orogen by a regional tectono–metamorphic event and production of an enormous volume of S–type type granites formed mainly in the interval from 580 Ma to 560 Ma, with peak around 575 Ma (Fig. 7.14). Granite generation also records the post–collisional stage which lasted from c. 535 Ma to c. 490 Ma, and is associated with the gravitational collapse of the orogen (De Campos et al., 2005; Marshak et al., 2006; Pedrosa–Soares et al., 2011b; Silva et al., 2011).

As we demonstrate in this paper, the schist belt includes equivalents of the Ribeirão da Folha and Salinas formations, as well as collisional granites and ophiolite slivers (Fig. 7.14 and 7.15).

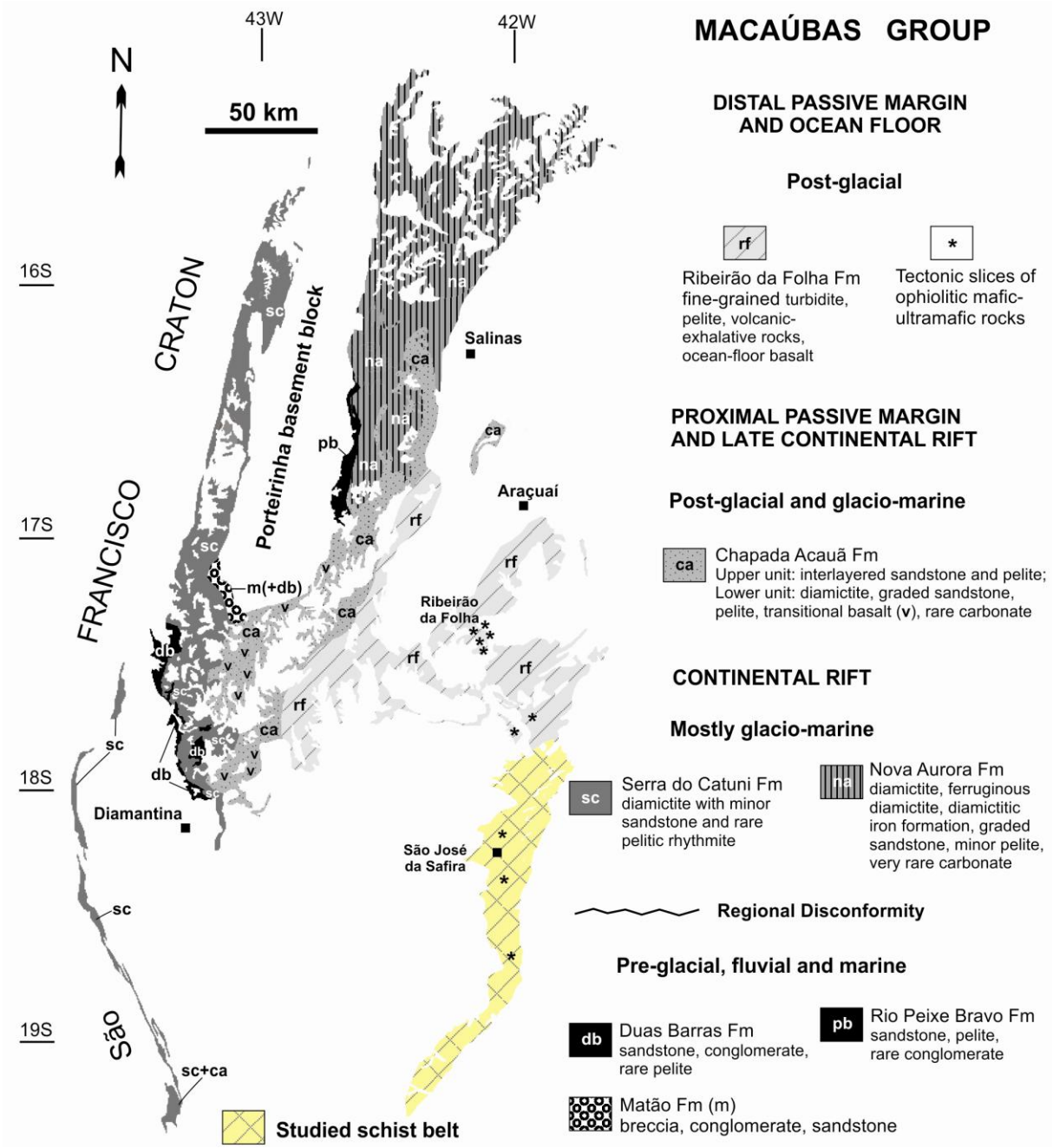


Figure 7.15. Formations of the Macaúbas Group in the Araçuaí orogen (modified from Pedrosa–Soares et al., 2011a).

From a tectonic point of view, the Araçuaí orogen can be subdivided in two major compartments: the low to medium metamorphic grade fold–thrust belt bordering the São Francisco craton (called Araçuaí belt by Almeida, 1977), and the internal high grade–granitic (crystalline) core of the orogen. Detailed descriptions of the structural domains included in those tectonic compartments can be found in Alkmim et al. (2006).

The fold–thrust belt extends from the cratonic edge to the eastern border of the Guanhães block (Fig. 7.14). W–verging and subordinated E–verging thrusts are the main regional fabric elements of its central sector, whereas NS to NE–trending dextral strike–slip shear zones make up the structural panorama of the southern segment.

The Ribeirão da Folha and Salinas formations form a continuous schist belt along the western boundary of the northern and central crystalline core of the orogen. Around latitude 18^{o} S, this schist belt becomes narrower and continues further south following the trace of the Abre Campo shear zone, between the Guanhães basement block and the Rio Doce magmatic arc (Fig. 7.14 and 7.15). Considering the units involved and the quality of the exposures, we select a segment of the central portion of this schist belt for our detailed investigation (Fig. 7.14).

7.4.3. THE SCHIST BELT IN THE SÃO JOSÉ DA SAFIRA REGION

The area we select to study, located in the vicinity of the town of São José da Safira (Minas Gerais State, southeastern Brazil), encompasses a 36 km–wide and 30 km–long segment of the schist belt bounded to the east by the Abre Campo shear zone (Fig. 7.14 and 7.15). In the next sections we present descriptions of the stratigraphy, structure and metamorphic zoning exposed in that area (Fig. 7.16).

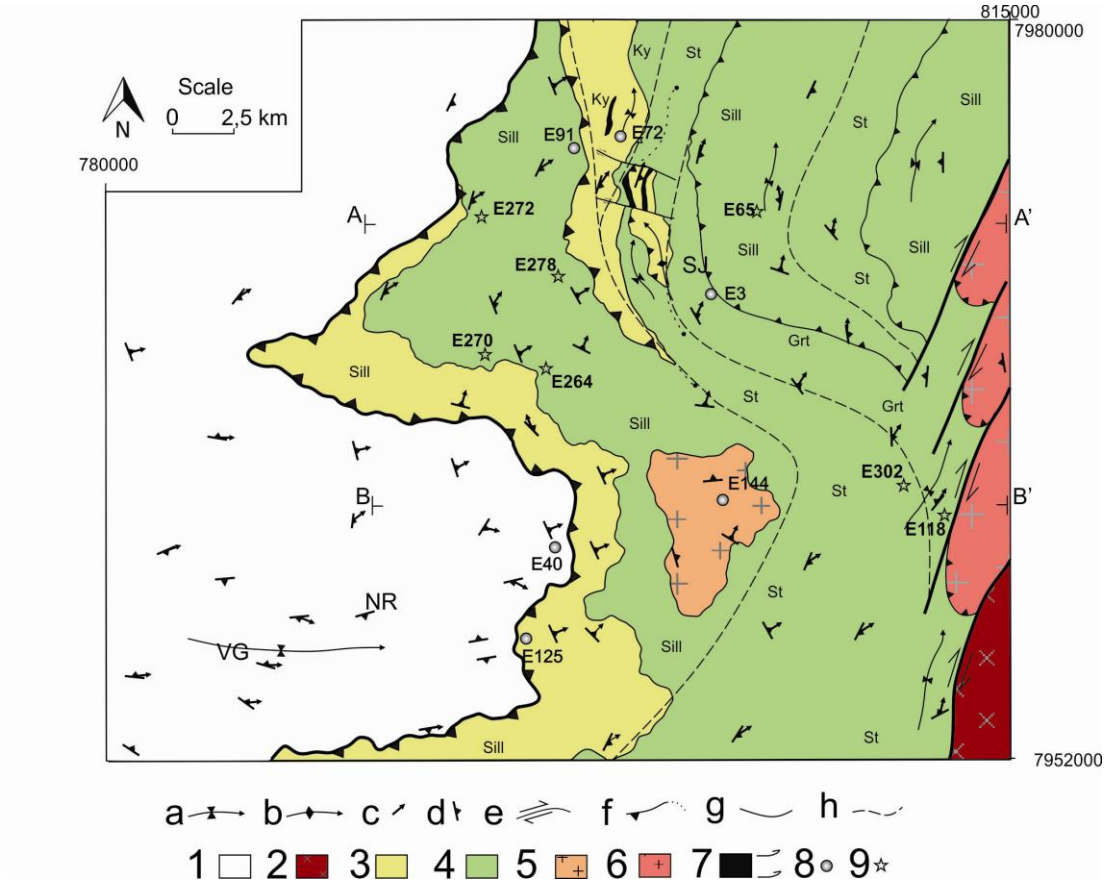


Figure 7.16. Geologic map of the study area, São José da Safira region, eastern Minas Gerais State. 1, Archaean gneisses; 2, Palaeoproterozic gneisses; 3, Unit A (Ribeirão da Folha Formation); 4, Unit B (Salinas Formation); 5, Santa Rosa granite; 6, Brasilândia tonalite (Rio Doce arc); 7, metaultramafic bodies; 8, samples for zircon U–Pb geochronological analysis; 9, samples used for geothermobarometric studies. a, synform; b, antiform; c, stretching lineation (Ln); d, regional foliation (Sn); e, strike-slip shear zones; f, thrust shear zones; g, lithological contact; h, metamorphic isograds. Grt, garnet zone; St, staurolite zone; Ky, kyanite zone; Sill, sillimanite zone. Cities: VG, Virgolândia; NR, Nacip Raydan; SJ, São José da Safira.

7.4.3.1. Stratigraphy

In the study area, five lithostratigraphic units, briefly described here, are involved in the schist belt, namely: the Archaean and Palaeoproterozoic gneisses, the Neoproterozoic Ribeirão da Folha and Salinas formations, Brasilândia tonalite, and Santa Rosa granite (Fig. 7.16 and 7.17).

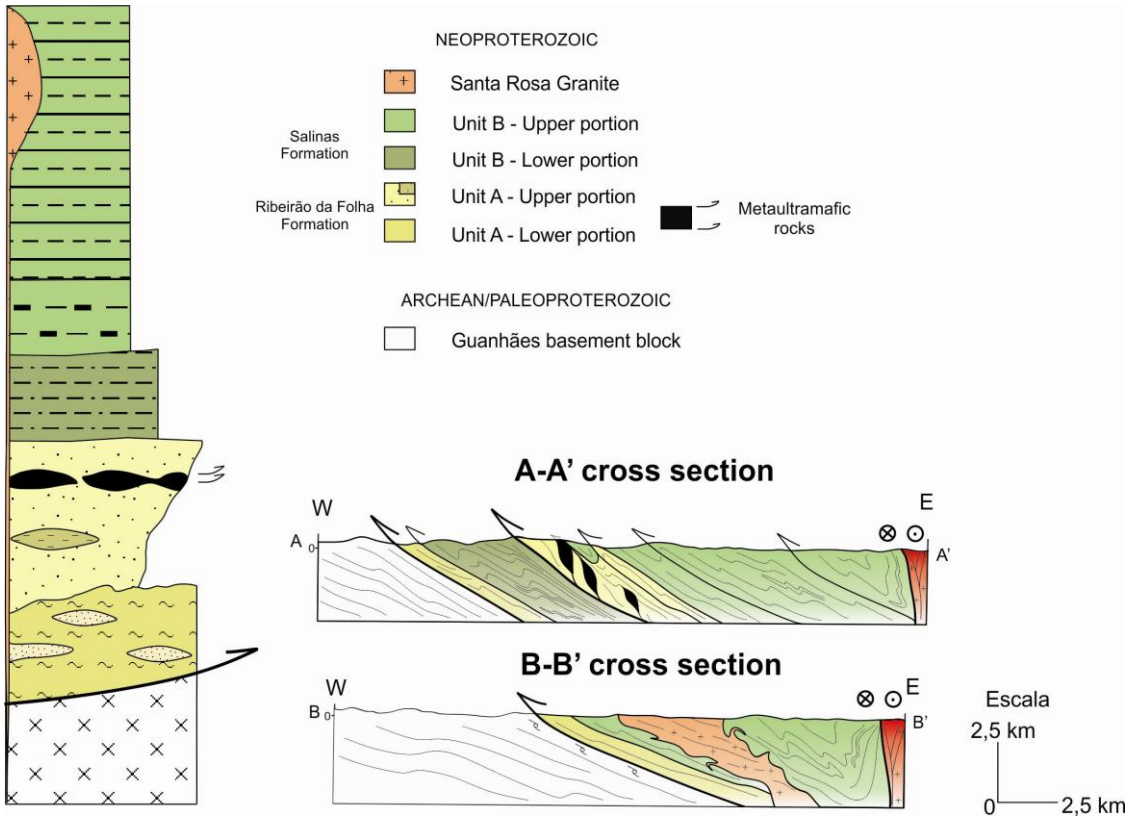


Figure 7.17. Cross–sections and stratigraphic column of the schist belt in the São José da Safira area.

The western portion of the study area exposes Archaean gneisses of the Guanhães block (see Geochronology ahead; Fig 7.18). A shallow dipping thrust shear zone separates those basement gneisses from the Neoproterozoic schist package (Fig. 7.17). Basement gneisses also occur in the southeastern corner of the study area, where a reverse–dextral fault brought a slice of Palaeoproterozoic biotite–amphibole gneiss on top of the Neoproterozoic schists.

Our detailed mapping work allowed us to subdivide the package of Neoproterozoic metasedimenatry rocks into the A and B informal units (Fig. 7.16 and 7.17). The lower Unit A comprises an up to 2500m thick pile of coarse–grained, grayish graphite–muscovite schist that grade upwards into biotite–muscovite schist containing lenses and layers of quartzite. Sillimanite and garnet are common accessory minerals in those schists (Fig. 7.18) that form an almost continuous layer in the hanging wall of the major thrust shear zone, marking the contact with the Guanhães basement (Fig. 7.17). The dominant rock–types of the upper Unit A are coarse–grained quartzite, occurring in thick layers and lenses intercalated with muscovite–rich quartzite, muscovite

schist and garnet–muscovite–biotite schist. They contain spessartite, kyanite and staurolite as metamorphic–index minerals, and show lateral and vertical transitions to the rock–types of the lower Unit A. The main exposure of the upper Unit A are located in the northern half of the area, where two major thrusts caused its imbrication with Unit B (Fig. 7.16 and 7.17). Protoliths of the Unit A metasedimentary rocks include mud-rich pelites, carbonaceous pelites, and quartz-rich to pelite-bearing sandstones.

Cut by thrusts and dextral–reverse faults, Unit B occupies almost the entire eastern half of the mapped area (Fig. 7.16). Unit B comprises highly homogeneous light grey quartz–biotite schist with metarcose lenses in its lower portion, and a thick package of fine–grained biotite–quartz schists with intercalations of lenses and bands of calc–silicate rock in the upper part (Fig. 7.18). These schists also include plagioclase and muscovite, as well as garnet, staurolite, kyanite and sillimanite as metamorphic–index minerals, displaying a complex metamorphic zoning described in the forthcoming section 3.4. The calc–silicate rock shows a diversified mineralogy, including a fine–grained matrix composed of quartz, plagioclase, carbonate, biotite, muscovite, microcline, grossular, titanite and epidotes, as well as coarse–grained hornblende and diopside poikiloblasts. The whole Unit B package suggests a wacke-pelite-carbonate succession of protoliths.

Representing the western boundary, the Rio Doce magmatic arc, tectonic slices of a foliated tonalite are juxtaposed with Unit B by a system of dextral–reverse faults (Fig. 7.16 and 7.17). The tonalite, rich in mafic enclaves, is pervasively foliated and contains biotite, hornblende, epidote and clinozoisite. Its zircon U-Pb age is *c*. 584 Ma (Tedeschi, 2013).

The 7 km–long and 5 km–wide Santa Rosa Granite intrudes the Unit B in the central portion of the area (Fig. 7.16). Previously interpreted as a post–collisional pluton (Pinto et al., 2000; Pedrosa–Soares et al., 2011b), this intrusion is made up of a foliated sienogranite that exhibits a quite homogenous core and very heterogeneous margins, marked by a prominent foliation and numerous amphibolite enclaves (Fig. 7.18). Its mineral assemblage includes quartz (36–47%), K–feldspar (43–45%), plagioclase (5–15%), and biotite (3–10%), and muscovite, garnet and zircon as accessory minerals. Garnet becomes quite abundant along the border of the intrusion. With these attributes the Santa Rosa granite can be more likely ascribed to the syn–collisional granites.

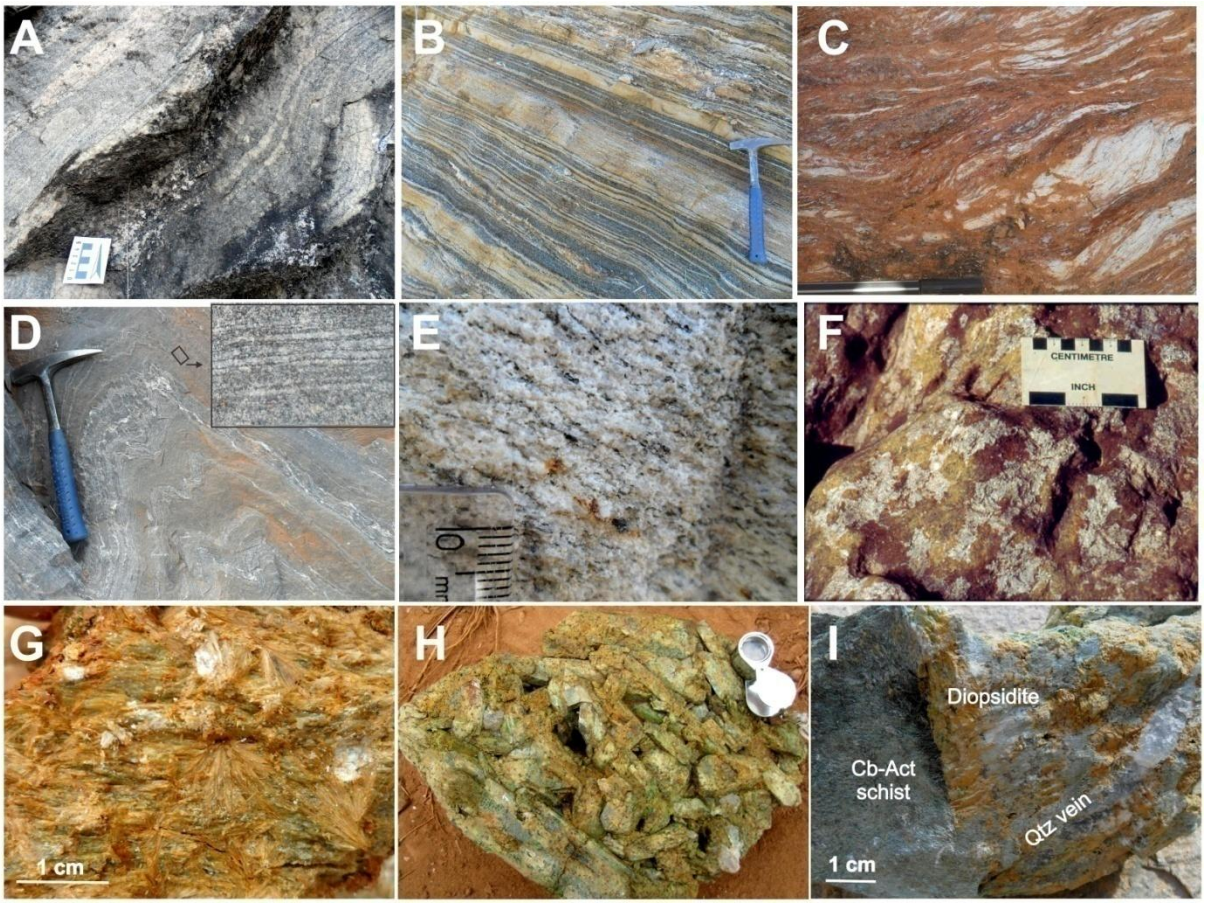


Figure 7.18. Photos from rocks of the study area. A, Archaean orthogneiss of the Guanhães basement; B, Archaean orthogneiss strongly affected by the Brasiliano deformation and metamorphism in the major shear zone that makes up the contact between the Guanhães basement and the schist belt; C, sillimanite–mica schist of the lower Unit A (Ribeirão da Folha Formation) showing large sigmoidal aggregates of fibrolite (white) within a weathered mica–rich matrix; D, banded quartz–biotite schist (turbiditic metawacke) with intercalations of calc–silicate rock (dark gray layers) of the upper Unit B (Salinas Formation); E, Santa Rosa foliated granite; F, metaultramafic rock with quite well–preserved metaperidotite (green portions) enveloped by talc–amphibole–rich schist (light gray color); G, tremolite–talc schist, with large tremolite porphyroblasts cutting the foliation marked by talc; H, diopsidite showing euhedral megacrystals of diopside; I, contact between carbonate(Cb)–actinolite(Act) schist and diopsidite, cut by a quartz(Qtz)–vein.

7.4.3.2. Tectonic slabs of metaultramafic rocks

Unit A hosts tectonic slabs of remarkable lithotypes, represented by a variety of metaultamafic rocks, associated with thin lenses of banded iron formations (Neves & Ferreira, 1999; Aracema et al., 2000; Silva, 2000). Serpentinized olivine–orthopiroxene–bearing metaperidotite, ultramafic schists rich in anthophyllite, tremolite-actinolite and/or talc, and diopsidite form large pods and lenses within the upper metasedimentary package of Unit A (Fig. 7.18). Some of these bodies are large enough to show up in the local map (Fig. 7.16).

Bodies of serpentinized peridotite occur intercalated in quartzites of the upper portion of Unit A. They include remnants of orthopiroxene and olivine replaced by serpentine, containing talc and carbonate. Chromite grains, dispersed in the rock or forming small aggregates, have been often

observed in the peridotite. Anthophyllite–tremolite–talc schists are the main metaultramafic rocks found in the area, and seem to be metamorphic outcomes formed from peridotites (Fig. 7.18). Aracema et al. (2000) and Queiroga (2010) presented lithochemical and Sm–Nd isotopic data that point to an ophiolite nature for those ultramafic rocks.

Diopsidite, a quite unique rock found in close association with ophiolites and suture zones (*e.g.*, Pedrosa-Soares et al., 1998; Python et al., 2007; Santosh et al., 2010), occur at the base of a large metaultramafic lens exposed near São José da Safira (Fig. 7.18). This rock consists of decussate aggregates of up to 10 cm diopside megacrysts with interstitial milky quartz, cut by carbonate veins. Actinolite-tremolite partially replaces diopside in the contact zone between the diopsidite body and its host rock, which are generally metaultramafic schists (Peixoto, 2013).

Microprobe analysis of diopside crystals show high Mg# (100*Mg/Mg+Fe_t ranging from 83% to 90%) and Cr_2O_3 (0.06–0.84 wt%, on average 0,30 wt%), but low values of Al_2O_3 (0.04–0.21 wt%, on average 0.14 wt%), Na_2O (0.09–0.27 wt%, on average 0,17 wt%) and TiO_2 (0.00–0.12 wt%, on average 0.03). These chemical attributes does not point to a magmatic origin for the diopside megacrysts, but can suggest a hydrothermal genesis for them.

7.4.3.3. Structure and deformation history

The geologic map and cross–sections (Fig. 7.16 and 7.17) show that the overall structure of the schist belt resembles an asymmetric, W–verging flower structure, in which the schist package, cut and bounded on both sides by oblique–slip faults, exhibits the shape of a wedge in 3D. The western boundary fault corresponds to a reverse–dextral thrust as attested by a variety of kinematic indicators. Showing a quite sinuous trace in map–view, the thrust surface is followed by an up to 500 m–thick band of fine–laminated mylonites, developed in the footwall gneisses. The mylonitic foliation dips preferentially 20^o to 35^o ENE and the associated stretching lineation plunges 20^o NE. The eastern boundary of the flower structure is given by a set of five steeply dipping dextral–reverse to dextral strike–slip faults, also marked by mylonitic bands. Along these N20E–striking faults, the stretching lineation plunges 10^o to 25^o NNE. Various faults, ductile shear zones and associated folds affect the schists within the wedge. Their sinuous map–traces, following the trajectory of the western boundary thrust, define a culmination in the north and a recess in the south, where they seem to merge with the eastern boundary fault zone (Fig. 7.16).

The fabric elements documented in the basement rocks, schists and granitoids characterize two coaxial deformation phases, D_n and D_{n+1}, which record the collisional event that led to the development of the Araçuaí orogen.

The dominant set of structures nucleated during the D_n phase, which represents a general dextral transpression, generated under a NE–SW contractional field. Deformation during the D_n

phase intensively affected all units, so that primary or preexistent tectonic elements could not be documented in the study area. In the metasedimentary rocks, bedding is transposed into parallelism with the pervasive S_n foliation. All contacts are sheared and not necessarily reflect the original depositional surfaces or older structures.

F_n folds are tight to isoclinal and associated or truncated by ductile shear zones and faults. In the few exposures where they have been observed, the B_n hinges plunge preferentially 15^o to 30^o NE to NNE, exhibiting the same orientation of the L_n stretching lineation. The NE to E–dipping S_n foliation, representing the regional pervasive schistosity, occupies the axial plane of the F_n folds and evolves to a mylonitic foliation (S_{mn}) close to ductile shear zones and faults. Its orientation varies considerably along the study area, defining together with the fault traces the S–shaped structural grain of the schist belt (Fig. 7.16 and 7.19). Easily recognized on the S_n foliation surface, the L_n stretching lineation plunges NNE in the northeast and progressively changes its orientation, becoming ENE–plunging in the southwest sector of the study area (Fig. 7.16 and 7.19). Furthermore, kinematic indicators of various categories (e.g., S–C structures, sigmoidal foliation trajectories, asymmetric porphyroclast tails, deformed veins and mineral aggregates) associated with the L_n–lineation attest a general SSW to SW–directed tectonic transport during the D_n deformation phase.

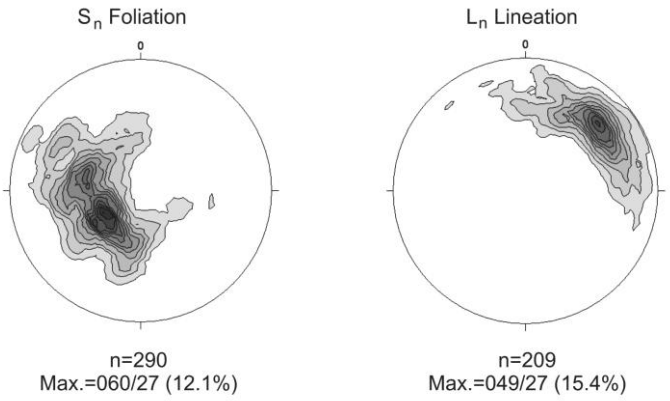


Figure 7.19. Stereonet plots of the small–scale structures related to D_n and D_{n+1} deformation phases: a, synoptic sterogram of contoured equal area plots of S_n foliation poles; b, synoptic stereogram of contoured equal area plots of L_n stretching lineation.

The family of D_{n+1} structures includes regional to outcrop–scale folds and an associated crenulation cleavage, which affect all previously described structures. The F_{n+1} folds plunge preferentially ESE and are in general open, symmetric and upright. Locally, in areas close to the eastern boundary of the schist belt, the F_{n+1} folds become tight, asymmetric and verge SW or NE. The associated S_{n+1} crenulation cleavage strikes NW and dips preferentially NE.

Regional–scale F_{n+1} folds seem to result from enhancement of WNW to E–W–trending basement highs and lows under the NE–SW contractional stress field. Thus, the curved map traces of the D_n structures seem in part to derive from the interaction of the deformation front with basement highs and lows, and their subsequent enhancement during the late stage of the collisional deformation.

7.4.3.4. Regional metamorphism

The D_n deformation phase was assisted by a regional metamorphic event mostly under the amphibolite facies conditions. The distribution of the mineral assemblages of pelitic schists characterizes a classical Barrovian metamorphic zoning, with higher grade mineral assemblages found on the west and lower grade on the east (Fig. 7.16). Thrusts and reverse faults duplicate the sillimanite zone in the northeastern sector of the schist belt, indicating that deformation was still active after ceasing the progressive metamorphic regime.

All Barrovian index minerals, like garnet, staurolite, kyanite and sillimanite mark the S_n regional schistosity and L_n-lineation, being thus syn–kinematic in respect to the main collisional deformation. Garnet also shows textural relationships typical of pre–, syn– and post–kinematic growth. Its inclusions, consisting of quartz, ilmenite, chlorite, muscovite and biotite, are decussate or form plane–parallel trails, possibly recording greenschist facies conditions of the progressive metamorphism. The mineral growth–deformation diagram and typical microstructures of the pelitic schists show mineral assemblages of the regional progressive metamorphism overprinted by mineral reactions typical of retrograde metamorphism (Fig. 7.20).

The S_{n+1} crenulation domains are marked by muscovite, chlorite and biotite. Staurolite is frequently folded around the crenulation domains and retro–metamorphosed to muscovite and chlorite. The latter minerals also occur as post–kinematic porphyroblasts in respect to the D_{n+1} fabric elements. Also, replacement of biotite and garnet by chlorite is a common reaction in the studied rocks and reflects a widespread retrogression experimented by the schists and granitoids.

7.4.4. GEOTHERMOBAROMETRY

Owing to the strong chemical weathering common in the region, it is difficult to find adequate samples to be used for mineral chemistry analysis applied to metamorphism study. Therefore, only seven samples (six pelitic schists and one calc–silicate rock), all of them from the Unit B (Salinas Formation), were analysed for quantitative geothermobarometric evaluations. These samples are representative of the garnet (E118), staurolite (E302) and sillimanite (E264, E270, E272, E278 and E65) zones of the regional metamorphism (Fig. 7.16).

7.4.4.1. Analytical procedures

Mineral compositions were analyzed on a JOEL JXA–8900RL electron microprobe of the Microanalysis Laboratory of Federal University of Minas Gerais, Brazil. The operating conditions were: 15 kV acceleration voltage, 5µm beam diameter and 20 nA beam current. Wider beam diameter was used for plagioclase. The elements analyzed were Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na and K, together with natural (quartz, rutile, magnetite, rodonite, jadeite and microcline) and synthetic (alumina, magnesia and anorthite) standards.

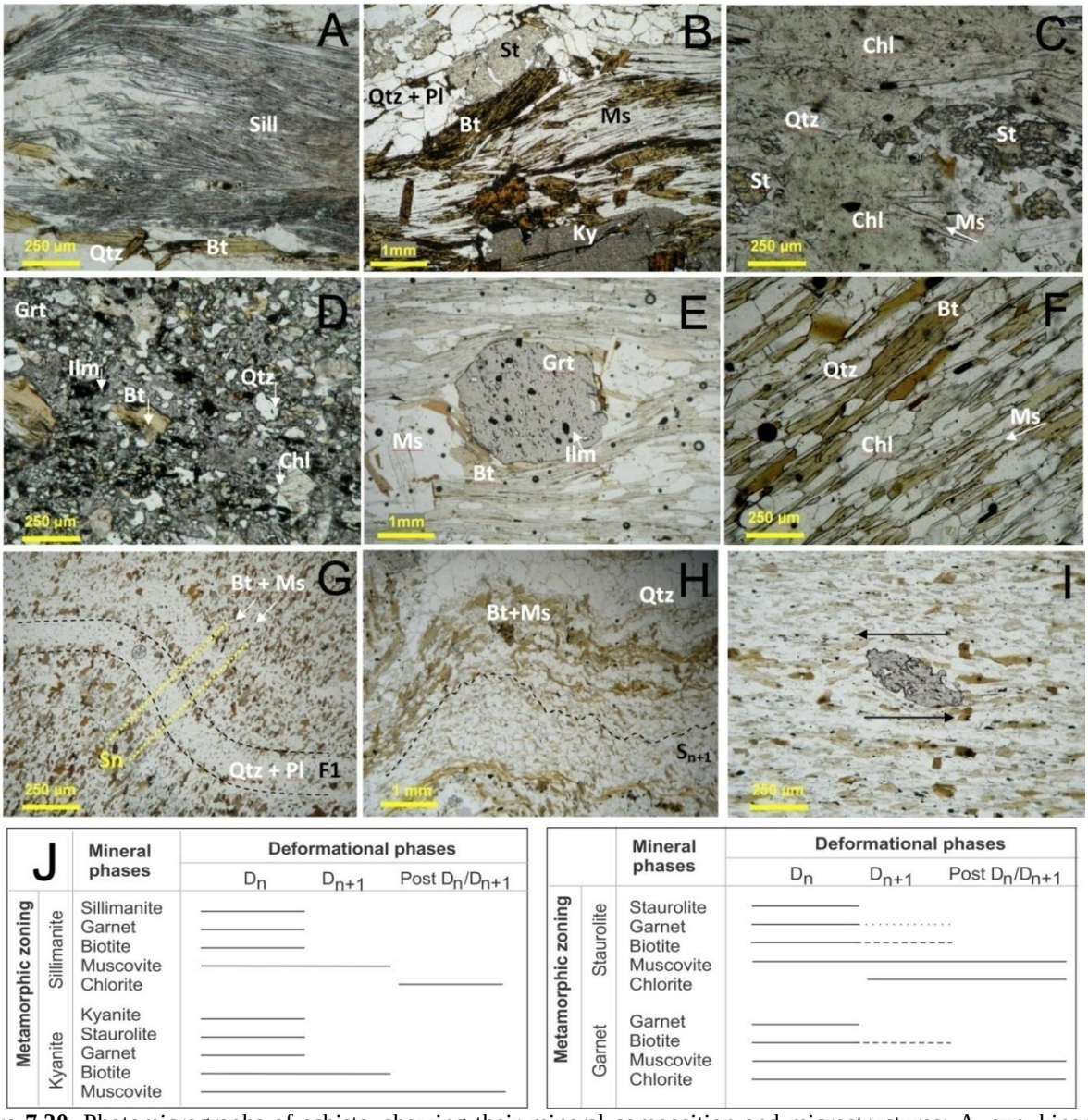


Figure 7.20. Photomicrographs of schists, showing their mineral composition and microstructures: A, syn–kinematic fibrolite (Sill) oriented along S_n foliation (); B, syn–kinematic staurolite (St) and kyanite (Ky) parallel to the S_n foliation (note the occurrence of retrograde muscovite, Ms); C, staurolite replaced by chlorite (Chl), quartz (Qtz) and muscovite, recording retrograde metamorphic reactions; d, garnet poikiloblast rich in (Bt), quartz and ilmenite (Ilm) inclusions; E, rotated garnet porphyroblast, embedded in Ms–Bt–Qtz–rich foliated matrix, containing straight trails of quartz and ilmenite; F, Chl+Bt+Ms+Qtz schist typical of the lowest grade rocks found in the area; G, biotite–rich bands intercalated with quartz-rich bands, apparently representing a relict of S_0, cut by S_n; H, crenulation D_{n+1}; I, sigmoidal porphyroblast of garnet, indicating top to west reverse kinematics; J) diagram showing mineral growth versus deformation (solid lines represent more frequent mineral phases).

Analyses were performed on garnet, biotite, muscovite, plagioclase, staurolite and ilmenite, in pelitic schists, and on amphibole, plagioclase, garnet, epidote, titanite and ilmenite, in calc–silicate rocks. In order to check the chemical homogeneity, the analyses were run at least on three distinct fields for each thin section, avoiding external borders. Each crystal was analyzed at least at three points, one in the core and two at borders, in sites where the mineral assemblage is in apparent equilibrium. In order to recognize chemical zoning, cross–sections through 13 to 15 spots were performed in garnet porphyroblasts. Table 6.1 (Capítulo 6) presents the most representative mineral chemistry data.

Temperature and pressure values were calculated by using avPT (average P–T; Powell & Holland, 2008), an optimized method of THERMOCALC 3.2 (Powell et al., 1998), and conventional thermometry with calibrations by Thompson (1976), Holdoway & Lee (1977) and Ferry & Spear (1978). The a–X relationships for minerals were calculated with solid solution adopted by White et al. (2003).

7.4.4.2. Results and Interpretations

The obtained P–T values are in general agreement with the field metamorphic zoning observed in the schist belt (Table 7.6, Fig. 7.16 and 7.21). Although temperature values given by THERMOCALC and conventional thermometer calculations show some differences, they seem to be coherent for the same sample and in relation to the qualitative evaluations. The forthcoming descriptions follow the sample distribution from the base (western) portion of the Unit B to its top, *i.e.*, from the sillimanite to garnet zones (Fig. 7.16).

Table 7.6. Geothermobarometric data.

Sample	Zone	Mineral assemblages	THERMOCALC		Conventional Thermometry		
					T76	FS78	HL77
			T (ºC)	P (kbar)	T (ºC)	T (ºC)	T (ºC)
E118	Grt	Hbl + Pl + Cz + Ep + Qtz + Ab + Na + Ttn + Py	553 ± 47	5.5 ± 1.1	-	-	-
E302	St	St + Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	705 ± 36	7.6 ± 1.6	578	545	558
E264	Sill	Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	657 ± 22	6.2 ± 0.8	595	566	572
E270	Sill	Grt + Pl + Bt + Qtz	-	-	664	656	632
E272	Sill	Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	671 ± 30	7.8 ± 1.0	626	607	600
E278	Sill	Sill + Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	-	-	628	609	601
E65	Sill	Grt + Pl + Bt + Musc + Qtz	694 ± 27	7.5 ± 1.2	630	611	602

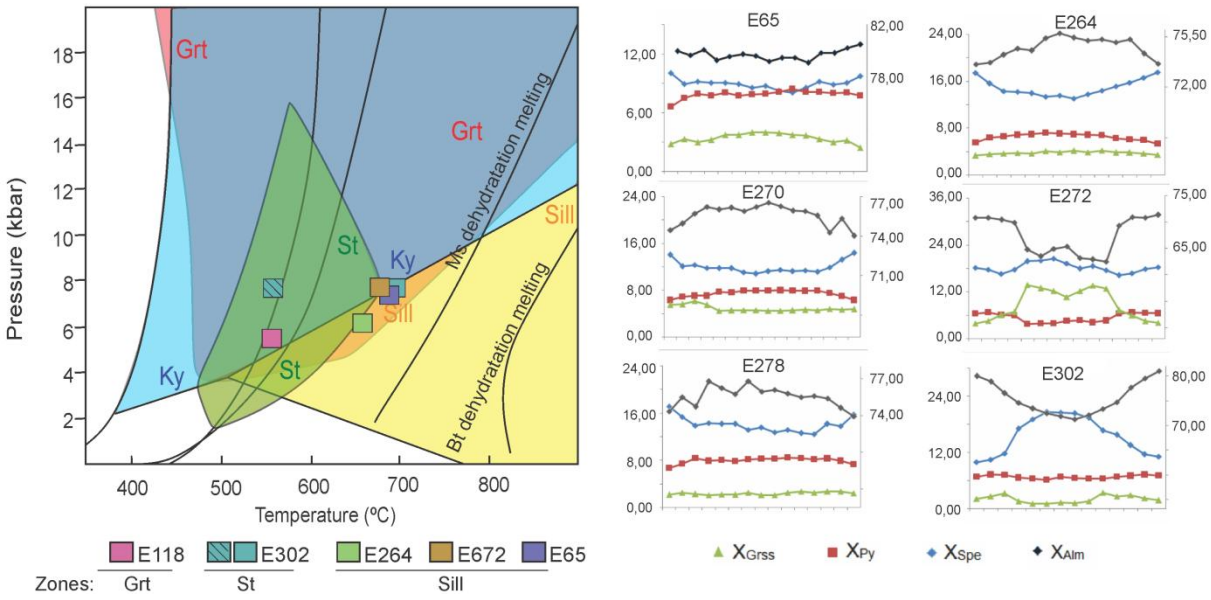


Figure 7.21. THERMOCALC results plot on a petrogenetic grid (Barker, 1998; Bucher and Frey, 1994) and chemical profiles through garnet porphyroblasts from pelitic schists. The hatched square shows conventional thermobarometric data for sample E302.

Samples E264, E270, E272, E278 and E65 are representative of the sillimanite zone, where fibrous sillimanite (fibrolite) is generally abundant and widespread in most outcrops of this zone, and can form large (up to 20 cm) massive aggregates. However, in thin section this mineral only was observed in sample E278 (among the five collected samples). In this sample, sillimanite occurs as fusiform aggregates of very fine fibrolite, some of them involved by biotite, as an epitaxial overgrowth along the regional foliation (S_n). Pervasively foliated, all samples of the sillimanite zone show garnet poikiloblasts embedded in a fine to coarse–grained muscovite-biotite-quartz-rich matrix. Apatite, tourmaline and opaque minerals are accessory phases in the matrix. Plagioclase compositions vary considerably, ranging from Ab_{68} to Ab_{86}. Mg# (Mg#=Mg/Mg+Fe^t) of biotites ranges from 0.45 to 0.52. Muscovite Mg# values range from 0.32 to 0.54.

In the sillimanite zone, garnet crystals vary from anhedral to subhedral and are usually slightly stretched, ranging in size from 1 to 4.2 mm. Decussate or parallel trails of single quartz or Qtz + Bt + Ilm (sample E264) or Qtz + Bt + Ilm + Chl + Ms + Tur + Zr (sample E272) are common inclusion assemblages in garnet crystals. Garnets are usually Alm–rich, with minor spessartite ($Sps_{8.1–10.1}$), pyrope ($Pyp_{4.0–8.5}$) and grossular ($Grss_{2.1–13.8}$) components (Fig. 7.21). Analytical results indicate two main chemical patterns. The first, represented by sample E272, involve Spss-rich cores, decreasing toward the borders, and progressively replaced by Alm. These are typical garnets of progressive metamorphism, formed from chlorite breakdown (Deer et al., 1992; Barker, 1998). E272 garnets show rimward increase in Alm + Pyr and decrease in Sps + Grss,

suggesting overall increase in P-T conditions through time. Garnets from samples E264, E270 and E278 exhibit rimward retrograde patterns, with Alm–rich cores and Sps–rich borders, indicating decreasing P-T conditions through time. Garnets from sample E65 lack evident zoning, suggesting complete chemical homogenization (Fig. 7.21).

Data for the sillimanite zone schists yielded P–T values in the range of 600–700 ºC at 6–8 kbar, corresponding to the intermediate amphibolite facies, with temperatures lower than the muscovite dehydration melting curve. Indeed, no migmatitic feature was found in rocks of this zone.

Sample E302, collected in the staurolite zone, shows garnet crystals up to 3 mm in diameter. Staurolite, locally twinned, occurs as prismatic, subhedral to euhedral poikiloblasts up to 1.2 cm–long, showing quartz inclusions. The small garnet crystals usually show a poikiloblastic texture. The largest garnet poikiloblasts display a textural zoning that follows the chemical zoning, showing euhedral cores free of inclusions and richer in the spessartite molecule ($Alm_{71.27\%}Sps_{20.60\%}Grss_{1.11\%}Pyr_{6.85\%}$), whereas the borders show skeletal texture and are richer in the almandine component ($Alm_{81.04\%}Sps_{9.99\%}Grss_{2.12\%}Pyr_{7.08\%}$), pointing to progressive metamorphism. Biotite Mg# are 0.49 to 0.51. Albite molecule content ranges from 84.4% to 87.3%. The discrepancies of T values given by THERMOCALC and conventional methods can be due to the different number of mineral phases considered in each method.

Sample E118 is an Al-rich calc–silicate rock composed of Hbl poikiloblasts enveloped by a granoblastic matrix made up of fine–grained Pl, Qtz, Cz and Ep. The amphibole is Mg–hornblende, with Pl + Qtz + Ttn inclusions. The epidote is composed of 86% Cz and 14% Ep molecules. Subhedral to euhedral titanite crystals make up to 5% of the rock. Grt occurs as fine–grained anhedral and poikiloblastic crystals. Plagioclase shows both andesine and anorthite compositions. The rare garnet poikiloblasts show no chemical zoning and are rich in Grs ($Alm_{(38.89–43.04\%)}Grs_{(33.33–38.99\%)}Sps_{(19.59–21.21\%)}Py_{(2.38–2.94\%)}$). Garnet Mg# ranges from 0.0585 to 0.0637. This sample yielded the lowest P–T values (T = 553 ± 47 ºC, P = 5.5 ± 1.1 kbar; Table 7.6, Fig. 7.21), which correspond to the end of garnet zone in the low amphibolite facies, where chlorite is absent and garnet is generated from biotite breakdown (Barker, 1998).

7.4.5. U–Pb GEOCHRONOLOGY

U-Pb isotopic analysis were performed by using Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe) and Laser Ablasion Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-MC-ICP-MS, Neptune Thermo Scientific) equipments of the São Paulo and Brasília universities (Brazil), according to their conventional routines. Materials and methods are briefly described ahead.

7.4.5.1. Materials and Methods

U–Pb analysis were performed on zircon crystals recovered from a gneiss felsic band of the Guanhães basement (E40) and from the Santa Rosa granite (E144), in order to obtain igneous crystallization and metamorphic overprinting ages, as well as to constrain the age of collisional deformation.

Four samples from metasedimentary rocks of the units A and B (E125, E72, E91 and E03) were collected for provenance and maximum depositional age assessments, by using isotopic U–Pb analysis on detrital zircon grains. Sample E125 is a medium to coarse–grained garnet–sillimanite–biotite–muscovite schist of the lower portion of Unit A. Sample E72 is a pure and fine to medium–grained quartzite, with equigranular texture of the upper portion of Unit A. Sample E91 was collected in a medium–grained garnet–muscovite–plagioclase–quartz–biotite schist of the lower portion of Unit B. Sample E3 is a garnet–muscovite–quartz–biotite schist containing thin layers of a fine–grained calc–silicate rock collected in upper portion of Unit B.

Rock samples were prepared for analysis in CPGeo (Geochronological Research Centre) of São Paulo University, and LOPAG – Federal University of Ouro Preto laboratories, in very clean equipments. Zircon concentrates were extracted from rock samples by using conventional gravimetric and magnetic (Frantz isodynamic separator) techniques. Final separation was achieved by hand picking. Grains were mounted in epoxy disks and polished to expose their centers. Morphological features and internal structures of zircon grains were revealed by electron backscattered electron (BSE) and cathodoluminescence (CL) images.

Temora (417 Ma; Black et al., 2003) and GJ-1 standard zircons (Jackson et al., 2004) were used in SHRIMP and LA-MC-ICP-MS analytical routines, respectively. Data reduction used the SQUID software (Ludwig, 2001) for the SHRIMP data, and the Excel sheet developed by Chemale et al. (2012b) for the LA-MC-ICPMS data. The Concordia diagram and histograms were obtained with the software Isoplot/Ex (Ludwig, 2003). For detrital zircon histograms we use those zircon data with discordance generally lesser then 10%, and some grains with discordance lesser than 20%.

7.4.5.2. U-Pb results for the Guanhães basement gneiss (Sample E40)

Prismatic, subhedral to euhedral, 400 µm long zircons were extracted from a felsic band of a hornblende–biotite gneiss of the Guanhães basement block, which was strongly affected by the major shear zone close to the contact with the metasedimentary Unit A (Fig. 7.17 and 10). Magmatic domains of zircon crystals yielded the concordant age of 2710 ± 9 Ma, interpreted as the crystallization age for basement gneiss (Anexo III – Table 3 –, Fig. 7.22 and 7.23). From a group of shorter, subhedral, 200 µm long zircon crystals, we have obtained ages around 3100 Ma, which have been interpreted as inherited grains.

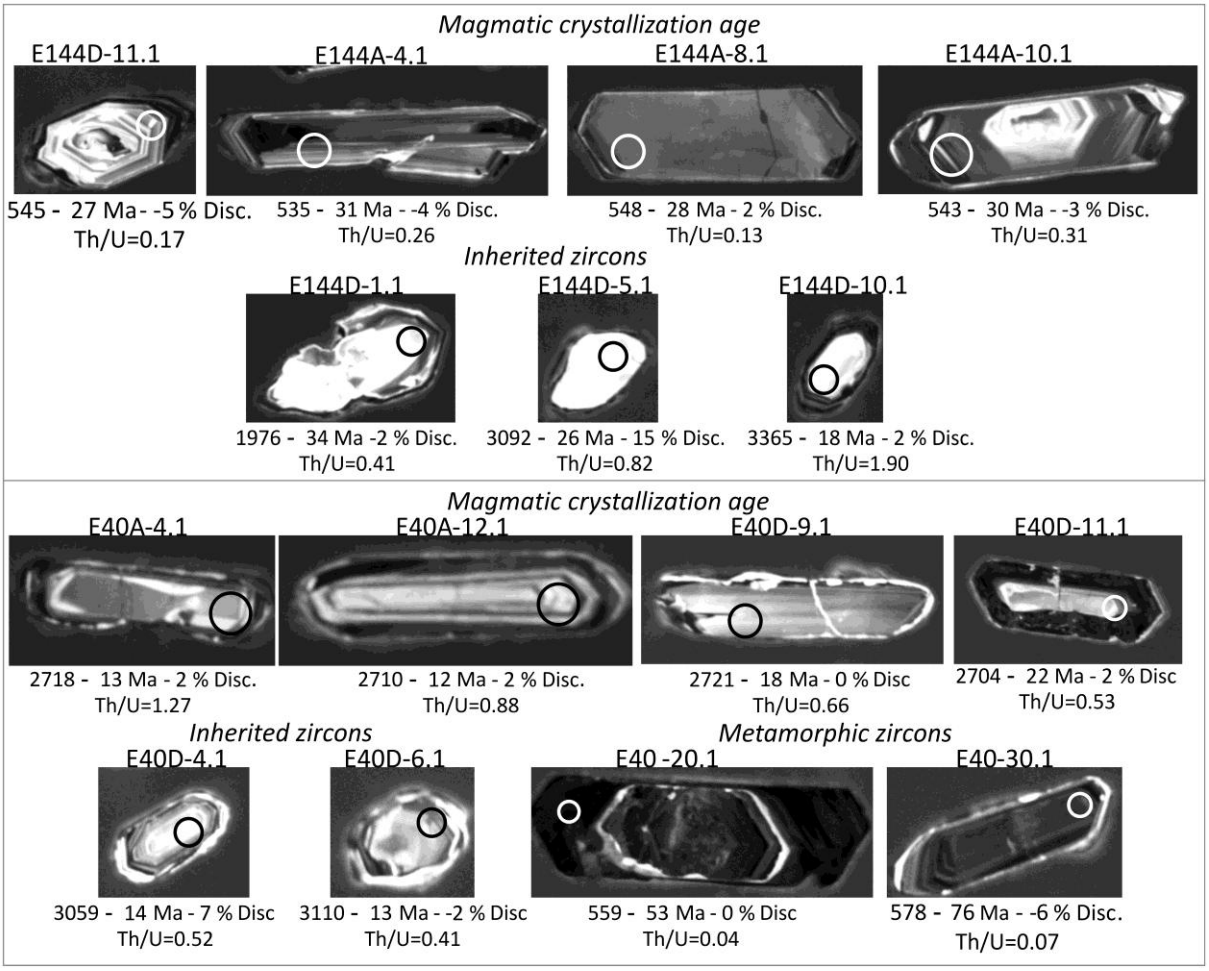


Figure 7.22. Cathodoluminescence (CL) images of representative zircon grains from the Guanhães basement gneiss (sample E40) and Santa Rosa granite (sample E144).

U-Pb data also reveal two metamorphic events imprinted in zircon crystals from this sample of the Guanhães basement block. Two crystals with Th/U ratios of 0.12 and 0.18 furnished the metamorphic age of 2056 ± 13 Ma (Fig. 7.23). Some other grains exhibit well-defined overgrowth rims with very low (0.00–0.07) Th/U ratios (Fig. 7.22, Anexo III – Table 3), which yielded a metamorphic age of 560 ± 20 Ma (Fig. 7.23).

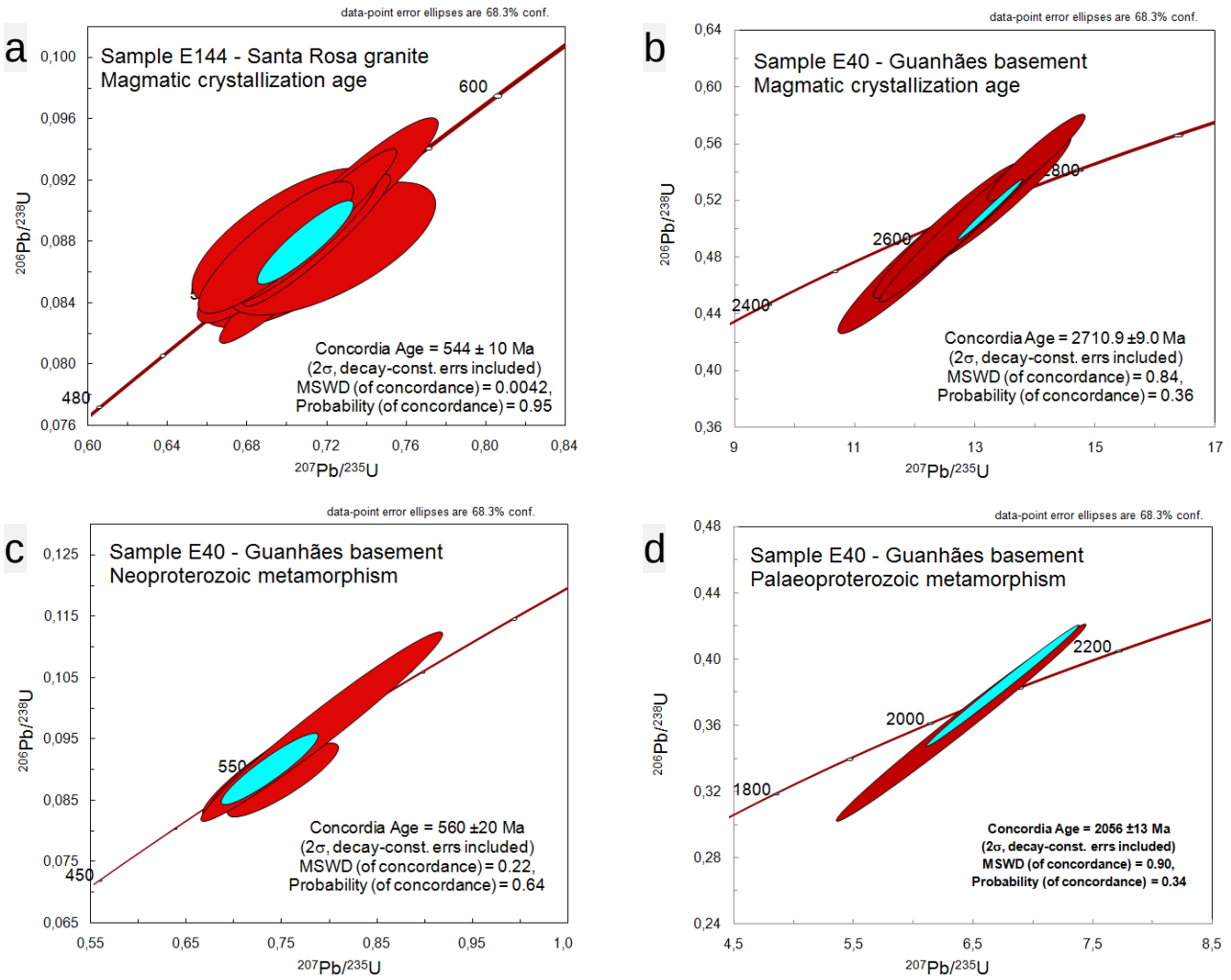


Figure 7.23. Concordia diagrams showing ages for: A, Santa Rosa granite (sample E144); B, Guanhães basement gneiss (sample E40); C, Neoproterozoic metamorphic overprinting on the Guanhães basement gneiss; D, Palaeoproterozoic metamorphic overprinting on the Guanhães basement gneiss.

7.4.5.3. U-Pb results for Santa Rosa foliated granite (Sample E144)

The up to 500 µm long zircon crystals of this granite are euhedral, prismatic and pyramidal. Inherited grains, which yielded Palaeoproterozoic and Archaean ages, can show rounded borders, and are usually short, ranging from 100 µm to 200 µm in length (Fig. 7.22). A magmatic crystallization age of 544 ± 10 Ma was obtained for ten zircon crystals extracted from the Santa Rosa foliated granite (Anexo III – Table 4 –, Fig. 7.22 and 7.23).

7.4.5.4. Detrital zircon U-Pb data

The 90 analyzed grains from sample E125, a schist of the lower Unit A, are prismatic, short to elongated, generally showing rounded terminations and an average length of 500 µm. Some grains are pyramidal with a rounded core. After data reduction, 79 spots can be used for age calculations (Anexo III – Table 5). The youngest population includes euhedral to subhedral crystals

and some rounded grains, whereas older zircon grains mainly show well-rounded shapes (examples shown in Fig. 7.24, E125-grain.spot).

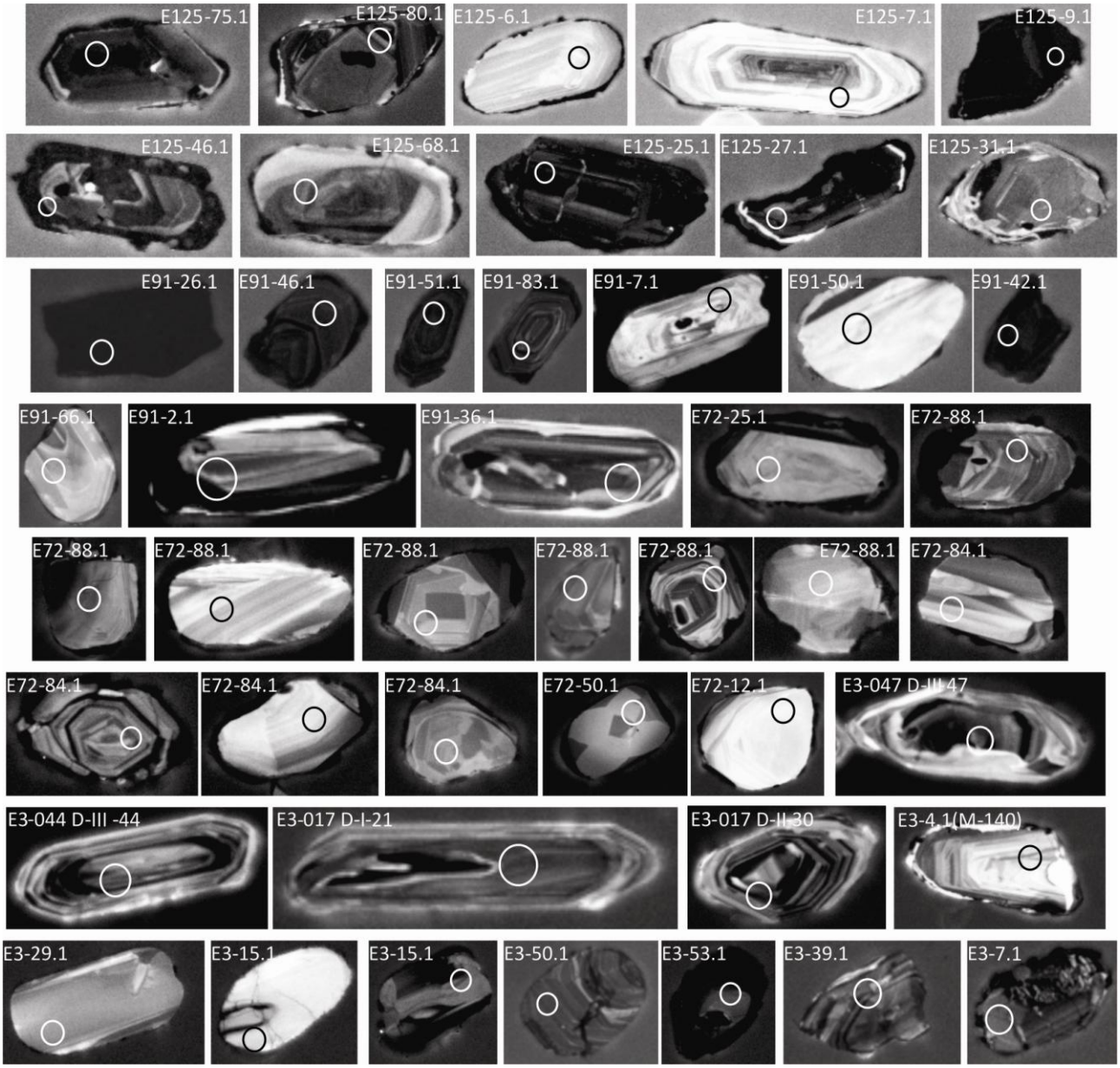


Figure 7.24. Cathodoluminescence (CL) images for representative detrital zircon grains from metasedimentary rocks of the units A (Ribeirão da Folha Formation) and B (Salinas Formation).

Most (64%) zircon grains of sample E125 yielded a statistic peak around 2098 ± 8 Ma, representing an age interval of 2.2–2 Ga. Minor Archaean ages point to sources around 2562 Ma and 3332 Ma. The second most important statistic peak (19%), of sample E125, representing the zircon population dated from 745 Ma to 926 Ma, indicates a maximum deposition age of 819 ± 21 Ma for the lower Unit A (Fig. 7.25).

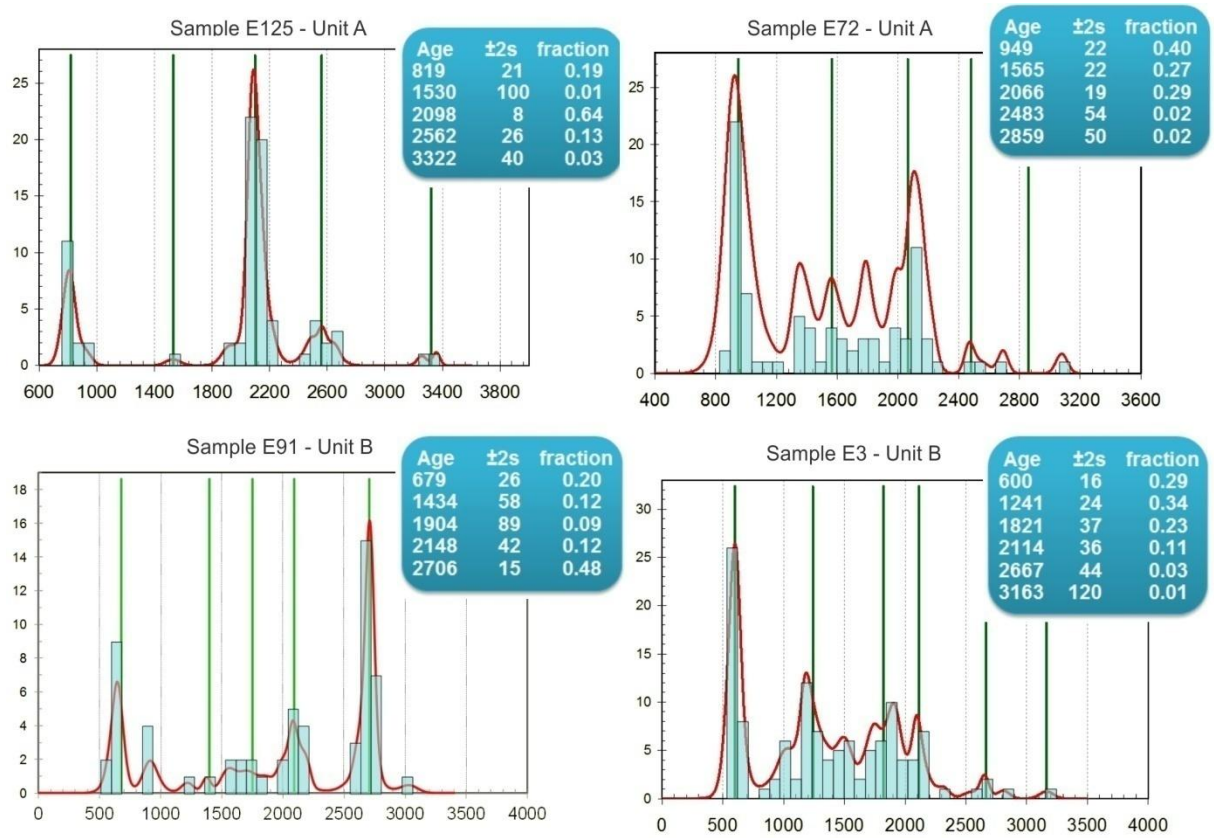


Figure 7.25. Frequency histograms showing U–Pb age data for samples from Unit A (E125, E72) and Unit B (E91 and E3).

From sample E72, a quartzite of the upper Unit A, the 87 analyzed grains are invariably short and rounded, anhedral to subhedral, ranging from 80 µm to 250 µm in length. Rarely, they are thin and elongated with rounded borders (examples shown in Fig. 7.24, E72-grain.spot). After data reduction, 86 spots can be used for age calculations (Anexo III – Table 6). Representing 40% of analyzed zircon grains, the statistic peak around 949 ± 22 Ma encompasses the youngest grains of the sample (Fig. 7.25). Furthermore, 29 grains of this population have yielded the concordant age at 924 ± 12 Ma, which represent an younger component of the source, thus constraining the maximum depositional age of the upper Unit A (Fig. 7.26). Other important sources of the E72 quartzite are indicated by age peaks at 2066 ± 19 Ma (29%) and 1565 ± 22 Ma (27%).

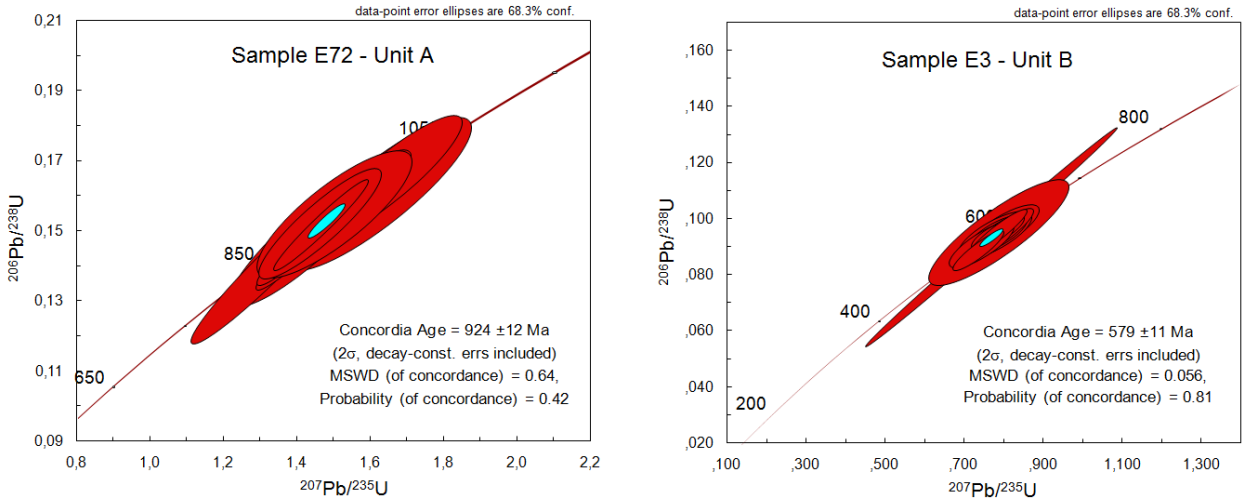


Figure 7.26. Concordia diagrams representing ages of the youngest sources for samples E72 (upper Unit A) and E3 (upper Unit B).

Two samples from Unit B furnished quite different zircon spectra in relation to the samples from Unit A (Fig. 7.25). From sample E91, a quartz–biotite schist of the lower Unit B, the 81 analyzed grains are generally prismatic with rounded edges, showing lengths from 100 µm to 200 µm (Fig. 7.24, E91-grain.spot). After data reduction, 59 spots can be used for age calculations (Anexo III – Table 7). The relative probability diagram shows a main peak at 2704 ± 15 Ma (40%), which has been obtained from elongated, subhedral grains with rounded borders. The secondary peaks of 1750 ± 81 Ma and 2091 ± 26 Ma correspond to anhedral, short and rounded zircons. The youngest peak at 677 ± 23 Ma (29%) was furnished by poor-rounded prismatic, subhedral and elongated grains. The youngest grain yielded an age of 580 ± 35 with 3% of discordance (Anexo III – Table 7).

Sample E3, a schist from the upper portion of Unit B, furnished 123 zircon grains up to 300 µm long (Fig. 7.24, E3-grain.spot). Euhedral elongated grains with poor-rounded shapes corresponding to 29% of the population characterizes the youngest peak at 600 ± 16 Ma (Fig. 7.25, Anexo III – Table 8). Moreover, the youngest grains yielded a concordant age of 579 ± 11 (Fig. 7.26), interpreted as the maximum depositional age of the upper Unit B. Rounded, subhedral to anhedral grains comprising 34% of the whole zircon population have yielded ages around 1241 ± 24 Ma. Other age peaks point to Palaeoproterozoic and Archaean sources.

7.4.6. INTERPRETATIONS AND CORRELATIONS

Together, the data obtained from the detailed field mapping, and studies on the tectonic framework, metamorphism and U–Pb geochronology support a series of correlations and interpretations, as described ahead.

The two metamorphic events (2056 ± 13 Ma and 560 ± 20 Ma) detected in zircon crystals from the Archaean Guanhães basement can be ascribed to the Rhyacian-Orosirian orogeny (Dussin, 1994; Noce et al., 2007; Silva et al., 2011; Novo, 2013), and the syn-collisional stage of the Brasiliano orogeny (Pedrosa-Soares et al., 2008, 2011b), both well-known in the focused region. Considering field relations, and structural and textural features of the Santa Rosa foliated granite, its U-Pb magmatic age (544 ± 10 Ma) also suggest that the syn-collisional stage of the Brasiliano event lasted until the Ediacaran-Cambrian boundary. This age is also a minimum age for the metasedimentary units found in the study area.

U-Pb analysis on detrital zircon grains for the samples from Unit A show remarkable age peaks around 2.1–2.0 Ga, suggesting that the Rhyacian–Orosirian magmatic arcs of the São Francisco–Congo palaeocontinent provide important sediment sources for this unit. Also, the Archaean values found in both age spectra represent sources well-known in the São Francisco and Congo cratons (e.g., Teixeira et al., 2000; Barbosa & Sabaté, 2004; Lerouge et al., 2006; Noce et al., 2007). Although less important, the Calymmian (*c*. 1.55 Ga) age peaks of both samples suggest provenance from the northern Espinhaço basin (Danderfer et al., 2009). The youngest age interval (*c*. 950–750 Ma) given by detrital zircon grains from Unit A samples suggest sedimentary sources related to precursor basins of the Araçuaí–West Congo orogenic system (Pedrosa-Soares & Alkmim, 2011), namely: *i)* the Tonian rift represented by the Zadinian and Mayumbian groups and associated anorogenic intrusions of the West Congo belt, and correlated igneous rocks found in the Araçuaí orogen (Tack et al., 2001; Pedrosa-Soares et al., 2008; Silva et al., 2008; Thiéblemont et al., 2011; Babinski et al., 2012); *ii)* the Cryogenian anorogenic magmatism recorded by the South Bahia alkaline province of the São Francisco craton (Rosa et al., 2007), the La Louila volcanic rocks (Thiéblemont et al., 2011) and the mafic volcanism related to the Lower Diamictite Formation of the West Congo belt (Straathof, 2011).

Detrital zircon age spectra for unit A samples are very similar to those published for the Macaúbas Group and correlated units, located in other regions of the Araçuaí orogen (Pedrosa-Soares et al., 2000; Martins et al., 2008; Gonçalves-Dias et al., 2011; Babinski et al., 2012). According to its lithological content, as well as detrital zircon age spectra, maximum depositional ages and sedimentary provenance, the unit A can be correlated with the Ribeirão da Folha Formation of the Macaúbas Group (Fig. 7.15 and 7.16), representing distal passive margin and oceanic cover deposits, imbricated with ophiolite slivers (Pedrosa–Soares et al., 1998, 2011a; Aracema et al., 2000; Queiroga, 2010). Hence, the minimum sedimentation age for this portion of the Ribeirão da folha Formation can be constrained by the age of *c*. 650 Ma for the oceanic plagiogranites dated by Queiroga et al. (2007) and Queiroga (2010).

Diopsidites with similar characteristics and geochemical signature of the São José da Safira diopsidite have been documented in the Cretaceous Oman ophiolite (Python et al., 2007) and Ediacaran-Cambrian Palghat–Cauvery suture zone, southern India (Santosh et al., 2010). In both cases, the diopsidites have been interpreted as products of hidrothermal alteration of ultramafic intrusions into upper mantle peridotites. In the second case they were portrayed as components of the sub–oceanic lithospheric mantle, obducted during the final phase of amalgamation of the Gondwana supercontinent, representing Mozambique Ocean closure (Santosh et al., 2010, 2012).

Accordingly, the Ribeirão da Folha Formation in the São José da Safira region, together with metaultramafic slivers and diopsidites constitutes a oceanic rock-assemblage, formed in the accretionary wedge developed as the Macaúbas basin started to close in association with ocean-floor subduction to the east (in relation to the present day geography).

Both samples of the unit B show youngest ages for detrital zircon grains in the range from *c*. 640 Ma to *c*. 580 Ma, indicating sedimentary contribution from the Rio Doce magmatic arc (e.g., Nalini et al., 2000; Petitgirard et al., 2009; Pedrosa-Soares et al., 2011b; Mondou et al., 2012; Novo, 2013; Tedeschi et al., 2013). As expected, sample E3, collected from the upper part of this package, records the most important contribution from the Rio Doce arc. The other age intervals for Unit B samples fit with similar age spectra shown by Unit A, representing primary sources located in the São Francisco-Congo palaeocontinent and/or secondary sources also containing those zircon populations.

Owing to its lithological content and stratigraphic relationships, as well as detrital zircon age spectra, maximum depositional ages and sedimentary provenance, the unit B can be correlated with the Salinas Formation (Fig. 7.14 and 7.16). This Formation has been interpreted as syn–orogenic (flysch) deposit, accumulated as the Macaúbas passive margin started to interact with the approaching Rio Doce magmatic arc in an early orogenic stage (Lima et al., 2002; Alkmim et al., 2006; Santos et al., 2009). In fact, like the Salinas Formation in its type area, our geochronological data for Unit B detrital zircon grains indicate a maximum depositional age of *c*. 579 Ma, and a significant sedimentary provenance from the Rio Doce magmatic arc.

The overall structure of the schist belt in the study area resembles an asymmetric, W–verging flower structure bounded by an oblique–slip thrust on the west, and a dextral strike–slip fault system, on the east, which can be viewed as a manifestation of the Abre Campo suture zone (Alkmim et al., 2006). Folds of two generations, thrusts, and dextral reverse faults affect the schists within the belt. All these structures and the typical Barrovian metamorphic zoning reflect the collisional phase of the Araçuai orogen. According to our results this phase was in course at around 560 Ma and persisted until *c*. 540 Ma. However, no structure that can be unquestionably related to

the early development of the accretionary wedge and emplacement of the ophiolites has been detected in the study area. Also, blueschist facies metamorphism is absent.

7.4.7. DISCUSSION AND CONCLUSION

The occurrence of tectonic oceanic rock-assemblage locally covered by orogenic sediments (flysch) has been documented in several orogenic systems (e.g., Honegger et al., 1982; Hefferan et al., 1992; Huang et al.; 1997; Clark and Robertson, 2002; Braid et al., 2010).

In Anti–Atlas mountains, Morocco, Hefferan et al. (1992) described the collisional Pan–African suture zone, which presents some similarities with the described Araçuaí orogen stratigraphy in the suture zone. Here, the erosional window Bou Azzer–El Gaara exhibits forearc and accretionary mélange sediments. The Tiddiline Formation, resulted of collision between the forearc basin of Saghro magmatic arc and the West African craton, cover partially the suture zone, between the forearc and the ophiolitic fragments.

Flysch deposits and forearc basin are also found in Indus–Tsangpo suture zone, in Himalayas (Honegger et al., 1982). The ophiolitic mélange is composed of Early Jurassic to Cretaceous oceanic crust and sediments accompanied by Triassic to Cretaceous flysch deposits.

Braid et al. (2010) analyses the Late Paleozoic Pulo do Lobo Zone, Southern Iberia. According to the evolutionary model presented, during the oncoming of the South Portuguese zone and the Ossa Morena Zone, a subduction complex would have developed in the later and passive margin deposits in the former. A flysch sequence started the deposition during the orogenic phase, with both plates contribution.

Although similarities, some differences can be discussed, especially in regard to metamorphism. As the examples of Pan–African and the Southern Iberia suture zones, high pressure metamorphism are recognized: blueschist in the former and eclogites in the later. Nevertheless, the difficulty in finding such rocks along the suture zone of the Araçuaí orogen is foreseeable, once the exposure level achieved nowadays is around 20 km (Pedrosa–Soares & Noce, 1998). Whitney et al. (2011), for example, discuss some possibilities of why the preserved metamorphism differs from orogen to orogen, and why only few orogens preserve relicts of high pressure metamorphism, being most of them substituted by late phases. Some possibilitis are the complete overprinting of blueschist paragenesis by Barrovian mineral assemblages, and erosion or lack of exposures of the blueschist facies rocks.

The study region is a key area to understand the regional evolution of the Araçuaí Orogen, once as a suture zone it records most of the evolutionary phases, from the basin opening until the ocean closure and collision (Condie, 2005).

The presented results along with data available in the literature lead us to suggest the following evolutionary model for the focused schist belt (Fig. 7.27):

Stage I: As the oceanic portion of the Macaúbas basin enter the subduction zone in the time around or immediately after c. 650 Ma, sediments of the Ribeirão da Folha Formation (Unit A) became incorporated in the accretionary wedge, which also included thrust slices of the oceanic lithosphere, represented by the metaultramafic rocks (Fig. 7.27a).

Stage II: As Macaúbas basin closure progressed, its margins began to interact. Turbidites of the Salinas Formation, shed from both the western passive margin and the Rio Doce magmatic arc, filled the space between them and accumulate on top of the accretionary wedge the time after *c*. 579 Ma (Fig. 7.27b).

Stage III: Final closure of the Macaúbas basin, involving the collision of its margins, led to uplift of the Araçuaí orogen sometime between 575 and 540 Ma. The suturing of the Macaúbas passive margin and Rio Doce arc along the Abre Campo shear zone was associated with intensive dextral transpressional deformation and Barrovian metamorphism (Fig. 7.27c).

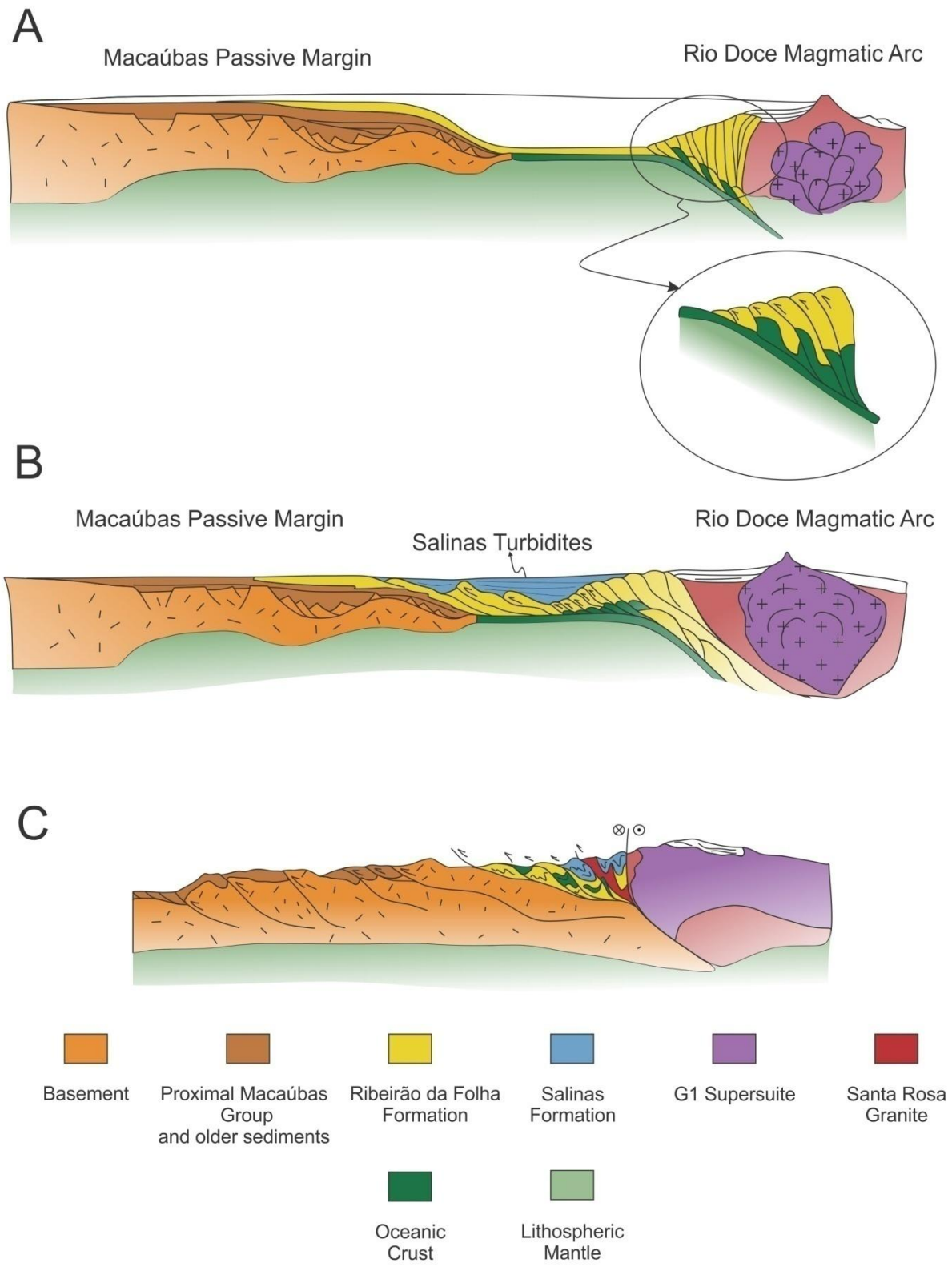


Figure 7.27. Evolutionary model illustrating the development of the accretionary wedge (not to scale cross-sections): A, subduction–controlled pre–collisional stage; B, filling of the flysch basin (Salinas Formation) in the pre–collisonal – collisional transition stage; C, collisional architecture as shown by the present-day rock exposures and landscapes.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge financial support provided by Brazilian research and development agencies (CNPq, CAPES, CODEMIG and CPRM) and the staffs of the geochronological laboratories of São Paulo, Brasília and Ouro Preto universities, specially the professors Colombo Tassinari, Miguel Basei and Cristiano Lana, and the technicians Kei Sato, Maurício de Souza and Vasco dos Loios, and Luis Garcia of the Laboratory of Microanalysis, Federal University of Minas Gerais (LMA–UFMG).

8. Conclusões

A área de estudo é uma região chave para entender a evolução regional do Orógeno Araçuaí, uma vez que, como uma zona de sutura, ela apresenta características impressas das várias fases evolutivas (Condie, 2005), desde a abertura da bacia precursora até o fechamento oceânico e colisão. Ela também resume algumas características regionais como o arcabouço estrutural e tectônico. Os dados gerais analisados em conjunto permitem as seguintes conclusões:

- O embasamento do Bloco Guanhães é composto por gnaisses e migmatitos TTG, de idade Arqueana entre ca. 2,7-2,8 Ga, bem como granitoides Paleoproterozoicos. Registros metamórficos de eventos do Paleoproterozoico, Mesoproterozoico (?) e Neoproterozoico são impressos nestas unidades.

- A faixa de xistos desenvolvida ao longo da borda ocidental do núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí envolve as formações Ribeirão da Folha e Salinas, que representam, respectivamente, depósitos de margem passiva a cobertura de fundo oceânico e depósitos sin-orogênicos, respectivamente.

- Com uma idade deposicional máxima de de 819 Ma, a Formação Ribeirão da Folha consiste de sedimentos derivados do cráton do São Francisco, enquanto turbiditos da Formação Salinas foram supridos principalmente por sedimentos provenientes do arco magmático Rio Doce, acumulados depois de 579 Ma.

- Corpos de rochas metaultramáficas e diopsidito estão imbricados com os xistos e quartzitos da Formação Ribeirão da Folha. Esta assembleia, representante de rochas oceânicas, desenvolveu-se principalmente na cunha acrescionária formada assim que a bacia Macaúbas começou a se fechar e seu segmento oceâncio entrou em subducção.

- A faixa de xistos foi levada para o topo do Bloco Guanhães por uma zona de empurrão rasa, e é conectada a leste com os granitóides G1 por zonas de falhas destrais. Essas duas estruturas, que devem se conectar em profundidade, são expressões locais da zona de sutura de Abre Campo (em seu segmento setentrional).

- A distribuição das paragêneses metamórficas ao longo da faixa de xisto caracterizam um zonamento Barroviano, desenvolvido provavelmente na fase colisional, em que as zonas da sillimanita, cianita, estaurolita e granada são localmente duplicadas por zonas de empurrão. As condições metamórficas variam de ca. 550 ºC/5,5 kbar, no topo oriental do pacote metassedimentar, até ca. de 700 ºC/7.5 kbar, na base ocidental.

- Os elementos estruturais e o zonamento metamórfico dos metassedimentos refletem a deformação colisional e o metamorfismo regional associado. Paragêneses de alta pressão ou elementos estruturais da fase pré-colsional, relacionados à fase de subducção, não foram encontrados.

- A idade de cristalização obtida pelo granito foliado Santa Rosa, de carácter colisional, indica que a fase colisional do orógeno e de geração de magma durou até 540 Ma, consideravelmente mais jovem do que previamente imaginada.

9. Referências Bibliográficas

Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa–Soares, A.C., Peres, G.G.,Cruz, S.C.P., Whittington, A. 2006. Kinematic Evolution of the Aracuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. Precambrian Research 149, 43–64.

Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce, C.M., Cruz, S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Geonomos 15, 25-43.

Almeida, F.F.M., 1977. O Craton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências 7, 349–364.

Aracema, L.W., Neves, A.C., Ferreira, J.C., Pedrosa–Soares, A.C., Lobato, L.M., Noce, C.M., 2000. Novas evidências de remanescentes oceânicos na Faixa Araçuaí: As rochas meta–ultramáficas de São José da Safira. Geonomos 8, 55–61.

Babinski, M., Pedrosa–Soares, A.C., Trindade, R.I.F., Martins, M., Noce, C.M., 2012 . Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. Gondwana Research 21, 451–465.

Barbosa, and J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. Precambrian Research 133, 1–27.

Barker, A.J., 1998, Introduction to metamorphic textures and microstructures, 2nd Ed.: Stanley Thornes (Publishers) Ltd, Cheltenham, UK, 264p.

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A.,Sen, S.K., and Raith, M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet thermometer: Contributions to Mineralogy and Petrology 111, 87-93.

Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. Chemical Geology 200, 155–170.

Braid, J.A., Murphy, J. B., Quesada, C., 2010. Structural analysis of an accretionary prism in a continental collisional setting, the Late Paleozoic Pulo do Lobo Zone, Southern Iberia. Gondwana Research 17, 422–439.

Brito Neves, B.B., and Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. Precambrian Research 53, 23-40.

Brueckner, H.K., Cunningham, D., Alkmim, F.F., Marshak, S., 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. Precambrian Research 99, 255–269.

Bucher, K., and Frey, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic rocks. 6ª ed. Springer-Verlag, Berlin. 318p.

Chemale, F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N., 2012a. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Gondwana Research 22, 200–206.

Chemale, F., Kawashita, K., Dussin, I.A., Ávila, J.N., Justino, D., Bertotti, A., 2012b. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. Anais da Academia Brasileira de Ciências 84, 275-295.

Clark, M., and Robertson, A., 2002. The role of the Early Tertiary Ulukısla Basin, southern Turkey, in suturing of the Mesozoic Tethys ocean. Journal of the Geological Society 159, 673–690.

Condie, K.C., 2005. Earth as an Evolving Planetary System: Amsterdam, Elsevier, 447p.

Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton Region, Eastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências 78, 151-174.

Cunningham, W.D., Marshak, S., Alkmim, F.F., 1996. Structural style of basin inversion at mid–crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. Precambrian Research 77, 1–15.

Cunningham, W.D., Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998. A structural transect across the Coastal Mobile belt in the Brazilian Highlands (latitute 20ºS): the roots of a Precambrian transpressional orogen. Precambrian Research 92, 251–275.

Dasgupta, S., Ganguly, J., and Neogi, S., 2004. Inverted metamorphic sequence in the Sikkim Himalayas: crystallization history, P–T gradient and implications. Journal of Metamorphic Geology 22, 395–412.

Danderfer, A., Waele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H.A., 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton Brazil. Precambrian Research 170, 116-128.

De Campos, C.M., Mendes, J.C., Ludka, I.P., Medeiros, S.R., Moura, J.C., Wallfass, C. A, 2005. Review of the Brasiliano Magmatism in Southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on Post–Collisional magmatism. Journal of the Virtual Explorer (Online) 17, 1–14.

Deer, W.A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock–Forming Minerals (2nd edition). Longman Scientific & Technical, Harlow. 696p.

Duarte, B.P., Valente, S.C., Heilbron, M. and Campos Neto, M.C., 2004. Petrogenesis of the Orthogneisses of Mantiqueira Complex, central Ribeira belt, SE Brazil: an Archaean to Palaeoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. Gondwana Research 7, 437-450.

Dussin, I.A., 1994. Evolution structurale de la region de l'Espinhaço meridional, bordure oriental du Craton São Francisco, Brésil: Un exemple des tectoniques superposeés au Protérozoïque. PhD thesis, Université d'Orléans, France.

Ferry, J.M., 1976. Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, south-central Maine: mineral reactions and graphical analysis. American Journal of Science 276, 841-882.

Ferry, J.M., and Spear, F.S., 1978, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology 66, 113–117.

Figueiredo, M.C.H., Campos Neto, M.C., 1993. Geochemistry Of The Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências 65, 64-81.

Figueiredo, M.C.H., & Teixeira, W., 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. Anais da Academia Brasileira de Ciências 68, 223-246.

Fischel, D.P., 1998. Geologia e dados isotópicos Sm–Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na região de Abre Campo, Minas Gerais. MSc thesis, Universidade de Brasília, 98 p.

Freitas-Silva, F.H., and Pereira, L.A., 1987. A geologia da região de Ribeirão da Folha, nordeste de Capelinha, MG (subárea norte). Trabalho Geológico de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 156 p.

Gonçalves, L.E. da S., Alkmim, F.F., Pedrosa–Soares, A.C., 2010. Características geoquímicas da Suíte G1, arco magmático do Orógeno Araçuaí, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. Revista da Escola de Minas 63, 457–464.

Gonçalves–Dias, T., Pedrosa–Soares, A.C., Dussin, I.A., Alkmim F.F., Caxito, F.A., Silva, L.C., Noce, C.M, 2011. Maximum sedimentation age and provenance of the Jequitinhonha Complex in the type-area (Araçuaí orogen): First U-Pb (LA-ICP-MS) data from detrital zircon grains. Geonomos 19, 121–130.

Gradim, R.J., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., & Noce, C.M. 2005. Xistos Verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo Básico do Rifte Neoproterozóico Macaúbas. Revista Brasileira de Geociências 35, 59-69.

Grossi Sad, J. H., Chiodi Filho, C., Santos, J. F., Magalhães, J. M. M., Carelos, P. M, 1990a. Duas "suites" graníticas do bordo sudeste do Craton São Francisco, em Minas Gerais: Petroquímica e Potencial Metalogenético. Anais, 36o Cong. Bras. Geologia, Natal, 4, 1836-1841.

Grossi Sad, J. H., Chiodi Filho, C., Santos, J. F., Magalhães, J. M. M., Carelos, P. M. 1990b. Geoquímica e origem da formação ferrífera do Grupo Guanhães, Distrito de Guanhães, MG, Brasil. Anais, 36oCongr. Bras. Geologia, Natal, 3, 1241-1253.

Grossi-Sad J.H. Geologia da Folha Guanhães, Minas Gerais. 1997. In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares, B.S. Soares-Filho (eds). Projeto Espinhaço em CD-Rom. Belo Horizonte, p. 2317-2435.

Harris, L.B., Koyi, H.A., Fossen, H., 2002. Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. Earth-Science Reviews 59, 163 – 210.

Hefferan, K.P., Karson, J.A., and Saquaque, A., 1992. Proterozoic collisional basins in a Pan–African suture zone, Anti–Atlas Mountains, Morocco. Precambrian Research 54, 295–319.

Heilbron, M., Duarte, B.P., Valeriano, C.M, Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J.R., 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. Precambrian Research 178, 136–148.

Holdoway, M.J., and Lee, S. M., 1977. Fe–Mg cordierite stability in high–grade politic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contribution to Mineralogy and Petrology 63, 175–98.

Holland, T.J.B., and Powell, R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases of geological interest: Journal of Metamorphic Geology 16, 309–344.

Honegger, K., Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Thrni, M., and Trommsdorff, V., 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus–Tsangpo suture zone). Earth and Planetary Science Letters 60, 253–292

Huang, C.–Y., Wu, W.–Y., Chang, C.–P., Tsao, S., Yuan, P.B., Lin, C.–W., Kuan–Yuan, X., 1997. Tectonic evolution of accretionary prism in the arc–continent collision terrane of Taiwan. Tectonophysics 281, 31–51.

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

Lagoeiro, L.E., e Menegasse, L.M., 1987. Geologia da região de Ribeirão da Folha, município de Minas Novas, Minas Gerais (área sul). Trabalho Geológico de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 91p.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S, Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S, Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W, & Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. The Canadian Mineralogist 35, 219-246.

Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milési, J.-P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Fanning, M., Deloule, E., 2006. Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. Journal of African Earth Sciences 44, 413–427.

Lima, S.A.A., Martins–Neto, M., Pedrosa–Soares, A.C., Cordani, U.G., Nutman, A., 2002. A Formação Salinas na área tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas, e idades U–Pb SHRIMP. Revista Brasileira de Geociências 32, 491–500.

Ludwig, K.R., 2001. User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1a, 55.

Ludwig, K.R., 2003. Using Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1. 43p.

Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G., Almeida-Abreu, P.A., 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia 10, 171-174.

Marshak, S., Alkmim, F.F., Whittington, A. & Pedrosa-Soares, A.C., 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. Journal Structural Geology 28, 129-147.

Martins, M., Karfunkel, J., Noce, C.M., Babinski, M., Pedrosa–Soares, A.C., Sial, A.N., Liu, D., 2008. A sequência pré–glacial do Grupo Macaúbas na área–tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. Revista Brasileira de Geociências 38, 768–779.

Martins, V.T.S., Teixeira, W., Noce, C.M., Pedrosa–Soares, A.C., 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano–Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. Gondwana Research 7, 75–89.

Mondou, M., Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Raposo, M.I.B., Bruguier, O., Oliveira, A.F., 2012. Complex, 3D strain patterns in a synkinematic tonalite batholith from the Araçuaí Neoproterozoic orogen (Eastern Brazil): Evidence from combined magnetic and isotopic chronology studies. Journal of Structural Geology 39, 158-179.

Moraes, R. 1997. Condições evolução do metamorfismo do Complexo Barro Alto e litogeoquímica do vulcanismo bimodal da seqüência Juscelândia, Goianésia, Goiás. Tese de doutoramento, Universidade de Brasília, Brasil.

Nalini, H.A., 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil) : étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relation avec les pegmatites à éléments rares associées. École des Mines de Saint-Étienne et École des Mines de Paris, PhD Thèse.

Nalini, H.A., Bilal, E., Paquette, J. L., Pin, C. & Machado, R., 2000. Geochronologie U–Pb et géochimie isotopique Sr–Nd des granitoides neoproterozoiques des suites Galileia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud–Est du Brésil. Comptes Rendus de l'Academie de Sciences Paris 331, 459–466.

Nalini, H.A., Machado, R.M., & Bilal, E., 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I, metaluminoso, pré-colisional, neoproterozóico, da região do Médio Vale do Rio Doce. Revista Brasileira de Geociências 35, 23-34.

Neves, A.C., and Ferreira, J.C.H., 1999. Mapeamento litoestrutural da Região de São José da Safira, Minas Gerais. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Brazil, 54 p.

Noce, C.M., Pedrosa–Soares, A.C., Piuzana, D., Armstrong, R., Laux, J.H., Campos, C. M. de, Medeiros, S.R. de, 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo state, Brazil: Zircon and monazite U–Pb SHRIMP and ID–TIMS data. Revista Brasileira de Geociências 34, 587–592.

Noce, C.M., Pedrosa–Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R. and Piuzana, D., 2007a. Evolution of 164ngles164164on basement complexes in the Araçuaíorogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. Precambrian Research 159, 60–78.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007b. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. Geonomos 15, 17-23.

Novo, T., 2009. Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola–MG: implicações para a conexão Araçuuaí–Ribeira. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 87p.

Novo, T., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Dussin, I., 2010. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco Magmático do Orógeno Araçuaí. Revista Brasileira de Geociências 40, 573-592.

Novo, T.A., 2013. Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico mesoproterozóico e unidade neoproterozóicas do sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS). PhD Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Brazil.

Pedrosa-Soares, A.C.; Meira, L.P. de; Fogaça, A.C.C.; Teixeira, L.E.; Schettino, A. 1986. Seqüência sulfetada no Ribeirão da Folha, Minas Novas, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Boletim de Resumos, p. 119.

Pedrosa-Soares, A.C., Monteiro, R.L.B.P., Noce, C.M, Freitas e Silva, F.H., Oliveira, M.J.R., Schettino, A., 1990. Caracterização de uma seqüência vulcano-sedimentar distal na Faixa Araçuaí, MG: bacia oceânica restrita? In: SBG Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, Boletim de Resumos, p. 308.

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. Journal of South American Earth Sciences 6, 33–47.

Pedrosa-Soares, A.C. 1997. Geologia da Folha Jenipapo.In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares, B.S. Soares-Filho (eds). Projeto Espinhaço em CD-Rom. Belo Horizonte, p. 715-852.

Pedrosa–Soares, A.C., and Noce, C.M., 1998. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo orogen? 14th International Conference on Basement Tectonics. Universidade Federal de Ouro Preto, Abstracts, 35–37.

Pedrosa–Soares, A.C., Vidal, P., Leonardos, O.H., Brito–Neves, B.B., 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí–West Congo Orogen. Geology 26, 519–522.

Pedrosa-Soares, A. C., and Wiedmann-Leonardos, C. M., 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz-Filho, A. & Campos, D. A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 265–285.

Pedrosa–Soares, A.C., Cordani, U.G., Nutman, A., 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: First U–Pb (SHRIMP) data from detrital zircons. Revista Brasileira de Geociências 30, 58–61.

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 orogen formed during Gondwanaland assembly. Precambrian Research 110, 307–323.

Pedrosa–Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C., 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. Geonomos 15, 1–16.

Pedrosa–Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins–Neto, M., 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo Orogen. In: Pankhurst, J.R., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (eds.). West Gondwana: Pre–Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, 294, 153–172.

Pedrosa-Soares, A.C., and Alkmim, F.F., 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen?. Geonomos 19, 244-251.

Pedrosa–Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C., Martins, M., Queiroga, G., Vilela, F., 2011a. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. & Shields–Zhou, G. (eds), The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society, London, Memoirs, 36, 523–534.

Pedrosa–Soares, A.C., De Campo, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, R., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmim, F., 2011b. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. Geological Society, London, Special Publications, 350, 25–51.

Perchuck, L.L. e Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena, S. K., (ed) Kinetics and equilibrium in mineral reaction. P. 199-239. New York, Springer Verlag.

Peres, G.G., Alkmim, F.F., Jordt–Evangelista, H., 2004. The southern Araçuaí belt and the DomSilvério Group: Geologic architecture and tectonic significance. Anais Academia Brasileira de Ciências 76, 771–790.

Petitgirard, S., Vauchez, A., Egydio-Silva, M., Bruguier, O., Camps, P., Monié, P., Babinski, M., Mondou, M., 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): effect of protracted orogeny and slow cooling rate? In: Chardon, D., Rey, P. (Eds.), Hot Orogens Special Issue Tectonophysics 477, 174-196.

Pflug, R., 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. Departamento Nacional de Produção Mineral/Divisão Geologia e Mineralogia, Boletim 226, Rio de Janeiro, 51p.

Pinto, C.P., Drumond, J.B.V., Féboli, W.L. (coord.), 2000. Projeto Leste, Etapas 1 e 2. CPRM–COMIG, Belo Horizonte, CD–ROM.

Powell, R., Holland, T.J.B., Worley, B., 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non–linear equations, with examples using THERMOCALC. Journal of Metamorphic Geology 16, 577–588.

Powell, R. and Holland, T.J.B., 2008. On thermobarometry. Journal of metamorphic geology 26, 155–179.

Python, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J.–A., Arai, S., 2007. Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres. Earth and Planetary Science Letters 255, 289–309.

Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Quéméneur, J., Castañeda, C., 2006. A unidade metassedimentar do ofiolito de Ribeirão da Folha, Orógeno Araçuaí, Minas Gerais: petrografia, geotermobarometria e calcografia. Geonomos 14, 25-35.

Queiroga, G., Pedrosa–Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castañeda, C., Suita, M.T.F., Prichard, F., 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U–Pb zircon dating of a plagiogranite. Geonomos 15, 61–65.

Queiroga, G. N., 2010. Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S. PhD thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Brazil.

Roncato, J., 2009. As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

Rosa, M.L.S., Conceição, H., Macambira, M., Galarza, M.C., Cunha, M., Menezes, R., Marinho, M.M., Cruz-Filho, B.E., Rios, D.C., 2007. Neoproterozoic anorogenic magmatism in the Southern Bahia Alkaline Province of NE Brazil: U–Pb and Pb–Pb ages of the blue sodalite syenites. Lithos 97, 88-97.

Santos, R.F., Alkmim, F.F. & Pedrosa–Soares, A.C., 2009. A Formação Salinas, Orógeno Araçuaí, MG: História deformacional e significado tectônico. Revista Brasileira de Geociências 39, 81–100.

Santosh, M., Rajesh, V.J, Tsunogae, T., Arai, S., 2010. Diopsidites from a Neoproterozoic–Cambrian suture in southern India. Geological Magazine 147, 777–788.

Santosh, M., Xiao, W.J., Tsunogae, T., Chetty, T.R.K., Yellappa, T., 2012. The Neoproterozoic subduction complex in southern India: SIMS zircon U–Pb ages and implications for Gondwana assembly. Precambrian Research 192–195, 190–208.

Silva, C.M.A.de, Gomes, J.B, Caldeira, S.M.B., 1987. Geologia da região de Ribeirão da Folha, município de Minas Novas, MG (área central). Trabalho Geológico de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 71p.

Silva, C.M.T., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C. 2009. Geometria e evolução do feixe de zonas de cisalhamento Manhuaçu – Santa Margarida, Orógeno Araçuaí, MG. Revista da Escola de Minas 62, 23-34.

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

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L. & Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. Precambrian Research 136, 203-240.

Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Teixeira, L.R., Armstrong, R., 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Paleocontinent. Gondwana Research 13, 527-537.

Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Noce, C.M., 2011. Determining the timing of the collisional period of the Araçuaí Orogen by using high resolution U-Pb geochronology on zircon: a contribution to the history of western Gondwana amalgamation. Geonomos 19: 180-197.

Silva, S. L., 2000. Folha Santa Maria do Suaçuí (SE.23–Z–B–III). Escala 1:100.000. In: Projeto Leste. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM. CD–ROM.

Spear F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. Journal of Metamorphic Geology 9, 379-388.

Straathof, G.B., 2011. Neoproterozoic low latitude glaciations: An African perspective. PhD thesis, University of Edinburgh, Scotland.

Suita, M.T.F., Pedrosa–Soares, A.C., Leite, C., Nilson, A.A., Prichard, H., 2004. Complexos Ofiolíticos do Brasil e a Metalogenia Comparada das Faixas Araçuaí e Brasília. In: E. Pereira, R. Castroviejo & Ortiz, F. (eds), Complejos Ofiolíticos em Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos. Ciencia y Tecnología para el Desarrollo–CYTED, Madrid, 101–132.

Tack, L., Wingate, M.T., Liégeois, J.-P., Fernandez-Alonso, M., Deblond, A., 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinian rifting at the western edge of the Congo craton. Precambrian Research 110, 277-306.

Tedeschi, M., 2013. Caracterização do arco magmático do Orógeno Araçuaí entre Frei Inocêncio e Itambacuri, Minas Gerais. MSc thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brazil.

Tedeschi, M., Novo, T.A, Pedrosa–Soares, A.C., Tassinari, C.C., Dussin I.A. 1, Silva, L.C., Gonçalves, L.S., and Alkmim, F.F., 2013. Volcanic arc development in a confined orogenic system (Araçuaí orogen, southeastern Brazil). Submitted to Geology.

Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds.), Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 101–138.

Thiéblemont, D., Prian, J.P., Goujou, J.C., Boulingui, B., Ekogha, H., Kassadou, A.B., Simo-Ndounze, S., Walemba, A., Préat, A., Theunissen, K., Cocherie, A., Guerrot, C., 2011. Timing and characteristics of Neoproterozoic magmatism in SW-Gabon: First geochronogical and geochemical data on the West-Congolian orogen in Gabon (SYSMIN project, Gabon 2005-2009). In: 23 Colloquium of African Geology, posters and abstracts.

Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in 168ngles168 rocks: II.Calculation of some P–T–X (Fe–Mg) phase relations. American Journal of Science 276, 425–454.

Thompson, J.B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in politic schists. American Mineralogist 42, 842-858.

Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). Pan–African–Brasiliano aggregation of South America and Africa, A.A. Balkema, Rotterdam, 350 p.

Uhlein, A., Trompette, R., Alvarenga, C., 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaí–Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). Journal of South American Earth Sciences 12, 435–451.

Uhlein, A., Egydio-silva, M., Trompette, R.R., Vauchez, A., 2007. A glaciação sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. Geonomos 15, 45-60.

Vieira, V.S., 2007. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. Belo Horizonte, Ph.D. thesis, Universidade Federal de Minas Gerais.

Vorhies, S.H. & Ague, J.J., 2011. Pressure–temperature evolution and thermal regimes in the Barrovian zones, Scotland. Journal of the Geological Society, London, 168, 1147–1166.

Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters 64, 295–304.

White, R., Powell, R., and Clarke, G., 2003. Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: Migmatites from Mt. Stafford, Central Australia: Journal of Petrology 44, 1937–1960.

Whitney, D.L., Teyssier, C., Toraman, E., Seaton, N.C.A., Fayon, A.K., 2011. Metamorphic and tectonic evolution of a structurally continuous blueschist–to–Barrovian terrane, Sivrihisar Massif, TurkeyJournal of Metamorphic Geology 29, 193–212.

Whittington, A. G., Connelly, J., Pedrosa-Soares, A. C., Marshak, S. & Alkmim, F. F. 2001.Collapse and melting in a confined orogenic belt: preliminary results from the Neoproterozoic Aracuai belt of eastern Brazil. In: AGU Fall Meeting, Abstract T32B–089. American Geophysical Union 82, 1181–1182.

Winkler, H.G.F., 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. Tradução de Burger-Jr, C. e Freitas, R.O., Ed. Edgard Blücher Ltda, SP, Brazil. Ed. em 168ngles: Springer-Verlag, New York, 4th ed., 1976. 254 p.

Yardley, B.W.D., 2004. Introdução à Petrologia Metamórfica / tradução Fuck R. A. 2. Ed. Editora Universidade de Brasília, Brasília, 432p.

Softwares

GoogleEarth, versão 6.1.0.5001 Beta. Disponível em http://www.earth.google.com. Acesso em: 2010.

Anexo I
Mapa geológico

Anexo II
Resultados da Química Mineral

Anexo II - Tabela de resultados de química mineral

Os resultados referem-se a: nº da amostra-campo analisado-ponto (Ex.: 65-C2-4, amostra E65, campo 2, ponto 4).

Amostra E65

	Na2O	K2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Spot	Mineral analisado	Local
128	0,34	7,99	0,05	10,68	0,00	17,34	20,07	1,36	37,47	95,30	65-C2-1	Bt	Borda
129	0,35	7,81	0,00	10,65	0,01	18,03	19,94	1,44	37,27	95,50	65-C2-2	Bt	Centro
130	0,34	8,17	0,12	10,63	0,03	18,09	20,23	1,38	37,37	96,35	65-C2-3	Bt	Borda
131	0,01	0,03	4,26	3,05	0,83	33,57	21,73	0,01	38,28	101,78	65-C2-4	Grt	Borda
132	0,04	0,00	4,26	3,28	1,38	32,76	21,86	0,01	38,73	102,34	65-C2-5	Grt	Semi-borda
133	0,06	0,01	4,44	3,11	1,72	32,02	21,62	0,01	38,66	101,67	65-C2-6	Grt	Semi-borda
134	0,06	0,03	4,50	3,19	1,58	31,46	21,82	0,05	38,97	101,66	65-C2-7	Grt	Centro
135	0,02	0,01	4,23	3,22	1,54	32,40	21,63	0,00	39,00	102,04	65-C2-8	Grt	Semi-borda
136	0,03	0,01	4,18	3,21	1,38	32,53	21,63	0,03	38,93	101,92	65-C2-9	Grt	Semi-borda
137	0,02	0,00	4,07	3,13	0,98	33,02	21,49	0,00	38,77	101,48	65-C2-10	Grt	Borda
138	1,71	7,66	0,07	0,46	0,03	1,01	37,93	0,37	49,86	99,09	65-C2-11	Musc	Borda
139	1,67	7,48	0,00	0,41	0,00	0,93	38,00	0,38	50,06	98,93	65-C2-12	Musc	Centro
140	1,67	7,91	0,03	0,55	0,00	0,87	37,52	0,35	50,39	99,28	65-C2-13	Musc	Borda
141	0,05	0,02	4,41	2,84	1,05	33,82	21,53	0,01	38,45	102,18	65-C2-14	Grt	Borda
142	0,04	0,01	3,73	3,35	1,34	32,88	21,83	0,01	38,99	102,18	65-C2-15	Grt	Semi-borda
143	0,02	0,01	3,96	3,33	1,35	32,68	21,70	0,04	38,78	101,87	65-C2-16	Grt	Centro
144	0,02	0,02	4,14	3,30	1,19	33,31	22,11	0,05	38,86	103,00	65-C2-17	Grt	Semi-borda
145	0,03	0,01	4,03	3,40	1,06	33,41	21,65	0,00	38,87	102,46	65-C2-18	Grt	Borda
146	0,30	7,68	0,10	10,46	0,04	18,22	19,78	1,47	36,91	94,96	65-C2-19	Bt	Borda
147	0,31	8,39	0,04	10,79	0,00	18,18	20,52	1,56	38,06	97,85	65-C1-1	Bt	Borda
148	0,28	7,71	0,04	10,26	0,02	19,64	19,76	1,44	36,43	95,57	65-C1-2	Bt	Centro
149	0,30	7,96	0,08	10,88	0,00	17,99	20,29	1,34	37,64	96,48	65-C1-3	Bt	Borda
150	0,05	0,02	4,21	2,78	1,17	33,71	21,51	0,00	38,66	102,11	65-C1-4	Grt	Borda
151	0,06	0,02	3,72	3,13	1,38	33,47	21,69	0,03	38,75	102,23	65-C1-5	Grt	Semi-borda
152	0,04	0,02	3,85	3,32	1,25	33,38	21,52	0,01	38,38	101,76	65-C1-6	Grt	Semi-borda
153	0,02	0,01	3,79	3,24	1,35	33,30	22,08	0,04	38,85	102,68	65-C1-7	Grt	Semi-borda
154	0,03	0,02	3,71	3,30	1,54	32,40	21,81	0,00	38,59	101,40	65-C1-8	Grt	Semi-borda
155	0,05	0,02	3,67	3,18	1,55	32,62	21,75	0,00	38,53	101,37	65-C1-9	Grt	Semi-borda
156	0,03	0,02	3,59	3,30	1,68	33,22	21,96	0,00	38,71	102,50	65-C1-10	Grt	Semi-borda
157	0,05	0,00	3,57	3,22	1,64	32,19	21,67	0,04	38,78	101,15	65-C1-11	Grt	Centro
158	0,07	0,02	3,41	3,36	1,62	32,87	21,98	0,00	38,54	101,87	65-C1-12	Grt	Semi-borda
159	0,04	0,00	3,28	3,45	1,52	32,52	21,56	0,00	38,68	101,04	65-C1-13	Grt	Semi-borda
160	0,02	0,00	3,55	3,38	1,52	32,97	21,98	0,05	38,61	102,06	65-C1-14	Grt	Semi-borda
161	0,01	0,01	3,76	3,33	1,37	32,41	21,61	0,03	38,75	101,26	65-C1-15	Grt	Semi-borda
162	0,08	0,01	3,72	3,36	1,26	33,61	21,73	0,03	39,00	102,79	65-C1-16	Grt	Semi-borda
163	0,03	0,00	3,70	3,29	1,31	32,56	21,85	0,02	39,07	101,83	65-C1-17	Grt	Semi-borda
164	0,02	0,00	4,01	3,21	1,02	32,95	21,94	0,00	38,74	101,88	65-C1-18	Grt	Borda
165	1,37	7,76	0,01	0,40	0,06	1,26	35,27	0,32	46,87	93,31	65-C1-19	Musc	Borda
166	1,76	7,79	0,04	0,49	0,03	0,97	37,80	0,31	49,59	98,77	65-C1-20	Musc	Centro
167	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,16	0,02	0,01	101,02	101,26	65-C1-21	Musc	Borda
168	0,00	0,00	0,17	0,00	0,98	1,20	0,00	0,01	0,28	2,64	65-C1-22	Opaco	Centro
169	0,26	6,92	0,04	10,14	0,07	18,02	20,24	1,41	37,46	94,56	65-C3-1	Bt	Semi-borda
170	0,24	6,68	0,05	10,33	0,04	17,44	20,49	1,47	37,51	94,24	65-C3-2	Bt	Semi-borda
171	0,00	0,05	3,99	3,02	0,82	33,24	21,78	0,03	38,87	101,81	65-C3-3	Grt	Borda
172	0,02	0,01	4,46	3,33	1,38	32,01	21,89	0,00	38,90	102,00	65-C3-4	Grt	Semi-borda
173	0,06	0,00	4,65	3,23	1,67	32,02	21,80	0,05	38,84	102,32	65-C3-5	Grt	Centro
174	0,07	0,01	4,62	3,17	1,52	32,46	22,03	0,03	38,86	102,77	65-C3-6	Grt	Semi-borda
175	0,01	0,02	4,00	3,20	0,88	33,55	21,89	0,01	39,00	102,56	65-C3-7	Grt	Borda
176	0,28	7,94	0,12	10,71	0,05	17,94	19,74	1,39	37,14	95,30	65-C3-8	Bt	Semi-borda
177	0,35	7,63	0,03	10,62	0,03	17,53	19,64	1,33	36,58	93,75	65-C3-9	Bt	Semi-borda
234	8,93	0,04	0,00	0,00	2,78	0,09	21,07	0,00	65,97	98,87	65-C2-20	Pl	Centro

235	9,21	0,05	0,04	0,01	2,58	0,00	21,52	0,00	66,79	100,21	65-C1-23	Pl	Semi-borda
236	9,16	0,04	0,00	0,00	2,73	0,09	21,77	0,00	66,98	100,77	65-C1-24	Pl	Semi-borda

Amostra E264

	Na2O	K2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Spot	Mineral analisado	Local
8	0,71	9,87	0,02	0,64	0,02	1,09	35,40	0,63	49,25	97,62	264-C3-1	Musc	borda
9	0,79	9,66	0,00	0,63	0,00	1,08	34,80	0,53	48,73	96,23	264-C3-2	Musc	centro
10	0,85	9,71	0,00	0,57	0,04	1,04	35,41	0,68	49,26	97,57	264-C3-3	Musc	contato
11	0,04	0,02	6,97	2,46	1,56	32,66	20,84	0,02	37,76	102,34	264-C3-4	Grt	borda
12	0,01	0,00	5,56	3,11	1,82	32,42	21,78	0,05	38,52	103,25	264-C3-5	Grt	semi borda
13	0,05	0,03	6,40	2,81	1,49	32,16	20,75	0,01	37,95	101,65	264-C3-6	Grt	centro
14	0,04	0,00	6,24	2,85	1,67	32,42	20,73	0,04	38,03	102,02	264-C3-7	Grt	semi borda
15	0,02	0,01	7,68	2,29	1,24	31,65	20,59	0,02	37,44	100,93	264-C3-8	Grt	contato
16	0,13	9,21	0,17	9,26	0,00	20,05	18,94	2,09	36,29	96,14	264-C3-9	Bt	contato
17	0,17	9,22	0,24	9,12	0,03	19,13	18,60	2,29	35,90	94,69	264-C3-10	Bt	centro
18	0,15	9,23	0,17	9,27	0,00	19,71	19,02	2,25	35,85	95,64	264-C3-11	Bt	borda
19	7,87	0,10	0,00	0,01	5,07	0,00	23,04	0,00	65,30	101,41	264-C2-1	Pl-centro	
20	7,97	0,12	0,00	0,00	4,85	0,05	22,83	0,00	64,89	100,71	264-C2-2	Pl-borda	
21	0,04	0,02	7,67	2,45	1,46	32,35	21,40	0,00	35,88	101,25	264-C1-1	Grt	borda
22	0,00	0,01	6,86	2,82	1,56	32,56	21,25	0,08	36,06	101,20	264-C1-2	Grt	semi borda
23	0,00	0,00	6,23	2,88	1,61	32,74	21,77	0,17	38,84	104,24	264-C1-3	Grt	semi borda
24	0,06	0,00	6,15	2,97	1,64	32,52	21,22	0,15	36,52	101,22	264-C1-4	Grt	semi borda
25	0,04	0,00	6,07	3,04	1,61	32,77	21,33	0,02	36,62	101,50	264-C1-5	Grt	semi borda
26	0,00	0,00	5,86	3,15	1,79	32,82	21,54	0,05	36,68	101,89	264-C1-6	Grt	semi borda
27	0,01	0,00	5,89	3,08	1,68	32,73	21,60	0,18	37,20	102,35	264-C1-7	Grt	centro
28	0,00	0,04	5,71	3,05	1,81	33,06	21,77	0,03	37,11	102,58	264-C1-8	Grt	centro
29	0,00	0,00	6,07	3,03	1,71	33,18	21,56	0,10	37,32	102,97	264-C1-9	Grt	semi borda
30	0,00	0,01	6,20	2,93	1,80	32,03	21,57	0,05	37,32	101,92	264-C1-10	Grt	semi borda
31	0,00	0,01	6,55	2,70	1,65	32,17	21,70	0,02	37,24	102,03	264-C1-11	Grt	semi borda
32	0,03	0,01	6,96	2,67	1,69	32,64	21,59	0,00	37,20	102,78	264-C1-12	Grt	semi borda
33	0,02	0,00	7,04	2,55	1,55	31,24	21,60	0,02	37,61	101,62	264-C1-13	Grt	semi borda
34	0,02	0,02	7,63	2,31	1,50	31,89	21,33	0,01	37,37	102,08	264-C1-14	Grt	borda
35	8,04	0,06	0,03	0,00	4,94	0,14	23,68	0,03	64,38	101,29	264-C1-15	Pl	borda
36	7,92	0,12	0,06	0,00	4,69	0,08	23,16	0,02	64,50	100,55	264-C1-16	Pl	semi borda
37	8,11	0,10	0,02	0,01	4,57	0,02	23,40	0,01	64,50	100,73	264-C1-17	Pl	centro
38	7,91	0,10	0,03	0,01	4,40	0,02	23,02	0,02	64,21	99,70	264-C1-18	Pl	semi borda
39	8,07	0,08	0,04	0,00	4,39	0,09	22,95	0,01	64,48	100,10	264-C1-19	Pl	borda
40	0,15	8,92	0,22	9,59	0,00	19,58	19,55	2,24	36,01	96,26	264-C1-20	Bt	borda
41	0,16	8,29	0,15	9,44	0,03	19,39	18,97	2,24	35,52	94,19	264-C1-21	Bt	centro
42	0,14	9,08	0,18	9,76	0,02	19,35	19,50	2,10	36,54	96,66	264-C1-22	Bt	borda
43	0,80	9,99	0,01	0,63	0,01	1,15	35,74	0,65	47,74	96,73	264-C1-23	Musc	borda
44	0,86	9,90	0,04	0,64	0,01	1,02	35,87	0,60	47,46	96,41	264-C1-24	Musc	centro
45	0,82	9,90	0,07	0,68	0,01	1,22	35,70	0,61	47,64	96,65	264-C1-25	Musc	borda
46	0,03	0,00	1,25	0,74	0,00	45,35	0,00	55,03	0,14	102,55	264-C1-26	Ilm	
47	0,00	0,01	1,14	0,30	0,00	45,90	0,00	57,06	0,04	104,44	264-C1-27	Ilm	
48	0,00	0,02	1,26	0,61	0,05	45,75	0,00	56,57	0,03	104,29	264-C1-28	Ilm	
49	0,02	0,01	5,97	2,94	1,66	31,55	21,59	0,05	38,67	102,45	264-C4-1	Grt	borda
50	0,00	0,02	5,94	3,16	1,42	31,50	21,63	0,02	38,63	102,33	264-C4-2	Grt	semi borda
51	0,01	0,00	5,71	3,22	1,38	31,93	21,88	0,00	38,61	102,73	264-C4-3	Grt	centro
52	0,01	0,00	5,63	3,10	1,52	31,48	21,31	0,06	38,75	101,86	264-C4-4	Grt	semi borda
53	0,02	0,00	7,08	2,56	1,41	31,18	21,46	0,00	38,56	102,28	264-C4-5	Grt	borda
54	0,18	8,84	0,24	9,93	0,04	19,65	19,40	1,67	35,85	95,78	264-C4-6	Bt	borda
55	0,20	9,22	0,09	9,62	0,00	19,12	19,50	1,93	36,20	95,88	264-C4-7	Bt	centro
56	0,20	9,40	0,12	9,81	0,00	19,81	19,19	1,92	35,72	96,16	264-C4-8	Bt	borda
57	0,92	9,93	0,07	0,53	0,03	1,07	35,73	0,70	46,37	95,35	264-C4-9	Musc	borda
58	0,85	9,88	0,10	0,50	0,02	1,06	35,93	0,38	46,82	95,52	264-C4-10	Musc	centro
59	0,94	9,75	0,01	0,56	0,00	1,28	35,85	0,54	46,90	95,82	264-C4-11	Musc	borda

Amostra E270

No.	Na2O	K2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Spot	Mineral analisado	Local
237	0,07	6,34	0,08	6,31	0,01	14,60	20,00	1,38	34,51	83,29	270-C3-1	Bt	Borda
238	0,19	9,04	0,06	9,42	0,00	18,79	19,93	1,92	36,82	96,16	270-C3-2	Bt	Centro
239	0,14	8,77	0,21	9,31	0,05	18,73	20,20	2,02	37,05	96,50	270-C3-3	Bt	Borda
240	7,34	0,06	0,00	0,01	5,90	0,07	24,45	0,01	62,91	100,73	270-C3-4	Pl	Borda
241	7,40	0,11	0,06	0,00	5,96	0,00	24,21	0,00	62,62	100,36	270-C3-5	Pl	Centro
242	7,31	0,11	0,00	0,02	5,77	0,05	24,29	0,00	62,92	100,48	270-C3-6	Pl	Borda
243	0,01	0,00	5,74	2,85	1,77	30,82	21,92	0,02	38,78	101,92	270-C3-7	Grt	Borda
244	0,00	0,00	5,22	3,22	1,70	32,86	21,95	0,02	38,81	103,77	270-C3-8	Grt	Semi-borda
245	0,09	0,11	4,24	2,58	1,82	29,10	26,26	0,00	34,30	98,50	270-C3-9	Grt	Centro
246	0,00	0,03	4,93	3,25	1,78	32,18	21,41	0,02	38,86	102,45	270-C3-10	Grt	Semi-borda
247	0,03	0,01	5,62	2,72	1,84	31,43	21,73	0,02	38,84	102,23	270-C3-11	Grt	Borda
248	0,22	9,11	0,07	9,49	0,01	18,44	19,60	2,39	36,90	96,23	270-C4-1	Bt	Borda
249	0,20	8,73	0,10	9,60	0,02	18,94	19,74	2,34	36,94	96,62	270-C4-2	Bt	Centro
250	0,16	9,17	0,20	9,48	0,00	18,66	19,77	2,21	36,61	96,27	270-C4-3	Bt	Borda
251	7,35	0,05	0,00	0,00	5,88	0,04	23,65	0,02	62,07	99,06	270-C4-4	Pl	Borda
252	7,35	0,16	0,06	0,01	6,05	0,01	23,90	0,00	61,98	99,51	270-C4-5	Pl	Centro
253	7,21	0,08	0,00	0,02	5,94	0,03	24,19	0,00	62,34	99,81	270-C4-6	Pl	Borda
254	0,01	0,00	7,13	2,18	2,17	31,03	21,91	0,00	38,23	102,66	270-C4-7	Grt	Borda
255	0,00	0,00	5,81	2,93	2,13	32,00	21,62	0,01	37,70	102,20	270-C4-8	Grt	Semi-borda
256	0,02	0,02	5,59	3,01	1,82	32,75	21,83	0,00	37,73	102,77	270-C4-9	Grt	Centro
257	0,00	0,02	5,31	3,02	2,06	31,79	21,85	0,00	37,73	101,78	270-C4-10	Grt	Centro
258	0,02	0,00	5,52	2,84	2,07	30,52	21,37	0,00	37,28	99,62	270-C4-11	Grt	Semi-borda
259	0,00	0,01	5,71	2,74	2,06	32,24	21,61	0,02	37,26	101,66	270-C4-12	Grt	Borda
260	0,02	0,01	0,08	0,00	0,01	0,12	0,01	0,03	100,89	101,17	270-C2-1	Pl	Borda
261	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,09	0,02	0,02	100,75	100,94	270-C2-2	Pl	Semi-borda
262	7,47	0,11	0,01	0,00	5,68	0,02	23,52	0,00	62,68	99,49	270-C2-3	Pl	Semi-borda
263	7,27	0,11	0,00	0,00	5,91	0,00	24,00	0,01	61,79	99,08	270-C2-4	Pl	Centro
264	7,25	0,13	0,02	0,00	5,80	0,06	24,23	0,01	62,47	99,98	270-C2-5	Pl	Semi-borda
265	7,19	0,10	0,03	0,00	5,88	0,00	23,99	0,02	62,36	99,57	270-C2-6	Pl	Semi-borda
266	7,24	0,09	0,00	0,00	5,87	0,09	24,10	0,03	62,25	99,67	270-C2-7	Pl	Borda
267	0,19	8,99	0,19	9,36	0,00	18,98	19,69	2,01	36,29	95,69	270-C2-8	Bt	Borda
268	0,13	8,73	0,12	9,48	0,02	19,04	19,58	2,18	36,11	95,39	270-C2-9	Bt	Semi-borda
269	0,14	8,93	0,12	9,45	0,03	18,72	19,48	2,19	36,30	95,36	270-C2-10	Bt	Centro
270	0,16	8,99	0,12	9,51	0,02	19,44	19,60	2,23	36,57	96,63	270-C2-11	Bt	Semi-borda
271	0,15	8,62	0,11	9,57	0,03	19,06	20,01	2,19	37,23	96,97	270-C2-12	Bt	Borda
272	0,00	0,01	5,96	2,69	2,34	31,32	21,57	0,00	38,71	102,59	270-C2-13	Grt	Borda
273	0,02	0,00	5,15	2,96	2,39	32,09	21,88	0,01	38,69	103,18	270-C2-14	Grt	Semi-borda
274	0,02	0,01	5,21	2,98	2,62	31,24	21,91	0,05	38,97	103,00	270-C2-15	Grt	Semi-borda
275	0,02	0,01	4,89	2,93	2,28	31,23	22,05	0,00	38,90	102,31	270-C2-16	Grt	Semi-borda
276	0,00	0,01	4,86	3,20	1,87	31,31	21,74	0,00	39,09	102,07	270-C2-17	Grt	Semi-borda
277	0,01	0,00	4,91	3,20	1,91	31,62	21,73	0,00	38,99	102,37	270-C2-18	Grt	Semi-borda
278	0,00	0,01	4,71	3,39	1,96	32,33	21,63	0,01	38,86	102,90	270-C2-19	Grt	Semi-borda
279	0,05	0,03	4,62	3,39	1,98	32,65	21,64	0,03	38,88	103,26	270-C2-20	Grt	Semi-borda
280	0,01	0,00	4,70	3,34	1,89	31,87	21,79	0,01	38,88	102,49	270-C2-21	Grt	Centro
281	0,01	0,01	4,82	3,35	1,90	31,74	21,79	0,00	39,00	102,63	270-C2-22	Grt	Semi-borda
282	0,00	0,00	4,60	3,27	1,87	32,11	21,88	0,00	38,83	102,55	270-C2-23	Grt	Semi-borda
283	0,01	0,02	4,81	3,34	1,97	32,10	22,09	0,00	39,05	103,39	270-C2-24	Grt	Semi-borda
284	0,00	0,01	4,59	3,29	1,90	31,36	22,02	0,00	39,28	102,44	270-C2-25	Grt	Semi-borda
285	0,01	0,01	4,93	3,12	1,99	31,33	22,07	0,00	38,91	102,36	270-C2-26	Grt	Semi-borda
286	0,02	0,00	5,56	2,95	2,00	31,46	22,16	0,00	38,89	103,04	270-C2-27	Grt	Semi-borda
287	0,00	0,02	5,96	2,63	1,98	30,85	21,53	0,01	38,90	101,86	270-C2-28	Grt	Borda
288	0,00	0,03	5,58	2,84	2,24	31,93	21,74	0,00	37,50	101,85	270-C1-1	Grt	Borda
289	0,01	0,02	5,73	2,74	1,90	32,10	21,84	0,07	38,83	103,22	270-C1-2	Grt	Semi-borda
290	0,05	0,00	4,81	3,41	2,07	32,20	21,74	0,00	38,51	102,79	270-C1-3	Grt	Semi-borda
291	0,00	0,03	4,62	3,40	2,16	31,73	21,81	0,01	38,49	102,24	270-C1-4	Grt	Centro
292	0,01	0,01	5,01	3,40	2,19	32,16	21,60	0,02	38,11	102,50	270-C1-5	Grt	Semi-borda
293	0,00	0,01	5,00	3,32	1,87	32,58	21,91	0,02	39,05	103,75	270-C1-6	Grt	Semi-borda
294	0,07	0,02	5,55	2,76	2,16	31,38	21,81	0,00	38,02	101,78	270-C1-7	Grt	Borda
295	0,12	8,92	0,14	9,06	0,00	17,92	19,39	2,08	35,74	93,37	270-C1-8	Bt	Borda

296	0,19	8,80	0,18	9,47	0,03	17,76	20,17	2,02	36,56	95,17	270-C1-9	Bt	Centro
297	0,21	8,74	0,07	9,61	0,05	17,82	19,93	2,02	37,16	95,59	270-C1-10	Bt	Borda
298	7,25	0,08	0,02	0,00	6,06	0,04	24,09	0,02	62,61	100,17	270-C1-11	Pl	Borda
299	7,36	0,07	0,00	0,02	6,08	0,06	23,69	0,00	62,13	99,40	270-C1-12	Pl	Centro
300	7,24	0,08	0,01	0,00	6,03	0,00	23,51	0,00	61,68	98,54	270-C1-13	Pl	Borda
301	0,00	0,01	1,07	0,52	0,00	44,96	0,00	54,00	0,01	100,57	270-C1-14	Op	Centro

Amostra E272

No.	Na2O	K2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Spot	Mineral analisado	Local
302	0,13	8,95	0,32	9,18	0,02	20,17	19,12	2,68	36,62	97,18	272-C1-1	Bt	Borda
303	0,16	9,19	0,21	9,39	0,02	20,03	19,03	2,65	36,74	97,42	272-C1-2	Bt	Semi-borda
304	0,16	9,01	0,30	9,00	0,01	19,90	19,24	2,76	36,43	96,80	272-C1-3	Bt	Centro
305	0,13	9,04	0,23	9,09	0,00	19,52	19,26	2,68	36,91	96,86	272-C1-4	Bt	Semi-borda
306	0,16	9,19	0,34	9,17	0,02	19,98	19,34	2,73	36,52	97,44	272-C1-5	Bt	Borda
307	0,69	10,29	0,06	0,73	0,01	1,16	35,28	0,82	47,21	96,25	272-C1-6	Musc	Borda
308	0,70	10,24	0,02	0,76	0,01	1,40	35,29	0,85	47,36	96,63	272-C1-7	Musc	Semi-borda
309	0,75	10,36	0,00	0,73	0,04	1,25	34,78	0,83	46,31	95,05	272-C1-8	Musc	Centro
310	0,66	10,32	0,01	0,82	0,02	1,35	34,30	0,80	47,18	95,46	272-C1-9	Musc	Semi-borda
311	0,69	10,04	0,02	0,69	0,00	1,39	34,75	0,82	46,96	95,37	272-C1-10	Musc	Borda
312	0,00	0,03	7,92	2,80	1,71	31,00	21,82	0,00	37,60	102,87	272-C1-11	Grt	Borda
313	0,01	0,01	7,57	2,90	1,96	30,28	21,81	0,00	37,16	101,71	272-C1-12	Grt	Semi-borda
314	0,02	0,02	7,21	2,68	2,62	30,67	21,51	0,03	37,16	101,92	272-C1-13	Grt	Semi-borda
315	0,03	0,02	7,69	2,59	2,97	29,96	21,60	0,00	37,19	102,05	272-C1-14	Grt	Semi-borda
316	0,00	0,03	8,72	1,65	6,05	27,43	21,36	0,06	37,36	102,66	272-C1-15	Grt	Semi-borda
317	0,03	0,02	8,71	1,70	5,61	27,20	21,63	0,06	37,88	102,84	272-C1-16	Grt	Semi-borda
318	0,03	0,00	8,89	1,72	5,27	27,25	21,66	0,07	38,02	102,92	272-C1-17	Grt	Semi-borda
319	0,04	0,01	8,52	2,01	4,70	28,78	21,77	0,04	38,24	104,09	272-C1-18	Grt	Centro
320	0,03	0,02	7,76	2,04	5,31	28,04	21,61	0,06	38,21	103,07	272-C1-19	Grt	Semi-borda
321	0,01	0,01	8,15	1,85	5,97	27,80	21,63	0,08	38,45	103,94	272-C1-20	Grt	Semi-borda
322	0,00	0,01	7,62	2,03	5,56	28,01	21,48	0,04	38,66	103,41	272-C1-21	Grt	Semi-borda
323	0,05	0,01	6,89	2,74	3,12	29,64	21,79	0,05	38,97	103,25	272-C1-22	Grt	Semi-borda
324	0,00	0,00	7,16	2,88	2,58	30,10	21,66	0,01	38,58	102,96	272-C1-23	Grt	Semi-borda
325	0,00	0,00	7,82	2,91	1,97	30,86	21,76	0,02	38,50	103,83	272-C1-24	Grt	Semi-borda
326	0,00	0,01	7,93	2,82	1,79	30,52	21,75	0,00	39,02	103,84	272-C1-25	Grt	Borda
327	7,87	0,14	0,00	0,00	5,19	0,02	23,47	0,02	63,50	100,21	272-C1-26	Pl1	Borda
328	7,67	0,20	0,01	0,00	5,19	0,00	23,36	0,00	63,76	100,19	272-C1-27	Pl1	Centro
329	7,78	0,13	0,04	0,00	5,28	0,02	23,54	0,00	64,08	100,87	272-C1-28	Pl1	Borda
330	7,84	0,14	0,03	0,03	5,27	0,08	23,44	0,00	64,00	100,83	272-C1-29	Pl2	Borda
331	7,78	0,15	0,00	0,03	5,24	0,00	23,48	0,00	64,20	100,88	272-C1-30	Pl2	Semi-borda
332	7,63	0,20	0,00	0,00	5,21	0,10	23,18	0,00	63,97	100,29	272-C1-31	Pl2	Centro
333	7,72	0,15	0,00	0,00	5,10	0,05	23,37	0,01	64,48	100,87	272-C1-32	Pl2	Semi-borda
334	7,66	0,17	0,04	0,00	5,23	0,00	23,28	0,01	64,08	100,48	272-C1-33	Pl2	Borda
335	0,14	9,66	0,25	9,23	0,00	19,56	19,22	2,82	36,16	97,05	272-C3-1	Bt	Borda
336	0,14	9,45	0,22	9,06	0,00	19,63	19,19	2,82	36,61	97,12	272-C3-2	Bt	Centro
337	0,18	9,69	0,25	8,89	0,01	20,03	18,92	2,85	36,26	97,08	272-C3-3	Bt	Borda
338	0,00	0,00	7,69	2,85	1,78	30,41	21,71	0,02	38,60	103,05	272-C3-4	Grt	Borda
339	0,02	0,00	9,20	1,63	6,07	26,12	21,41	0,05	38,93	103,41	272-C3-5	Grt	Semi-borda
340	0,00	0,02	9,39	1,85	5,25	26,56	21,51	0,07	38,95	103,60	272-C3-6	Grt	Semi-borda
341	0,00	0,00	7,21	2,80	1,85	31,32	21,42	0,01	39,02	103,62	272-C3-7	Grt	Centro
342	0,03	0,00	7,80	2,76	1,97	30,12	21,38	0,03	38,61	102,71	272-C3-8	Grt	Semi-borda
343	0,02	0,02	8,14	2,26	4,77	28,38	21,75	0,06	38,47	103,85	272-C3-9	Grt	Semi-borda
344	0,00	0,03	8,48	2,59	1,54	29,76	21,97	0,04	38,48	102,88	272-C3-10	Grt	Borda
345	0,71	10,40	0,08	0,65	0,01	1,14	36,04	0,90	49,46	99,38	272-C3-11	Musc	Borda
346	0,67	9,87	0,01	0,68	0,00	1,10	36,00	0,92	48,99	98,24	272-C3-12	Musc	Centro
347	0,67	10,17	0,04	0,70	0,00	1,16	35,60	1,01	48,96	98,32	272-C3-13	Musc	Borda
348	7,92	0,11	0,00	0,00	5,48	0,11	23,57	0,03	64,02	101,24	272-C3-14	Pl	Borda
349	7,81	0,15	0,00	0,00	5,08	0,05	23,43	0,00	63,61	100,12	272-C3-15	Pl	Centro
350	7,77	0,09	0,04	0,00	5,28	0,01	23,43	0,00	64,05	100,67	272-C3-16	Pl	Borda
351	0,17	9,65	0,28	9,05	0,01	19,32	19,00	2,93	36,30	96,70	272-C2-1	Bt	Borda

352	0,18	9,35	0,34	8,82	0,02	19,06	19,11	3,00	35,74	95,61	272-C2-2	Bt	Centro
353	0,19	9,42	0,24	8,95	0,04	20,05	19,52	2,97	36,56	97,93	272-C2-3	Bt	Borda
354	0,03	0,00	9,84	2,40	1,48	30,28	21,53	0,00	38,07	103,63	272-C2-4	Grt	Borda
355	0,00	0,01	7,53	2,81	1,55	30,55	21,65	0,02	38,61	102,73	272-C2-5	Grt	Semi-borda
356	0,04	0,02	7,70	2,88	1,66	31,05	21,70	0,04	38,35	103,42	272-C2-6	Grt	Centro
357	0,01	0,00	7,62	2,83	1,58	30,57	21,96	0,00	38,64	103,21	272-C2-7	Grt	Semi-borda
358	0,02	0,00	8,53	2,71	1,52	30,46	21,86	0,00	38,58	103,69	272-C2-8	Grt	Borda
359	7,82	0,13	0,07	0,01	4,99	0,00	23,34	0,00	64,00	100,36	272-C2-9	Pl	Borda
360	8,05	0,15	0,00	0,00	5,18	0,00	23,46	0,00	64,59	101,42	272-C2-10	Pl	Centro
361	7,86	0,11	0,03	0,00	5,15	0,00	23,25	0,00	63,40	99,81	272-C2-11	Pl	Centro
362	7,14	0,16	0,02	0,00	5,11	0,04	23,60	0,01	64,94	101,02	272-C2-12	Pl	Borda

Amostra E278

	Na2O	K2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Spot	Mineral analisado	Local
179	4,98	0,07	0,00	0,01	2,65	0,05	22,82	0,00	69,97	100,55	278-C6-2	Pl	Semi-borda
180	0,27	7,81	0,18	10,16	0,04	18,06	19,70	2,14	36,44	94,79	278-C6-3	Bt	Semi-borda
181	0,25	8,01	0,16	10,41	0,02	18,11	19,50	2,17	36,49	95,11	278-C6-4	Bt	Semi-borda
182	0,01	0,01	6,87	3,15	1,01	30,42	21,79	0,01	38,96	102,23	278-C6-5	Grt	Borda
183	0,03	0,00	5,81	3,54	1,24	30,43	21,65	0,01	38,52	101,23	278-C6-6	Grt	Centro
184	0,00	0,00	6,49	3,11	0,92	31,28	21,78	0,00	38,22	101,80	278-C6-7	Grt	Borda
185	0,25	6,97	0,19	10,04	0,00	18,03	19,87	2,03	36,59	93,98	278-C6-8	Bt	Semi-borda
186	0,35	7,79	0,22	10,34	0,02	17,72	20,15	2,14	37,15	95,87	278-C6-9	Bt	Semi-borda
187	9,02	0,04	0,03	0,00	2,68	0,02	21,90	0,02	67,24	100,96	278-C1-1	Pl	Borda
188	9,02	0,08	0,00	0,01	2,63	0,00	21,77	0,00	67,43	100,94	278-C1-2	Pl	Semi-borda
189	8,97	0,11	0,02	0,01	2,65	0,05	22,11	0,02	67,39	101,32	278-C1-3	Pl	Semi-borda
190	9,07	0,08	0,02	0,01	2,69	0,04	22,09	0,02	67,66	101,67	278-C1-4	Pl	Centro
191	8,71	0,08	0,01	0,01	2,64	0,00	22,10	0,03	67,72	101,30	278-C1-5	Pl	Semi-borda
192	8,86	0,07	0,00	0,01	2,49	0,01	22,40	0,00	67,98	101,82	278-C1-6	Pl	Semi-borda
193	8,84	0,09	0,01	0,00	2,60	0,01	22,02	0,01	67,58	101,15	278-C1-7	Pl	Semi-borda
194	8,84	0,10	0,03	0,01	2,52	0,02	21,62	0,01	66,23	99,37	278-C1-8	Pl	Borda
195	0,32	7,83	0,16	10,29	0,00	18,14	19,50	2,21	36,99	95,43	278-C9-1	Bt	Borda
196	0,33	7,91	0,12	10,21	0,00	18,17	20,01	2,13	37,08	95,96	278-C9-2	Bt	Centro
197	0,31	8,02	0,17	10,38	0,00	18,27	19,93	1,98	36,98	96,04	278-C9-3	Bt	Borda
198	0,00	0,03	7,55	2,85	0,90	30,64	21,85	0,00	37,93	101,76	278-C9-4	Grt	Borda
199	0,04	0,01	6,90	3,25	0,89	31,72	21,96	0,14	37,94	102,86	278-C9-5	Grt	Semi-borda
200	0,01	0,00	6,38	3,17	1,24	32,11	21,94	0,00	38,27	103,12	278-C9-6	Grt	Centro
201	0,03	0,03	6,12	3,16	1,17	31,56	21,94	0,00	37,99	102,00	278-C9-7	Grt	Semi-borda
202	0,05	0,02	7,42	3,02	0,86	31,50	21,90	0,05	38,47	103,28	278-C9-8	Grt	Borda
203	1,34	8,50	0,00	0,50	0,03	0,82	37,19	0,62	49,44	98,43	278-C9-9	Musc	Borda
204	1,14	8,81	0,00	0,65	0,00	0,90	36,87	0,55	49,63	98,53	278-C9-10	Musc	Centro
205	1,20	8,72	0,00	0,62	0,02	0,88	37,35	0,73	49,39	98,91	278-C9-11	Musc	Borda
206	9,06	0,04	0,02	0,00	2,58	0,00	22,05	0,01	67,89	101,64	278-C9-12	Pl	Borda
207	9,03	0,07	0,00	0,00	2,72	0,05	21,96	0,03	68,57	102,42	278-C9-13	Pl	Centro
208	8,90	0,06	0,00	0,01	2,64	0,06	21,85	0,03	67,92	101,47	278-C9-14	Pl	Borda
209	1,18	8,49	0,04	0,56	0,01	1,14	37,51	0,65	50,22	99,80	278-C4-1	Musc	Borda
210	1,07	7,73	0,00	0,51	0,01	1,83	37,46	0,64	49,55	98,80	278-C4-2	Musc	Semi-borda
211	1,23	8,41	0,03	0,47	0,00	0,87	37,75	0,53	49,98	99,27	278-C4-3	Musc	Borda
212	0,00	0,00	7,16	2,82	0,91	30,90	21,84	0,02	38,83	102,48	278-C4-4	Grt	Borda
213	0,00	0,03	6,46	3,13	1,08	31,39	21,99	0,01	38,72	102,81	278-C4-5	Grt	Semi-borda
214	0,05	0,02	5,77	3,46	0,94	31,20	22,04	0,03	39,09	102,59	278-C4-6	Grt	Semi-borda
215	0,06	0,03	5,97	3,29	0,89	31,45	21,94	0,00	38,96	102,58	278-C4-7	Grt	Semi-borda
216	0,01	0,00	5,90	3,36	0,94	31,43	21,89	0,02	39,20	102,74	278-C4-8	Grt	Semi-borda
217	0,03	0,02	5,88	3,25	0,90	31,45	21,72	0,00	38,77	102,02	278-C4-9	Grt	Semi-borda
218	0,02	0,03	5,63	3,48	1,10	32,51	22,13	0,00	38,89	103,78	278-C4-10	Grt	Semi-borda
219	0,01	0,02	5,68	3,47	0,90	31,77	21,84	0,01	38,88	102,58	278-C4-11	Grt	Centro
220	0,01	0,02	5,43	3,51	0,89	32,60	21,84	0,05	38,59	102,94	278-C4-12	Grt	Centro
221	0,03	0,05	5,40	3,47	1,04	30,97	21,75	0,05	38,78	101,55	278-C4-13	Grt	Semi-borda
222	0,03	0,02	5,17	3,43	1,12	31,22	21,81	0,05	39,05	101,90	278-C4-14	Grt	Semi-borda
223	0,03	0,03	5,19	3,41	1,06	31,96	22,05	0,00	38,88	102,60	278-C4-15	Grt	Semi-borda

224	0,03	0,01	5,91	3,47	1,14	31,10	21,88	0,02	38,81	102,36	278-C4-16	Grt	Semi-borda
225	0,04	0,01	5,74	3,28	1,14	31,31	21,74	0,02	38,67	101,96	278-C4-17	Grt	Semi-borda
226	0,03	0,02	6,75	3,13	1,05	31,70	21,78	0,04	37,79	102,29	278-C4-18	Grt	Semi-borda
227	0,01	0,01	6,99	2,84	0,88	31,74	21,92	0,03	39,09	103,52	278-C4-19	Grt	Borda
228	0,31	8,46	0,12	10,09	0,01	18,81	19,74	2,61	36,74	96,88	278-C4-20	Bt	Borda
229	0,31	8,41	0,22	10,10	0,04	18,31	19,42	2,57	36,85	96,23	278-C4-21	Bt	Centro
230	0,32	8,60	0,19	10,30	0,02	17,98	19,47	2,61	36,98	96,47	278-C4-22	Bt	Borda
231	9,07	0,08	0,05	0,00	2,82	0,15	21,36	0,00	65,74	99,27	278-C4-23	Pl	Borda
232	9,06	0,11	0,04	0,00	2,62	0,10	21,64	0,02	65,73	99,32	278-C4-24	Pl	Centro
233	8,90	0,11	0,08	0,00	2,81	0,07	21,59	0,01	65,65	99,21	278-C4-25	Pl	Borda

Amostra E302

	Na2O	K2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Spot	Mineral analisado	Local
61	0,03	0,00	0,21	1,76	0,00	13,78	54,37	0,57	28,47	99,19	302-C7-1	Est	Borda
62	0,00	0,02	0,28	1,77	0,00	13,71	54,37	0,54	28,40	99,08	302-C7-2	Est	Semi-borda
63	0,03	0,00	0,25	1,89	0,01	13,59	54,39	0,61	28,76	99,52	302-C7-3	Est	Semi-borda
64	0,00	0,01	0,32	1,78	0,00	13,69	54,28	0,58	28,20	98,87	302-C7-4	Est	Semi-borda
65	0,00	0,01	0,28	1,73	0,00	13,36	54,51	0,54	27,72	98,16	302-C7-5	Est	Semi-borda
66	0,00	0,01	0,24	1,83	0,00	13,61	54,37	0,52	27,82	98,40	302-C7-6	Est	Centro
67	0,01	0,00	0,10	1,87	0,01	13,57	54,29	0,52	27,78	98,14	302-C7-7	Est	Semi-borda
68	0,02	0,01	0,23	1,80	0,00	13,46	53,73	0,58	28,46	98,29	302-C7-8	Est	Semi-borda
69	0,00	0,00	0,29	1,69	0,00	13,29	54,06	0,59	27,60	97,51	302-C7-9	Est	Semi-borda
70	0,02	0,00	0,29	1,74	0,01	13,16	53,50	0,51	27,90	97,13	302-C7-10	Est	Semi-borda
71	0,00	0,02	0,18	1,79	0,00	13,01	54,06	0,60	28,27	97,93	302-C7-11	Est	Borda
72	0,02	0,01	4,15	2,97	1,19	33,76	21,72	0,05	38,55	102,42	302-C7-12	Grt	Borda
73	0,03	0,01	4,37	3,07	1,18	33,94	21,53	0,00	38,16	102,28	302-C7-13	Grt	Semi-borda
74	0,04	0,02	4,23	3,01	1,04	33,33	21,49	0,01	37,86	101,03	302-C7-14	Grt	Centro
75	0,01	0,00	4,08	2,99	1,01	33,80	21,92	0,03	37,96	101,80	302-C7-15	Grt	Semi-borda
76	0,00	0,01	4,32	2,94	0,76	33,87	21,66	0,03	37,73	101,32	302-C7-16	Grt	Borda
77	0,27	8,05	0,05	10,18	0,00	18,14	19,31	1,61	36,26	93,88	302-C7-17	Bt	Borda
78	0,22	8,08	0,00	10,47	0,03	18,18	19,21	1,58	36,30	94,06	302-C7-18	Bt	Centro
79	0,21	8,38	0,09	10,40	0,00	18,69	19,32	1,50	36,26	94,86	302-C7-19	Bt	Borda
80	1,47	8,20	0,00	0,47	0,00	0,82	37,40	0,45	48,40	97,20	302-C7-20	Musc	Borda
81	1,50	8,38	0,00	0,40	0,03	0,91	36,89	0,26	48,26	96,61	302-C7-21	Musc	Centro
82	1,29	8,41	0,03	0,45	0,03	0,83	37,03	0,28	48,25	96,60	302-C7-22	Musc	Borda
83	0,01	0,03	0,23	1,76	0,00	13,47	54,05	0,57	28,57	98,68	302-C1-1	Est	Borda
84	0,00	0,00	0,31	1,79	0,02	13,33	54,37	0,57	28,02	98,39	302-C1-2	Est	Semi-borda
85	0,00	0,00	0,29	1,71	0,03	13,28	55,07	0,58	27,56	98,50	302-C1-3	Est	Centro
86	0,00	0,00	0,18	1,66	0,00	13,07	54,92	0,55	27,37	97,74	302-C1-4	Est	Semi-borda
87	0,02	0,00	0,28	1,65	0,03	13,31	54,73	0,58	27,82	98,43	302-C1-5	Est	Borda
88	0,02	0,00	4,79	3,04	1,11	33,35	21,95	0,06	38,31	102,63	302-C1-6	Grt	Borda
89	0,04	0,00	4,27	3,01	1,01	33,79	21,80	0,00	38,50	102,42	302-C1-7	Grt	Semi-borda
90	0,03	0,04	5,55	3,06	1,04	32,70	21,85	0,01	38,83	103,09	302-C1-8	Grt	Centro
91	0,01	0,00	5,93	2,93	0,94	33,10	21,83	0,04	38,49	103,26	302-C1-9	Grt	Semi-borda
92	0,02	0,02	5,24	3,04	1,01	32,98	21,65	0,04	38,23	102,22	302-C1-10	Grt	Semi-borda
93	0,04	0,00	4,28	2,99	0,98	33,32	21,80	0,08	38,84	102,32	302-C1-11	Grt	Borda
94	0,32	8,18	0,12	10,52	0,04	18,09	19,77	1,35	37,01	95,39	302-C1-12	Bt	Borda
95	0,28	8,00	0,16	10,31	0,03	18,43	19,55	1,30	36,95	95,01	302-C1-13	Bt	Centro
96	0,27	7,62	0,11	10,63	0,03	18,21	19,62	1,36	36,39	94,24	302-C1-14	Bt	Borda
97	0,00	0,01	4,60	3,15	0,93	33,88	21,52	0,01	38,51	102,61	302-C2-1	Grt	Borda
98	0,03	0,00	5,53	2,98	1,01	32,29	21,68	0,03	38,56	102,11	302-C2-2	Grt	Centro
99	0,01	0,00	4,53	3,05	0,93	33,10	21,57	0,05	38,81	102,04	302-C2-3	Grt	Borda
100	1,52	8,20	0,00	0,46	0,03	0,93	37,21	0,36	48,67	97,38	302-C2-4	Musc	Borda
101	1,48	8,29	0,00	0,50	0,00	0,89	37,19	0,32	48,91	97,58	302-C2-5	Musc	Borda
102	0,03	0,01	0,31	1,70	0,00	13,32	54,45	0,58	28,15	98,54	302-C8-1	Est	Borda
103	0,00	0,00	0,30	1,75	0,00	13,00	54,33	0,59	27,99	97,94	302-C8-2	Est	Centro
104	0,02	0,00	0,25	1,66	0,00	13,47	54,35	0,65	28,24	98,64	302-C8-3	Est	Borda
105	0,01	0,01	4,15	2,85	0,88	33,68	21,94	0,05	38,35	101,90	302-C3-1	Grt	Borda
106	0,04	0,00	4,42	3,07	1,10	33,41	21,86	0,07	38,05	102,01	302-C3-2	Grt	Semi-borda

107	0,01	0,00	5,02	3,07	1,38	33,01	21,75	0,00	37,74	102,00	302-C3-3	Grt	Semi-borda
109	0,02	0,00	6,99	2,71	0,64	30,56	21,45	0,01	38,09	100,48	302-C3-5	Grt	Semi-borda
110	0,02	0,00	7,93	2,68	0,46	30,52	21,59	0,00	38,07	101,28	302-C3-6	Grt	Semi-borda
111	0,03	0,02	8,34	2,49	0,45	29,20	19,74	0,00	35,75	96,02	302-C3-7	Grt	Semi-borda
112	0,05	0,01	8,29	2,76	0,53	28,72	20,95	0,02	37,81	99,13	302-C3-8	Grt	Centro
113	0,03	0,01	8,28	2,67	0,50	29,25	21,18	0,02	37,58	99,51	302-C3-9	Grt	Semi-borda
114	0,04	0,00	7,97	2,65	0,67	29,74	21,21	0,00	37,99	100,28	302-C3-10	Grt	Semi-borda
115	0,03	0,03	7,10	2,76	1,45	31,26	21,88	0,08	38,61	103,20	302-C3-11	Grt	Semi-borda
116	0,01	0,00	6,50	2,82	1,11	30,74	21,64	0,02	38,77	101,59	302-C3-12	Grt	Semi-borda
117	0,03	0,01	5,63	2,92	1,20	31,79	21,37	0,10	38,80	101,84	302-C3-13	Grt	Semi-borda
118	0,03	0,00	4,81	3,02	0,94	32,76	21,89	0,01	38,69	102,14	302-C3-14	Grt	Semi-borda
119	0,02	0,02	4,65	2,96	0,75	33,45	21,70	0,01	38,25	101,82	302-C3-15	Grt	Borda
120	0,31	7,71	0,04	10,79	0,02	18,60	20,18	1,35	37,33	96,33	302-C3-16	Bt	Borda
121	0,23	7,67	0,09	10,35	0,01	17,14	19,48	1,38	36,61	92,96	302-C3-17	Bt	Centro
122	0,22	7,60	0,14	10,28	0,01	17,76	19,58	1,26	36,61	93,47	302-C3-18	Bt	Borda
123	1,53	8,05	0,03	0,49	0,02	0,80	37,24	0,35	49,73	98,24	302-C3-19	Musc	Borda
124	1,48	7,98	0,02	0,45	0,00	0,80	37,11	0,48	49,45	97,78	302-C3-20	Musc	Centro
125	1,45	8,19	0,00	0,43	0,01	0,71	37,01	0,36	49,42	97,57	302-C3-21	Musc	Borda
126	0,00	0,00	1,23	0,23	0,02	42,66	0,00	53,04	0,08	97,26	302-C3-22	Opaco	Borda
127	0,01	0,03	0,98	0,62	0,02	44,49	0,01	52,58	0,14	98,86	302-C3-23	Opaco	Centro
438	9,13	0,08	0,05	0,00	2,39	0,09	21,81	0,00	68,64	102,20	302-C3-24	Plagioclásio	Borda
439	9,12	0,03	0,00	0,02	2,37	0,16	21,50	0,02	68,01	101,24	302-C3-25	Plagioclásio	Centro
440	9,08	0,07	0,00	0,00	2,45	0,04	21,57	0,01	67,98	101,18	302-C3-26	Plagioclásio	Borda
441	8,99	0,04	0,00	0,00	2,43	0,07	21,43	0,00	67,26	100,22	302-C3-27	Plagioclásio	Ponto
442	9,02	0,05	0,00	0,00	2,40	0,05	21,15	0,02	66,66	99,34	302-C3-28	Plagioclásio	Ponto
443	8,72	0,07	0,00	0,01	2,84	0,12	21,69	0,03	66,67	100,14	302-C3-29	Plagioclásio	Ponto

Amostra E118

No.	Na2O	K2O	MnO	MgO	CaO	FeO	Al2O3	TiO2	SiO2	Total	Spot	Mineral analisado	Local
363	0,07	0,04	0,17	0,02	23,31	0,21	1,72	29,82	25,03	80,37	118-C7-1	Tit	
364	0,62	0,64	0,44	9,59	11,58	12,88	9,37	0,34	43,16	88,61	118-C7-2	Hbl	
365	0,08	10,12	0,06	17,94	0,02	12,08	15,42	1,61	38,15	95,47	teste biotita		
366	1,87	0,17	0,19	14,90	12,43	11,11	14,44	1,49	42,42	99,01	teste arenal		
367	0,00	0,00	0,05	0,00	28,70	0,22	2,13	38,76	31,39	101,25	118-C7-3	Tit	Semi-borda
368	0,02	0,02	0,12	0,00	29,79	0,34	1,69	39,87	31,31	103,16	118-C7-4	Tit	Semi-borda
369	0,54	0,40	0,50	12,77	12,92	14,16	6,58	0,32	50,00	98,19	118-C7-5	Anf	Centro
370	0,61	0,41	0,62	12,05	12,90	14,79	7,72	0,31	47,66	97,06	118-C7-6	Anf	Borda
371	0,39	0,24	0,55	13,75	13,00	13,49	4,77	0,15	50,92	97,24	118-C7-7	Anf	Centro
372	0,56	0,43	0,49	12,20	13,05	14,58	7,50	0,27	48,14	97,23	118-C7-8	Anf	Borda
373	0,01	0,01	0,17	0,05	25,39	5,05	29,68	0,01	39,92	100,29	118-C2-1	Ep	Borda
374	0,00	0,01	0,23	0,01	24,83	4,66	29,85	0,03	40,18	99,78	118-C2-2	Ep	Semi-borda
375	0,02	0,08	0,17	0,02	24,11	5,00	28,83	0,01	40,80	99,05	118-C2-3	Ep	Semi-borda
376	0,02	0,01	0,14	0,02	25,11	5,09	29,31	0,00	39,75	99,44	118-C2-4	Ep	Centro
377	0,02	0,00	0,21	0,03	24,28	5,81	28,39	0,01	39,73	98,46	118-C2-5	Ep	Semi-borda
378	0,41	0,30	0,65	13,42	12,69	13,59	5,40	0,18	52,01	98,64	118-C2-6	Ep	Semi-borda
379	0,57	0,49	0,43	11,80	12,63	14,46	8,74	0,33	48,62	98,08	118-C2-7	Ep	Borda
380	0,00	0,00	0,27	0,15	21,21	6,19	25,19	0,16	37,20	90,36	118-C2-8	All	Borda
381	0,04	0,01	0,30	0,19	21,23	6,21	25,29	0,20	37,49	90,95	118-C2-9	All	Centro
382	0,00	0,00	0,26	0,18	20,99	6,52	24,97	0,18	37,05	90,15	118-C2-10	All	Borda
383	0,86	0,84	0,60	10,20	12,78	16,03	11,80	0,43	46,53	100,05	118-C2-11	Anf	Borda
384	0,64	0,47	0,50	11,36	12,76	14,83	9,41	0,28	49,03	99,27	118-C2-12	Anf	Centro
385	0,61	0,65	0,62	11,29	12,65	14,99	9,38	0,35	48,39	98,93	118-C2-13	Anf	Borda
386	6,32	0,06	0,02	0,02	7,77	0,01	25,77	0,00	60,34	100,31	118-C2-14	Pl	Borda
387	6,48	0,06	0,04	0,01	7,80	0,03	25,88	0,01	61,02	101,33	118-C2-15	Pl	Centro
388	6,53	0,12	0,00	0,00	7,34	0,15	25,45	0,00	61,43	101,02	118-C2-16	Pl	Borda
389	0,44	0,00	0,07	0,00	20,01	0,06	35,54	0,00	44,99	101,12	118-C2-17	Pl	Borda
390	0,72	0,01	0,06	0,00	18,97	0,10	34,23	0,01	44,76	98,86	118-C2-18	Pl	Semi-borda
391	0,44	0,02	0,04	0,00	20,39	0,03	35,99	0,02	45,25	102,20	118-C2-19	Pl	Centro
392	0,51	0,00	0,09	0,00	20,16	0,02	35,58	0,02	45,51	101,89	118-C2-20	Pl	Semi-borda

393	0,40	0,00	0,00	0,00	20,40	0,09	35,96	0,02	45,15	102,02	118-C2-21	Pl	Centro
394	0,02	0,02	8,40	1,21	13,92	17,78	21,75	0,05	39,42	102,55	118-C6-2	Grt	Borda
395	0,01	0,01	8,42	0,98	16,07	15,75	21,79	0,05	39,36	102,46	118-C6-3	Grt	Semi-borda
396	0,00	0,00	8,69	1,05	15,24	16,58	21,71	0,07	39,29	102,62	118-C6-4	Grt	Centro
397	0,02	0,03	8,00	1,11	14,55	17,18	21,71	0,00	39,35	101,95	118-C6-5	Grt	Centro
398	0,01	0,01	8,26	1,20	14,38	17,02	21,54	0,08	39,36	101,85	118-C6-6	Grt	Semi-borda
399	0,00	0,00	8,79	1,13	13,81	17,71	21,73	0,04	39,33	102,53	118-C6-7	Grt	Borda
400	0,68	0,60	0,52	11,47	12,43	15,41	9,36	0,36	48,90	99,73	118-C6-8	Anf	Borda
401	0,69	0,62	0,49	11,34	12,29	15,22	9,64	0,34	47,90	98,53	118-C6-9	Anf	Semi-borda
402	0,03	0,00	0,01	0,00	55,05	0,32	0,01	0,01	0,05	55,49	118-C6-10	Anf	Semi-borda
403	0,34	0,15	0,50	14,60	12,59	13,79	4,21	0,14	53,50	99,83	118-C6-11	Anf	Centro
404	0,27	0,08	0,50	15,27	13,17	13,26	3,00	0,09	55,30	100,95	118-C6-12	Anf	Centro
405	0,35	0,20	0,52	14,21	12,87	13,87	4,24	0,10	53,50	99,86	118-C6-13	Anf	Semi-borda
406	0,46	0,35	0,48	13,27	12,62	13,70	5,93	0,14	51,73	98,67	118-C6-14	Anf	Semi-borda
407	0,26	0,19	0,67	15,41	13,02	12,78	3,36	0,10	56,03	101,82	118-C6-15	Anf	Borda
408	0,08	7,67	0,33	12,59	0,07	18,85	17,54	1,32	36,88	95,33	118-C4-1	Fgp	Borda
409	0,04	5,01	0,42	13,42	0,04	20,15	18,36	1,13	33,80	92,37	118-C4-2	Fgp	Centro
410	0,02	4,50	0,36	14,14	0,24	20,08	18,40	1,41	33,51	92,65	118-C4-3	Fgp	Borda
411	0,64	0,53	0,50	12,00	12,66	15,04	8,35	0,36	49,27	99,34	118-C3-1	Anf	Borda
412	0,47	0,48	0,62	12,62	12,46	14,38	7,08	0,39	50,38	98,88	118-C3-2	Anf	Semi-borda
413	0,48	0,43	0,58	12,62	12,57	13,76	7,11	0,34	50,35	98,25	118-C3-3	Anf	Semi-borda
414	0,52	0,60	0,52	12,31	12,63	14,82	7,77	0,53	49,46	99,16	118-C3-4	Anf	Centro
415	0,54	0,49	0,50	12,08	12,43	14,52	7,86	0,42	49,64	98,48	118-C3-5	Anf	Semi-borda
416	0,42	0,29	0,51	13,44	12,61	13,96	5,62	0,27	51,88	99,00	118-C3-6	Anf	Semi-borda
417	0,41	0,39	0,68	13,80	12,63	14,18	5,41	0,19	52,20	99,88	118-C3-7	Anf	Borda
418	0,02	0,00	0,14	0,00	30,37	0,20	2,06	39,86	31,18	103,83	118-C1-1	Tit	Borda
419	0,03	0,03	0,12	0,00	29,96	0,30	2,37	39,83	31,38	104,01	118-C1-2	Tit	Centro
420	0,03	0,02	0,09	0,00	29,62	0,25	1,68	40,75	31,22	103,66	118-C1-3	Tit	Borda
421	0,01	0,01	0,19	0,11	22,63	6,01	26,68	0,15	37,94	93,73	118-C1-4	Czs	Borda
422	0,00	0,03	0,18	0,11	22,97	6,07	27,24	0,18	38,52	95,29	118-C1-5	Czs	Centro
423	0,00	0,02	0,25	0,12	22,93	5,52	27,25	0,15	38,44	94,69	118-C1-6	Czs	Borda
424	0,00	0,00	0,25	0,00	25,03	5,21	29,00	0,03	39,63	99,16	118-C1-7	Ep	Borda
425	0,01	0,01	0,23	0,02	24,83	5,82	28,72	0,06	39,56	99,25	118-C1-8	Ep	Centro
426	0,01	0,01	0,17	0,02	25,48	3,80	30,48	0,00	40,42	100,39	118-C1-9	Ep	Borda
432	0,48	0,38	0,59	12,93	12,87	13,90	6,44	0,43	50,80	98,82	118-C1-15	Anf	Borda
433	0,55	0,35	0,54	12,74	12,99	14,47	6,91	0,31	50,40	99,26	118-C1-16	Anf	Centro
434	0,53	0,44	0,63	12,39	12,91	13,85	7,13	0,29	50,05	98,22	118-C1-17	Anf	Borda
435	0,75	0,79	0,61	10,13	13,03	15,91	11,45	0,46	46,24	99,36	118-C1-18	Anf	Borda
436	0,49	0,40	0,59	13,05	13,11	14,07	6,21	0,25	51,32	99,48	118-C1-19	Anf	Centro
437	0,56	0,41	0,65	11,96	12,71	14,63	8,42	0,34	49,13	98,81	118-C1-20	Anf	Borda

Anexo III
Resultados de Geocronologia U-Pb

Tabela 1. Dados U-Pb (SHRIMP) para zircões ígneos da amostra E15, banda félsica do complexo Guanhães em zona de cisalhamento. Colunas tachadas referem-se a dados descartados e em negrito e itálico a zircões herdados.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb^c$ %	Isotope ratios							Age (Ma)						%
						$^{207}Pb^*/^{235}U$	± (%)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	± (%)	ρ	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	± (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc.
~~**E15A-1.1**~~	~~1475,99~~	~~56,66~~	~~0,04~~	~~662,99~~	~~0,1020~~	~~14,292872~~	~~3,20~~	~~0,522323~~	~~3,20~~	~~1,00~~	~~0,198463~~	~~0,18~~	~~2709~~	~~71~~	~~2769~~	~~89~~	~~2814~~	~~3~~	~~4~~
E15A-2.1	***497,94***	***271,04***	***0,56***	***284,41***	***0,0401***	***25,288803***	***3,65***	***0,664575***	***3,62***	***0,99***	***0,275984***	***0,43***	***3285***	***93***	***3319***	***121***	***3340***	***7***	***2***
E15A-1.2	1061,10	61,36	0,06	451,49	0,0473	13,503391	3,21	0,495039	3,20	1,00	0,197835	0,21	2592	68	2716	87	2808	3	8
~~**E15A-3.1**~~	~~390,26~~	~~185,67~~	~~0,49~~	~~166,68~~	~~0,2067~~	~~14,489405~~	~~3,23~~	~~0,496129~~	~~3,21~~	~~0,99~~	~~0,211814~~	~~0,35~~	~~2597~~	~~69~~	~~2782~~	~~90~~	~~2919~~	~~6~~	~~12~~
~~**E15A-4.1**~~	~~205,42~~	~~33,62~~	~~0,17~~	~~78,40~~	~~3,2052~~	~~14,878454~~	~~3,63~~	~~0,430024~~	~~3,26~~	~~0,90~~	~~0,250936~~	~~1,60~~	~~2306~~	~~63~~	~~2807~~	~~102~~	~~3191~~	~~25~~	~~38~~
~~**E15A-5.1**~~	~~977,77~~	~~295,91~~	~~0,31~~	~~460,20~~	~~0,0707~~	~~19,730531~~	~~3,21~~	~~0,547467~~	~~3,20~~	~~1,00~~	~~0,261384~~	~~0,21~~	~~2815~~	~~73~~	~~3078~~	~~99~~	~~3255~~	~~3~~	~~16~~
~~**E15A-6.1**~~	~~459,14~~	~~190,00~~	~~0,43~~	~~201,84~~	~~0,3043~~	~~14,096386~~	~~3,25~~	~~0,510149~~	~~3,21~~	~~0,99~~	~~0,200405~~	~~0,50~~	~~2657~~	~~70~~	~~2756~~	~~90~~	~~2830~~	~~8~~	~~6~~
E15A-7.1	232,19	118,71	0,53	105,32	0,1236	14,906427	3,25	0,527353	3,22	0,99	0,205008	0,43	2730	72	2809	91	2866	7	5
E15A-8.1	493,84	286,57	0,60	224,23	0,1788	14,756019	3,23	0,527588	3,21	1,00	0,202849	0,32	2731	71	2800	90	2849	5	4
~~**E15A-9.1**~~	~~326,50~~	~~166,76~~	~~0,53~~	~~120,18~~	~~0,2011~~	~~12,951006~~	~~3,25~~	~~0,427587~~	~~3,21~~	~~0,99~~	~~0,219673~~	~~0,45~~	~~2295~~	~~62~~	~~2676~~	~~87~~	~~2978~~	~~7~~	~~30~~
E15A-10.1	375,69	187,13	0,51	170,95	0,0098	14,876252	3,43	0,529619	3,42	1,00	0,203718	0,32	2740	76	2807	96	2856	5	4
E15A-11.1	***227,84***	***93,31***	***0,42***	***124,32***	***0,8806***	***23,563039***	***3,28***	***0,629565***	***3,23***	***0,99***	***0,271450***	***0,55***	***3148***	***81***	***3250***	***107***	***3314***	***9***	***5***
~~**E15D-1.1**~~	~~207,27~~	~~165,64~~	~~0,83~~	~~61,35~~	~~0,4622~~	~~10,567115~~	~~3,32~~	~~0,342940~~	~~3,27~~	~~0,98~~	~~0,223479~~	~~0,61~~	~~1901~~	~~54~~	~~2486~~	~~83~~	~~3006~~	~~10~~	~~58~~
E15D-2.1	120,93	32,49	0,28	53,02	-0,0462	14,333355	3,33	0,510588	3,27	0,98	0,203599	0,63	2659	71	2772	92	2855	10	7
E15D-3.1	***302,90***	***13,40***	***0,05***	***163,04***	***0,0410***	***23,842634***	***3,43***	***0,626276***	***3,32***	***0,97***	***0,276113***	***0,86***	***3135***	***82***	***3262***	***112***	***3341***	***14***	***7***
~~**E15D-4.1**~~	~~1347,00~~	~~57,24~~	~~0,04~~	~~579,49~~	~~0,0913~~	~~13,412575~~	~~3,20~~	~~0,500309~~	~~3,20~~	~~1,00~~	~~0,194434~~	~~0,20~~	~~2615~~	~~69~~	~~2709~~	~~87~~	~~2780~~	~~3~~	~~6~~
~~**E15D-4.2**~~	~~10,30~~	~~1,34~~	~~0,13~~	~~3,40~~	~~4,3685~~	~~9,785768~~	~~6,99~~	~~0,367870~~	~~4,11~~	~~0,59~~	~~0,192930~~	~~5,66~~	~~2019~~	~~71~~	~~2415~~	~~169~~	~~2767~~	~~93~~	~~37~~
~~**E15D-5.1**~~	~~91,68~~	~~58,64~~	~~0,66~~	~~42,46~~	~~-0,0274~~	~~15,509736~~	~~3,46~~	~~0,539306~~	~~3,39~~	~~0,98~~	~~0,208578~~	~~0,66~~	~~2781~~	~~77~~	~~2847~~	~~98~~	~~2895~~	~~11~~	~~4~~
E15D-6.1	***612,89***	***94,24***	***0,16***	***342,46***	***0,1100***	***24,959152***	***3,22***	***0,649695***	***3,21***	***0,99***	***0,278624***	***0,32***	***3227***	***81***	***3307***	***107***	***3355***	***5***	***4***
~~**E15D-7.1**~~	~~1653,08~~	~~177,71~~	~~0,11~~	~~176,75~~	~~1,7378~~	~~2,397079~~	~~3,78~~	~~0,122292~~	~~3,22~~	~~0,85~~	~~0,142162~~	~~1,98~~	~~744~~	~~23~~	~~1242~~	~~47~~	~~2254~~	~~34~~	~~203~~
~~**E15D-8.1**~~	~~3488,15~~	~~117,13~~	~~0,03~~	~~1014,42~~	~~0,7308~~	~~8,689678~~	~~4,00~~	~~0,336041~~	~~3,85~~	~~0,96~~	~~0,187547~~	~~1,06~~	~~1868~~	~~62~~	~~2306~~	~~92~~	~~2721~~	~~17~~	~~46~~
~~**E15D-8.2**~~	~~63,31~~	~~34,98~~	~~0,57~~	~~29,22~~	~~0,3654~~	~~14,489004~~	~~3,76~~	~~0,535198~~	~~3,63~~	~~0,97~~	~~0,196346~~	~~0,98~~	~~2763~~	~~81~~	~~2782~~	~~104~~	~~2796~~	~~16~~	~~1~~
E15D-7.2	***127,11***	***85,15***	***0,69***	***70,01***	***0,0523***	***23,562376***	***3,33***	***0,640729***	***3,27***	***0,98***	***0,266713***	***0,66***	***3192***	***82***	***3250***	***108***	***3287***	***10***	***3***
E15D-9.1	2329,42	1,34	0,00	1133,77	0,0177	16,021685	3,20	0,566445	3,20	1,00	0,205140	0,13	2893	75	2878	92	2868	2	-1

Tabela 2. Dados U-Pb (SHRIMP) para zircões ígneos da amostra E40P, banda máfica do complexo Guanhães em zona de cisalhamento. Colunas tachadas referem-se a dados descartados e em negrito e itálico a zircões herdados.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^*$ (ppm)	$^{206}Pb^c$ %	Isotope ratios							Age (Ma)						%
						$^{207}Pb^*/^{235}U$	± (%)	$^{206}Pb^*/^{238}U$	± (%)	ρ	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	± (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc.
E40PA-1.1	268	227	0,88	113,3	1,7874	12,490431	3,38	0,492058	3,34	0,99	0,184101	0,50	2580	71	2642	89	2690	8	4
E40PA-2.1	230	160	0,72	97,1	1,9275	12,468400	3,37	0,490877	3,32	0,98	0,184215	0,59	2574	70	2640	89	2691	10	5
E40PA-3.1	150	234	1,61	65,6	1,1485	13,068544	3,32	0,507467	3,25	0,98	0,186775	0,70	2646	70	2685	89	2714	12	3
~~**E40PA-4.1**~~	~~415~~	~~83~~	~~0,21~~	~~161,3~~	~~3,0410~~	~~10,985628~~	~~3,26~~	~~0,452159~~	~~3,21~~	~~0,99~~	~~0,176204~~	~~0,55~~	~~2405~~	~~65~~	~~2522~~	~~82~~	~~2618~~	~~9~~	~~9~~
~~**E40PA-5.1**~~	~~746~~	~~194~~	~~0,27~~	~~302,7~~	~~2,7028~~	~~11,853157~~	~~3,24~~	~~0,472302~~	~~3,22~~	~~1,00~~	~~0,182014~~	~~0,32~~	~~2494~~	~~67~~	~~2593~~	~~84~~	~~2671~~	~~5~~	~~7~~
~~**E40PA-6.1**~~	~~260~~	~~384~~	~~1,52~~	~~101,9~~	~~4,0498~~	~~11,533980~~	~~3,27~~	~~0,454641~~	~~3,22~~	~~0,99~~	~~0,183983~~	~~0,55~~	~~2416~~	~~65~~	~~2567~~	~~84~~	~~2689~~	~~9~~	~~11~~
E40PA-7.1	426	162	0,39	180,2	1,6010	12,373825	3,26	0,491628	3,21	0,99	0,182541	0,53	2578	68	2633	86	2676	9	4
E40PA-8.1	167	108	0,67	73,4	0,9240	13,095403	3,32	0,510340	3,26	0,98	0,186103	0,67	2658	71	2687	89	2708	11	2
E40PA-9.1	351	103	0,30	144,8	2,4392	12,107847	3,25	0,479508	3,22	0,99	0,183131	0,45	2525	67	2613	85	2681	7	6
E40PA-10.1	549	294	0,55	236,1	1,2068	12,686053	3,23	0,500284	3,21	0,99	0,183911	0,36	2615	69	2657	86	2688	6	3
E40PA-11.1	313	338	1,12	138,1	0,8808	13,244465	3,86	0,512726	3,76	0,97	0,187347	0,90	2668	82	2697	104	2719	15	2
~~**E40PA-12.1**~~	~~166~~	~~102~~	~~0,64~~	~~44,0~~	~~0,0960~~	~~4,508092~~	~~3,43~~	~~0,308930~~	~~3,25~~	~~0,95~~	~~0,105836~~	~~1,08~~	~~1735~~	~~49~~	~~1732~~	~~59~~	~~1729~~	~~20~~	~~0~~
E40PD-1.1	***793***	***262***	***0,34***	***420,4***	***0,1703***	***20,189457***	***3,29***	***0,616743***	***3,27***	***0,99***	***0,237421***	***0,35***	***3097***	***80***	***3100***	***102***	***3103***	***6***	***0***
E40PD-2.1	167	101	0,63	73,8	0,6500	13,301090	3,53	0,515488	3,47	0,98	0,187140	0,65	2680	76	2701	95	2717	11	1
E40PD-3.1	***479***	***209***	***0,45***	***240,2***	***3,3793***	***19,051465***	***3,29***	***0,583490***	***3,27***	***1,00***	***0,236805***	***0,32***	***2963***	***78***	***3044***	***100***	***3099***	***5***	***5***
E40PD-4.1	***364***	***193***	***0,55***	***182,7***	***3,7369***	***19,167063***	***3,29***	***0,583023***	***3,27***	***0,99***	***0,238425***	***0,39***	***2961***	***78***	***3050***	***100***	***3110***	***6***	***5***
~~**E40PD-5.1**~~	~~92~~	~~79~~	~~0,89~~	~~34,7~~	~~5,1032~~	~~11,191694~~	~~3,43~~	~~0,438003~~	~~3,31~~	~~0,96~~	~~0,185302~~	~~0,91~~	~~2342~~	~~65~~	~~2539~~	~~87~~	~~2701~~	~~15~~	~~15~~
~~**E40PD-6.1**~~	~~385~~	~~112~~	~~0,30~~	~~146,5~~	~~4,3563~~	~~11,109696~~	~~3,25~~	~~0,442825~~	~~3,22~~	~~0,99~~	~~0,181947~~	~~0,46~~	~~2363~~	~~64~~	~~2532~~	~~82~~	~~2671~~	~~8~~	~~13~~
E40PD-7.1	247	124	0,52	103,4	1,9188	12,263043	3,27	0,487358	3,23	0,99	0,182488	0,55	2559	68	2625	86	2676	9	5
E40PD-8.1	***314***	***100***	***0,33***	***156,2***	***3,5871***	***18,819529***	***3,27***	***0,579026***	***3,22***	***0,98***	***0,235724***	***0,58***	***2945***	***76***	***3033***	***99***	***3091***	***9***	***5***
~~**E40PD-9.1**~~	~~570~~	~~287~~	~~0,52~~	~~227,6~~	~~11,1691~~	~~15,213180~~	~~3,23~~	~~0,464232~~	~~3,21~~	~~0,99~~	~~0,237663~~	~~0,35~~	~~2458~~	~~66~~	~~2829~~	~~91~~	~~3104~~	~~6~~	~~26~~
~~**E40PD-10.1**~~	~~417~~	~~146~~	~~0,36~~	~~165,9~~	~~3,4237~~	~~11,656817~~	~~3,36~~	~~0,462354~~	~~3,22~~	~~0,96~~	~~0,182847~~	~~0,94~~	~~2450~~	~~66~~	~~2577~~	~~86~~	~~2679~~	~~15~~	~~9~~
E40PD-11.1	152	45	0,31	64,4	2,3102	12,695337	3,46	0,491603	3,26	0,94	0,187292	1,16	2578	69	2657	92	2719	19	5
E40PD-12.1	1300	130	0,10	541,7	2,0894	12,246987	3,21	0,484918	3,20	1,00	0,183171	0,28	2549	67	2624	84	2682	5	5

Tabela 3. Dados U-Pb (SHRIMP) para zircões ígneos da amostra E40, banda félsica do complexo Guanhães em zona de cisalhamento. Colunas tachadas referem-se a dados descartados, em negrito e itálico a zircões herdados, em azul a bordas de sobrecrescimento em zircão de idade neoproterozoica e em verde bordas de sobrecrescimento em zircão de idade paleoproterozoica.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^{*}$ (ppm)	$^{206}Pb^{c}$ %	Isotope ratios							Age (Ma)						%
						$^{207}Pb^{*}/^{235}U$	± (%)	$^{206}Pb^{*}/^{238}U$	± (%)	ρ	$^{207}Pb^{*}/^{206}Pb^{*}$	± (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc.
~~**E40A-1.1**~~	~~238,28~~	~~151,84~~	~~0,66~~	~~56,30~~	~~0,1188~~	~~3,914136~~	~~6,37~~	~~0,274722~~	~~6,31~~	~~0,99~~	~~0,103334~~	~~0,85~~	~~1565~~	~~88~~	~~1617~~	~~103~~	~~1685~~	~~16~~	~~8~~
E40A-2.1	381,43	1,09	0,00	29,70	0,0174	0,738214	3,55	0,090616	3,22	0,91	0,059085	1,50	559	17	561	20	570	33	2
E40A-3.1	***480,05***	***265,85***	***0,57***	***224,47***	***0,0252***	***17,690482***	***3,32***	***0,544149***	***3,21***	***0,97***	***0,235788***	***0,81***	***2801***	***73***	***2973***	***99***	***3092***	***13***	***10***
E40A-4.1	361,35	443,41	1,27	159,55	0,0711	13,256679	3,23	0,513579	3,21	0,99	0,187209	0,34	2672	70	2698	87	2718	6	2
~~**E40A-5.1**~~	~~646,71~~	~~321,46~~	~~0,51~~	~~248,94~~	~~0,3480~~	~~11,421366~~	~~3,22~~	~~0,446505~~	~~3,20~~	~~0,99~~	~~0,185520~~	~~0,34~~	~~2380~~	~~64~~	~~2558~~	~~82~~	~~2703~~	~~6~~	~~14~~
~~**E40A-6.1**~~	~~305,79~~	~~182,51~~	~~0,62~~	~~17,61~~	~~0,5299~~	~~0,551623~~	~~4,82~~	~~0,066666~~	~~3,28~~	~~0,68~~	~~0,060012~~	~~3,53~~	~~416~~	~~13~~	~~446~~	~~22~~	~~604~~	~~76~~	~~45~~
~~**E40A-7.1**~~	~~462,08~~	~~395,28~~	~~0,88~~	~~179,10~~	~~0,2936~~	~~11,394866~~	~~3,25~~	~~0,449849~~	~~3,22~~	~~0,99~~	~~0,183713~~	~~0,49~~	~~2395~~	~~64~~	~~2556~~	~~83~~	~~2687~~	~~8~~	~~12~~
E40A-8.1	***469,33***	***244,17***	***0,54***	***223,98***	***0,0270***	***17,309124***	***3,40***	***0,555344***	***3,39***	***1,00***	***0,226054***	***0,26***	***2847***	***78***	***2952***	***100***	***3024***	***4***	***6***
E40A-9.1	***332,73***	***245,26***	***0,76***	***149,85***	***0,0721***	***17,062734***	***3,35***	***0,523848***	***3,34***	***0,99***	***0,236234***	***0,34***	***2715***	***74***	***2938***	***99***	***3095***	***5***	***14***
~~**E40A-10.1**~~	~~213,08~~	~~132,72~~	~~0,64~~	~~72,54~~	~~0,6912~~	~~9,854308~~	~~3,32~~	~~0,393539~~	~~3,24~~	~~0,97~~	~~0,181609~~	~~0,76~~	~~2139~~	~~59~~	~~2421~~	~~80~~	~~2668~~	~~13~~	~~25~~
~~**E40A-11.1**~~	~~721,62~~	~~251,55~~	~~0,36~~	~~322,19~~	~~0,2512~~	~~13,014175~~	~~3,24~~	~~0,518404~~	~~3,21~~	~~0,99~~	~~0,182074~~	~~0,45~~	~~2692~~	~~71~~	~~2681~~	~~87~~	~~2672~~	~~7~~	~~-1~~
E40A-12.1	485,60	412,32	0,88	213,78	0,0767	13,158148	3,23	0,512055	3,21	1,00	0,186370	0,30	2665	70	2691	87	2710	5	2
E40D-1.1	574,06	267,75	0,48	257,40	0,0332	14,588808	3,22	0,521743	3,21	1,00	0,202797	0,26	2707	71	2789	90	2849	4	5
~~**E40D-2.1**~~	~~201,86~~	~~11,06~~	~~0,06~~	~~14,92~~	~~-0,1879~~	~~0,765182~~	~~3,92~~	~~0,086193~~	~~3,25~~	~~0,83~~	~~0,064386~~	~~2,18~~	~~533~~	~~17~~	~~577~~	~~23~~	~~754~~	~~46~~	~~42~~
~~**E40D-3.1**~~	~~251,53~~	~~56,81~~	~~0,23~~	~~117,58~~	~~0,0873~~	~~15,213120~~	~~3,27~~	~~0,543666~~	~~3,22~~	~~0,99~~	~~0,202948~~	~~0,54~~	~~2799~~	~~73~~	~~2829~~	~~92~~	~~2850~~	~~9~~	~~2~~
E40D-4.1	***198,94***	***100,33***	***0,52***	***95,84***	***0,1006***	***17,852494***	***3,25***	***0,560209***	***3,23***	***0,99***	***0,231125***	***0,41***	***2867***	***75***	***2982***	***97***	***3060***	***7***	***7***
~~**E40D-5.1**~~	~~433,51~~	~~212,12~~	~~0,51~~	~~170,57~~	~~0,2453~~	~~11,730242~~	~~3,25~~	~~0,456869~~	~~3,21~~	~~0,99~~	~~0,186215~~	~~0,49~~	~~2426~~	~~65~~	~~2583~~	~~84~~	~~2709~~	~~8~~	~~12~~
E40D-6.1	***311,82***	***123,24***	***0,41***	***170,33***	***0,0088***	***20,907332***	***3,24***	***0,635778***	***3,22***	***0,99***	***0,238502***	***0,32***	***3172***	***81***	***3134***	***101***	***3110***	***5***	***-2***
E40D-7.1	947,39	108,29	0,12	316,84	0,0355	6,803442	3,22	0,389148	3,20	0,99	0,126798	0,32	2119	58	2086	67	2054	6	-3
E40D-8.1	***192,84***	***235,36***	***1,26***	***94,91***	***0,1816***	***18,620036***	***3,25***	***0,571876***	***3,23***	***0,99***	***0,236144***	***0,40***	***2916***	***76***	***3022***	***98***	***3094***	***6***	***6***
E40D-9.1	193,01	124,00	0,66	87,32	0,0827	13,609462	3,66	0,526166	3,62	0,99	0,187593	0,51	2725	80	2723	100	2721	8	0
~~**E40D-10.1**~~	~~305,54~~	~~278,81~~	~~0,94~~	~~129,35~~	~~0,0618~~	~~12,524673~~	~~3,29~~	~~0,492469~~	~~3,27~~	~~0,99~~	~~0,184453~~	~~0,37~~	~~2581~~	~~70~~	~~2645~~	~~87~~	~~2693~~	~~6~~	4
E40D-11.1	288,98	148,38	0,53	126,07	0,0413	13,002924	3,29	0,507624	3,22	0,98	0,185779	0,67	2646	70	2680	88	2705	11	2
~~**E40D-12.1**~~	~~751,56~~	~~1023,22~~	~~1,41~~	~~223,85~~	~~0,1041~~	~~8,758786~~	~~3,22~~	~~0,346343~~	~~3,20~~	~~1,00~~	~~0,183416~~	~~0,30~~	~~1917~~	~~53~~	~~2313~~	~~74~~	~~2684~~	~~5~~	~~40~~

	Ratios							Age (Ma)						%	f 206	Th	U	Pb	$^{232}Th/^{238}U$
	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±	Rho 1	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc.		ppm	ppm	ppm	
~~E-40 13.1~~	~~0,77233~~	~~4,85~~	~~0,09100~~	~~4,60~~	~~0,95~~	~~0,06155~~	~~1,53~~	~~561~~	~~26~~	~~581~~	~~28~~	~~659~~	~~10~~	~~15~~	~~0,0040~~	~~66,0~~	~~1676,1~~	~~206,5~~	~~0,04~~
~~E-40 14.1~~	~~13,41944~~	~~5,93~~	~~0,52403~~	~~5,61~~	~~0,95~~	~~0,18573~~	~~1,91~~	~~2716~~	~~152~~	~~2710~~	~~161~~	~~2705~~	~~52~~	~~0~~	~~0,0017~~	~~144,9~~	~~400,1~~	~~313,7~~	~~0,36~~
~~E-40 15.1~~	~~1,04078~~	~~16,81~~	~~0,09685~~	~~14,51~~	~~0,86~~	~~0,07794~~	~~8,47~~	~~596~~	~~86~~	~~724~~	~~122~~	~~1145~~	~~97~~	~~48~~	~~0,0033~~	~~339,3~~	~~509,7~~	~~79,1~~	~~0,67~~
E-40 16.1	12,14968	7,49	0,48335	7,14	0,95	0,18231	2,24	2542	182	2616	196	2674	60	5	0,0013	299,8	698,0	396,9	0,43
~~E-40 17.1~~	~~11,26829~~	~~10,49~~	~~0,47247~~	~~10,18~~	~~0,97~~	~~0,17297~~	~~2,52~~	~~2494~~	~~254~~	~~2546~~	~~267~~	~~2587~~	~~65~~	4	~~0,0018~~	~~468,3~~	~~879,8~~	~~347,4~~	~~0,54~~
~~E-40 18.1~~	~~7,25420~~	~~5,18~~	~~0,29025~~	~~4,81~~	~~0,93~~	~~0,18127~~	~~1,91~~	~~1643~~	~~79~~	~~2143~~	~~111~~	~~2665~~	~~51~~	~~38~~	~~0,0144~~	~~516,9~~	~~1056,0~~	~~470,1~~	~~0,49~~
E-40 20.1	0,73448	6,24	0,09053	5,73	0,92	0,05884	2,49	559	32	559	35	561	14	0	0,0008	109,7	2466,6	198,5	0,04
E-40 21.1	0,73247	5,41	0,09133	5,16	0,95	0,05817	1,64	563	29	558	30	536	9	-5	0,0003	1,7	1019,3	122,3	0,00
E-40 22.1	0,74904	5,19	0,08852	4,53	0,87	0,06137	2,53	547	25	568	29	652	16	16	0,0039	29,2	1369,4	370,3	0,02
E-40 23.1	13,16848	6,38	0,51430	6,31	0,99	0,18570	0,91	2675	169	2692	172	2704	25	1	0,0002	114,3	549,7	456,8	0,21
E-40 24.1	12,58345	6,43	0,50191	6,18	0,96	0,18183	1,78	2622	162	2649	170	2670	48	2	0,0007	13,3	56,2	41,8	0,24
E-40 25.1	***18,40855***	***6,45***	***0,56335***	***6,42***	***0,99***	***0,23700***	***0,68***	***2880***	***185***	***3011***	***194***	***3100***	***21***	***7***	***0,0002***	***119,7***	***202,3***	***222,0***	***0,60***
E-40 26.1	6,42081	10,64	0,36461	10,55	0,99	0,12772	1,36	2004	211	2035	217	2067	28	3	0,0003	95,4	200,4	112,8	0,18
E-40 27.1	***17,53941***	***4,35***	***0,57176***	***3,87***	***0,89***	***0,22248***	***1,98***	***2915***	***113***	***2965***	***129***	***2999***	***60***	***3***	***0,0008***	***52,9***	***110,4***	***109,1***	***0,48***
E-40 28.1	***17,21419***	***7,36***	***0,53708***	***7,06***	***0,96***	***0,23246***	***2,09***	***2771***	***196***	***2947***	***217***	***3069***	***64***	***10***	***0,0005***	***72,8***	***148,5***	***166,9***	***0,49***
~~E-40 29.1~~	~~3,24685~~	~~10,41~~	~~0,23805~~	~~10,26~~	~~0,99~~	~~0,09892~~	~~1,77~~	~~1377~~	~~141~~	~~1468~~	~~153~~	~~1604~~	~~28~~	~~14~~	~~0,0009~~	~~1,1~~	~~221,2~~	~~41,1~~	~~0,01~~
E-40 30.1	0,78963	10,64	0,09726	10,39	0,98	0,05888	2,29	598	62	591	63	563	13	-6	0,0014	24,3	343,2	57,8	0,07
E-40 31.1	12,92855	7,45	0,51003	7,32	0,98	0,18385	1,41	2657	194	2674	199	2688	38	1	0,0006	230,4	451,6	295,7	0,51
E-40 32.1	14,05023	3,81	0,55315	3,61	0,95	0,18422	1,22	2838	102	2753	105	2691	33	-5	0,0003	59,0	93,2	137,6	0,64

Tabela 4. Dados U-Pb (SHRIMP) para zircões ígneos da amostra E144, Meta-granito Santa Rosa. Colunas tachadas referem-se a dados descartados e em negrito e itálico a zircões herdados.

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}Pb^{*}$ (ppm)	$^{206}Pb^{c}$ %	Isotope ratios							Age (Ma)						%
						$^{207}Pb^{*}/^{235}U$	± (%)	$^{206}Pb^{*}/^{238}U$	± (%)	ρ	$^{207}Pb^{*}/^{206}Pb^{*}$	± (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc.
E144A-1.1	171,51	17,30	0,10	13,08	0,3891	0,697956	4,45	0,088459	3,26	0,73	0,057225	3,03	546	17	538	24	500	67	-8
E144A-2.1	585,87	92,08	0,16	44,13	1,0878	0,704428	4,58	0,086727	3,21	0,70	0,058909	3,26	536	17	541	25	564	71	5
E144A-3.1	761,65	289,02	0,39	56,07	0,0158	0,701063	3,41	0,085674	3,21	0,94	0,059348	1,15	530	16	539	18	580	25	9
E144A-4.1	719,45	180,46	0,26	54,04	0,3616	0,692616	3,73	0,087117	3,24	0,87	0,057662	1,86	538	17	534	20	517	41	-4
~~**E144A-5.1**~~	~~391,21~~	~~151,35~~	~~0,40~~	~~24,79~~	~~0,7756~~	~~0,593238~~	~~4,74~~	~~0,073191~~	~~3,24~~	~~0,68~~	~~0,058786~~	~~3,46~~	~~455~~	~~14~~	~~473~~	~~22~~	~~559~~	~~75~~	~~23~~
E144A-6.1	368,77	50,87	0,14	28,07	1,0919	0,721049	4,85	0,087641	3,25	0,67	0,059670	3,60	542	17	551	27	592	78	9
E144A-7.1	510,68	56,86	0,12	40,24	0,0951	0,735768	3,53	0,091634	3,22	0,91	0,058235	1,44	565	17	560	20	539	31	-5
E144A-8.1	613,72	74,66	0,13	46,53	0,0722	0,714103	3,43	0,088191	3,22	0,94	0,058727	1,18	545	17	547	19	557	26	2
~~**E144A-9.1**~~	~~220,41~~	~~42,59~~	~~0,20~~	~~15,64~~	~~1,0918~~	~~0,640033~~	~~6,25~~	~~0,081680~~	~~3,27~~	~~0,52~~	~~0,056831~~	~~5,33~~	~~506~~	~~16~~	~~502~~	~~31~~	~~485~~	~~118~~	~~-4~~
E144A-10.1	698,50	206,37	0,31	53,18	0,2463	0,706780	3,57	0,088401	3,21	0,90	0,057986	1,57	546	17	543	19	529	34	-3
~~**E144A-11.1**~~	~~644,66~~	~~223,77~~	~~0,36~~	~~42,77~~	~~0,6961~~	~~0,636697~~	~~4,05~~	~~0,076680~~	~~3,22~~	~~0,79~~	~~0,060221~~	~~2,46~~	~~476~~	~~15~~	~~500~~	~~20~~	~~612~~	~~53~~	~~28~~
~~**E144A-12.1**~~	~~940,13~~	~~347,82~~	~~0,38~~	~~61,04~~	~~0,7039~~	~~0,615541~~	~~4,02~~	~~0,075045~~	~~3,21~~	~~0,80~~	~~0,059489~~	~~2,42~~	~~466~~	~~14~~	~~487~~	~~20~~	~~585~~	~~52~~	~~25~~
E144D-1.1	***109,07***	***43,23***	***0,41***	***34,57***	***0,1889***	***6,145675***	***3,41***	***0,368227***	***3,28***	***0,96***	***0,121047***	***0,95***	***2021***	***57***	***1997***	***68***	***1972***	***17***	***-2***
E144D-2.1	***88,78***	***115,22***	***1,34***	***50,00***	***0,0151***	***23,676327***	***3,33***	***0,655718***	***3,29***	***0,99***	***0,261876***	***0,54***	***3251***	***84***	***3255***	***108***	***3258***	***9***	***0***
E144D-3.1	***104,28***	***91,23***	***0,90***	***47,51***	***0,0666***	***16,879517***	***3,51***	***0,529991***	***3,46***	***0,99***	***0,230989***	***0,58***	***2741***	***77***	***2928***	***103***	***3059***	***9***	***12***
~~**E144D-4.1**~~	~~261,35~~	~~143,26~~	~~0,57~~	~~33,30~~	~~1,0270~~	~~1,860425~~	~~4,04~~	~~0,146777~~	~~3,23~~	~~0,80~~	~~0,091929~~	~~2,43~~	~~883~~	~~27~~	~~1067~~	~~43~~	~~1466~~	~~46~~	~~66~~
E144D-5.1	***67,99***	***53,87***	***0,82***	***30,35***	***0,1687***	***16,864361***	***3,39***	***0,518746***	***3,30***	***0,97***	***0,235784***	***0,80***	***2694***	***73***	***2927***	***99***	***3092***	***13***	***15***
E144D-6.1	***225,03***	***171,58***	***0,79***	***132,91***	***0,0402***	***26,365325***	***3,42***	***0,687251***	***3,33***	***0,98***	***0,278238***	***0,76***	***3372***	***87***	***3360***	***115***	***3353***	***12***	***-1***
E144D-7.1	***126,55***	***129,60***	***1,06***	***38,10***	***0,2712***	***5,885534***	***3,72***	***0,349502***	***3,58***	***0,96***	***0,122134***	***1,00***	***1932***	***60***	***1959***	***73***	***1988***	***18***	***3***
~~**E144D-8.1**~~	~~837,11~~	~~186,91~~	~~0,23~~	~~70,68~~	~~0,2343~~	~~1,000499~~	~~3,89~~	~~0,098052~~	~~3,57~~	~~0,92~~	~~0,074005~~	~~1,53~~	~~603~~	~~21~~	~~704~~	~~27~~	~~1042~~	~~31~~	~~73~~
~~**E144D-9.1**~~	~~363,55~~	~~66,65~~	~~0,19~~	~~67,09~~	~~0,6841~~	~~3,256676~~	~~3,44~~	~~0,213350~~	~~3,22~~	~~0,94~~	~~0,110708~~	~~1,21~~	~~1247~~	~~37~~	~~1471~~	~~51~~	~~1811~~	~~22~~	~~45~~
E144D-10.1	***83,42***	***153,18***	***1,90***	***47,81***	***0,2023***	***25,746031***	***3,32***	***0,665851***	***3,28***	***0,99***	***0,280435***	***0,55***	***3290***	***84***	***3337***	***111***	***3365***	***9***	***2***
E144D-11.1	838,63	142,02	0,17	64,74	0,1177	0,717394	3,38	0,089759	3,21	0,95	0,057967	1,06	554	17	549	19	529	23	-5
E144D-12.1	551,60	177,73	0,33	41,66	0,2288	0,693271	3,73	0,087718	3,22	0,86	0,057321	1,89	542	17	535	20	504	42	-7

Tabela 5. Dados U-Pb (LA-ICP-MS) para zircões detríticos da amostra E125, porção basal da Formação Ribeirão daFolha. Colunas tachadas referem-se a dados descartados.

Spot number	Ratios							Age (Ma)						%	f 206			Th	U	Pb	
	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±	Rho1	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc.		Age (Ma)	±	ppm	ppm	ppm	$^{232}Th/^{238}U$
E-125 1.1	1,13484	6,20	0,12489	6,01	0,97	0,06590	1,53	759	46	770	48	803	12	6	0,0009	788	51	78,0	169,4	29,3	0,46
E-125 2.1	1,11600	8,44	0,12259	8,36	0,99	0,06602	1,14	745	62	761	64	807	9	8	0,0005	799	42	365,7	666,2	110,6	0,55
~~**E-125 3.1**~~	~~5,97683~~	~~2,03~~	~~0,33121~~	~~1,80~~	~~0,88~~	~~0,13088~~	~~0,95~~	~~1844~~	~~33~~	~~1972~~	~~40~~	~~2110~~	~~20~~	~~13~~	~~0,0003~~	~~2110~~	~~34~~	~~117,5~~	~~818,3~~	~~307,4~~	~~0,14~~
E-125 4.1	6,45101	3,10	0,36314	3,05	0,99	0,12884	0,52	1997	61	2039	63	2082	11	4	0,0009	2080	18	274,0	491,8	268,8	0,56
~~**E-125 5.1**~~	~~3,77525~~	~~6,37~~	~~0,22987~~	~~6,22~~	~~0,98~~	~~0,11911~~	~~1,34~~	~~1334~~	~~83~~	~~1587~~	~~101~~	~~1943~~	~~26~~	~~31~~	~~0,0008~~	~~1943~~	~~49~~	~~442,9~~	~~660,5~~	~~210,4~~	~~0,68~~
E-125 6.1	3,40191	4,24	0,25675	3,91	0,92	0,09610	1,62	1473	58	1505	64	1550	25	5	0,0010	1530	52	30,2	55,9	22,2	0,54
E-125 7.1	7,21313	2,86	0,39228	2,78	0,97	0,13336	0,67	2133	59	2138	61	2143	14	0	0,0002	2142	23	68,9	244,3	147,6	0,28
E-125 8.1	7,34887	5,45	0,40155	5,30	0,97	0,13273	1,27	2176	115	2155	117	2134	27	-2	0,0008	2137	44	111,6	291,7	125,9	0,39
E-125 9.1	6,46543	4,19	0,37336	4,14	0,99	0,12559	0,68	2045	85	2041	86	2037	14	0	0,0021	2037	25	181,3	519,1	248,6	0,35
E-125 10.1	26,25569	3,00	0,68270	2,90	0,97	0,27893	0,76	3355	97	3356	101	3357	25	0	0,0009	3357	25	76,9	137,5	111,2	0,56
E-125 11.1	6,91225	3,43	0,38519	3,39	0,99	0,13015	0,50	2100	71	2100	72	2100	10	0	0,0002	2100	18	240,5	431,6	246,6	0,56
E-125 12.1	7,50860	6,71	0,39980	6,58	0,98	0,13621	1,32	2168	143	2174	146	2180	29	1	0,0029	2179	45	74,8	123,6	65,5	0,61
E-125 12.1*	5,41839	4,10	0,33612	3,90	0,95	0,11692	1,25	1868	73	1888	77	1910	24	2	0,0026	1905	42	65,8	258,5	84,4	0,26
E-125 13.1	1,43610	4,52	0,14937	4,03	0,89	0,06973	2,04	897	36	904	41	920	19	3	0,0034	906	53	562,7	538,4	115,9	1,05
E-125 14.1	1,26226	3,30	0,13857	3,08	0,93	0,06607	1,18	837	26	829	27	809	10	-3	0,0009	823	34	74,1	158,6	31,6	0,47
E-125 15.1	6,63928	3,82	0,36790	3,64	0,95	0,13088	1,17	2020	73	2065	79	2110	25	4	0,0010	2102	38	40,4	51,1	30,0	0,80
~~**E-125 16.1**~~	~~0,81198~~	~~10,83~~	~~0,08410~~	~~10,70~~	~~0,99~~	~~0,07002~~	~~1,68~~	~~521~~	~~56~~	~~604~~	~~65~~	~~929~~	~~16~~	~~44~~	~~0,0089~~	~~929~~	~~74~~	~~53,1~~	~~56,6~~	~~10,0~~	~~0,95~~
E-125 17.1	9,93215	8,40	0,43485	7,37	0,88	0,16565	4,05	2328	171	2428	204	2514	102	7	0,0005	2482	120	120,4	422,1	248,1	0,29
E-125 18.1	6,24363	11,32	0,36817	10,96	0,97	0,12300	2,83	2021	222	2011	228	2000	57	-1	0,0015	2001	98	230,8	422,7	164,1	0,55
E-125 19.1	6,66581	2,10	0,38134	1,99	0,95	0,12678	0,66	2083	42	2068	43	2054	13	-1	0,0003	2057	23	143,0	524,1	274,3	0,27
E-125 20.1	1,18789	4,88	0,13039	4,76	0,98	0,06607	1,04	790	38	795	39	809	8	2	0,0005	804	37	276,8	266,5	58,4	1,05
E-125 21.1	6,84486	4,83	0,38044	4,78	0,99	0,13049	0,72	2078	99	2092	101	2105	15	1	0,0006	2104	25	60,6	180,4	95,3	0,34
E-125 22.1	5,30992	5,05	0,32132	4,18	0,83	0,11985	2,83	1796	75	1870	94	1954	55	8	0,0005	1985	80	136,9	724,2	289,7	0,19
E-125 23.1	7,25607	5,63	0,40254	5,59	0,99	0,13073	0,62	2181	122	2143	121	2108	13	-3	0,0012	2109	23	119,2	372,4	206,2	0,32
E-125 24.1	6,33283	6,36	0,35796	6,26	0,98	0,12831	1,11	1972	123	2023	129	2075	23	5	0,0021	2072	37	78,5	444,7	208,2	0,18
E-125 25.1	12,72740	4,30	0,51470	3,66	0,85	0,17934	2,25	2677	98	2660	114	2647	60	-1	0,0008	2652	68	85,4	317,3	181,6	0,27
E-125 26.1	10,95150	4,23	0,46944	3,53	0,83	0,16920	2,33	2481	88	2519	107	2550	60	3	0,0002	2535	69	104,4	130,7	96,3	0,80

E-125 27.1	10,28681	7,14	0,46414	6,81	0,95	0,16074	2,13	2458	167	2461	176	2463	53	0	0,0012	2463	70	165,7	274,0	161,9	0,61
E-125 28.1	7,05796	6,04	0,39343	5,96	0,99	0,13011	1,01	2139	127	2119	128	2099	21	-2	0,0004	2101	36	61,5	199,6	94,6	0,31
E-125 29.1	1,11927	4,73	0,12369	4,56	0,97	0,06563	1,23	752	34	763	36	795	10	5	0,0007	778	40	217,3	225,5	46,7	0,97
E-125 30.1	6,84437	6,27	0,36761	6,22	0,99	0,13503	0,77	2018	125	2091	131	2164	17	7	0,0005	2162	25	47,4	100,2	63,4	0,48
E-125 31.1	23,77794	4,81	0,65884	4,69	0,98	0,26175	1,06	3263	153	3259	157	3257	35	0	0,0003	3257	34	105,0	162,4	176,8	0,65
E-125 32.1	6,45614	4,03	0,36663	3,96	0,98	0,12771	0,79	2014	80	2040	82	2067	16	3	0,0004	2065	27	151,5	165,9	103,4	0,92
E-125 33.1	7,79213	5,17	0,40144	5,00	0,97	0,14078	1,33	2176	109	2207	114	2237	30	3	0,0010	2233	44	214,3	101,1	61,5	2,13
E-125 34.1	10,69880	6,12	0,45575	6,06	0,99	0,17026	0,86	2421	147	2497	153	2560	22	5	0,0003	2558	27	60,1	134,6	107,7	0,45
E-125 35.1	13,06205	2,62	0,53148	2,41	0,92	0,17825	1,03	2748	66	2684	70	2637	27	-4	0,0004	2648	34	31,3	100,9	82,0	0,31
E-125 36.1	7,15616	2,67	0,38519	2,53	0,95	0,13474	0,86	2100	53	2131	57	2161	19	3	0,0004	2155	29	100,6	94,9	68,6	1,07
E-125 37.1	1,20373	4,55	0,13232	4,14	0,91	0,06598	1,88	801	33	802	36	806	15	1	0,0019	803	49	45,4	76,4	16,1	0,60
E-125 38.1	7,05887	4,41	0,39229	4,36	0,99	0,13050	0,63	2133	93	2119	93	2105	13	-1	0,0001	2105	23	316,1	595,0	277,8	0,54
E-125 39.1	6,55503	2,72	0,37189	2,57	0,94	0,12784	0,90	2038	52	2053	56	2068	19	1	0,0005	2065	30	198,0	372,6	206,0	0,54
E-125 40.1	11,58932	6,25	0,47185	6,01	0,96	0,17814	1,72	2492	150	2572	161	2636	45	5	0,0006	2629	53	139,7	217,3	141,1	0,65
~~**E-125 41.1**~~	~~5,06933~~	~~3,37~~	~~0,30002~~	~~1,74~~	~~0,52~~	~~0,12255~~	~~2,88~~	~~1691~~	~~29~~	~~1831~~	~~62~~	~~1994~~	~~58~~	~~15~~	~~0,0028~~	~~1994~~	~~100~~	~~168,2~~	~~424,7~~	~~155,6~~	~~0,40~~
E-125 42.1	7,65572	5,85	0,39587	5,60	0,96	0,14026	1,69	2150	120	2191	128	2230	38	4	0,0010	2225	55	141,5	181,3	118,7	0,79
E-125 43.1	6,62181	4,41	0,36309	4,31	0,98	0,13227	0,91	1997	86	2062	91	2128	19	6	0,0007	2123	30	39,4	72,2	40,0	0,55
E-125 44.1	1,15864	4,23	0,12768	4,08	0,96	0,06582	1,12	775	32	781	33	801	9	3	0,0012	791	37	229,6	284,4	51,0	0,81
~~**E-125 45.1**~~	~~6,08269~~	~~7,81~~	~~0,33706~~	~~7,78~~	~~1,00~~	~~0,13089~~	~~0,61~~	~~1872~~	~~146~~	~~1988~~	~~155~~	~~2110~~	~~13~~	~~11~~	~~0,0008~~	~~2108~~	~~20~~	~~291,8~~	~~768,5~~	~~325,4~~	~~0,38~~
E-125 46.1	7,03986	4,58	0,38653	4,55	0,99	0,13209	0,58	2107	96	2116	97	2126	12	1	0,0007	2126	21	389,3	469,0	249,1	0,84
~~**E-125 47.1**~~	~~0,93405~~	~~9,18~~	~~0,10046~~	~~8,49~~	~~0,93~~	~~0,06743~~	~~3,48~~	~~617~~	~~52~~	~~670~~	~~61~~	~~851~~	~~30~~	~~28~~	~~0,0043~~	~~851~~	~~140~~	~~828,0~~	~~1572,6~~	~~175,7~~	~~0,53~~
E-125 48.1	6,86296	4,88	0,37886	2,82	0,58	0,13138	3,98	2071	58	2094	102	2116	84	2	0,0023	2086	82	230,1	425,6	160,5	0,54
E-125 49.1	7,03194	9,90	0,39157	9,81	0,99	0,13025	1,31	2130	209	2115	209	2101	27	-1	0,0021	2102	47	499,4	416,4	212,7	1,21
E-125 50.1	6,57735	8,07	0,36729	8,00	0,99	0,12988	1,06	2017	161	2056	166	2096	22	4	0,0038	2095	36	427,5	322,2	134,6	1,34
E-125 51.1	6,43883	3,94	0,36771	3,72	0,94	0,12700	1,30	2019	75	2038	80	2057	27	2	0,0016	2053	43	88,7	63,4	40,2	1,41
E-125 52.1	7,35821	7,68	0,38438	7,63	0,99	0,13884	0,81	2097	160	2156	166	2213	18	5	0,0004	2212	27	70,6	141,6	83,8	0,50
E-125 53.1	7,24260	4,28	0,38824	4,19	0,98	0,13530	0,88	2115	89	2142	92	2168	19	2	0,0009	2166	30	98,9	143,8	70,3	0,69
~~**E-125 54.1**~~	~~5,33629~~	~~9,84~~	~~0,30760~~	~~9,80~~	~~1,00~~	~~0,12582~~	~~0,86~~	~~1729~~	~~170~~	~~1875~~	~~185~~	~~2040~~	~~17~~	~~15~~	~~0,0044~~	~~2040~~	~~31~~	~~292,0~~	~~298,6~~	~~99,8~~	~~0,98~~
E-125 55.1	10,05737	6,53	0,44580	6,45	0,99	0,16362	1,01	2377	153	2440	159	2493	25	5	0,0010	2492	33	210,4	402,4	224,0	0,53
E-125 56.1	6,32323	8,08	0,36746	7,85	0,97	0,12480	1,91	2017	158	2022	163	2026	39	0	0,0015	2026	66	442,7	973,7	285,2	0,46
E-125 57.1	6,93187	4,78	0,38670	4,59	0,96	0,13001	1,31	2107	97	2103	100	2098	27	0	0,0023	2099	45	450,7	293,7	190,6	1,55

~~**E-125 58.1**~~	~~5,24136~~	~~3,36~~	~~0,29764~~	~~3,18~~	~~0,95~~	~~0,12772~~	~~1,08~~	~~1680~~	~~53~~	~~1859~~	~~62~~	~~2067~~	~~22~~	~~19~~	~~0,0015~~	~~2067~~	~~38~~	~~452,5~~	~~692,4~~	~~289,6~~	~~0,66~~
E-125 59.1	1,46834	3,89	0,15450	2,48	0,64	0,06893	3,00	926	23	917	36	897	27	-3	0,0031	923	40	88,9	131,6	19,3	0,68
E-125 60.1	7,11993	5,75	0,38185	5,54	0,96	0,13523	1,54	2085	116	2127	122	2167	33	4	0,0003	2162	50	224,9	276,2	157,4	0,82
E-125 61.1	1,17655	4,14	0,12880	3,74	0,90	0,06625	1,78	781	29	790	33	814	14	4	0,0017	793	45	99,9	130,4	24,3	0,77
E-125 62.1	7,43240	6,01	0,40543	5,96	0,99	0,13296	0,74	2194	131	2165	130	2137	16	-3	0,0005	2138	27	80,3	184,3	94,7	0,44
E-125 63.1	1,25373	3,83	0,13516	3,63	0,95	0,06727	1,25	817	30	825	32	846	11	3	0,0027	833	38	546,4	800,7	137,4	0,69
E-125 64.1	5,92538	6,48	0,35359	6,10	0,94	0,12154	2,16	1952	119	1965	127	1979	43	1	0,0032	1976	72	28,3	52,4	25,0	0,54
~~**E-125 65.1**~~	~~2,66621~~	~~4,48~~	~~0,17868~~	~~4,36~~	~~0,97~~	~~0,10822~~	~~1,03~~	~~1060~~	~~46~~	~~1319~~	~~59~~	~~1770~~	~~18~~	~~40~~	~~0,0055~~	~~1770~~	~~42~~	~~519,5~~	~~1108,3~~	~~230,9~~	~~0,47~~
E-125 66.1	6,75278	4,36	0,37342	4,24	0,97	0,13115	1,02	2045	87	2080	91	2113	22	3	0,0005	2110	34	180,0	299,3	153,7	0,61
E-125 67.1	5,86263	4,92	0,34484	2,36	0,48	0,12330	4,31	1910	45	1956	96	2005	86	5	0,0038	1924	70	276,1	208,5	70,3	1,33
E-125 68.1	6,77374	4,67	0,38049	4,60	0,98	0,12912	0,82	2079	96	2082	97	2086	17	0	0,0003	2086	29	74,8	262,8	133,9	0,29
E-125 69.1	6,68828	2,96	0,37637	2,88	0,97	0,12888	0,70	2059	59	2071	61	2083	15	1	0,0004	2082	24	77,7	263,6	136,8	0,30
E-125 70.1	6,12878	9,23	0,34863	9,19	0,99	0,12750	0,94	1928	177	1994	184	2064	19	7	0,0004	2062	31	259,9	350,3	185,2	0,75
E-125 71.1	6,71744	5,79	0,37601	5,74	0,99	0,12957	0,78	2058	118	2075	120	2092	16	2	0,0003	2092	27	426,6	793,6	350,7	0,54
E-125 72.1	5,93068	7,06	0,34095	6,99	0,99	0,12616	1,03	1891	132	1966	139	2045	21	8	0,0004	2042	34	99,2	486,1	203,9	0,21
E-125 73.1	6,46223	4,76	0,36488	4,72	0,99	0,12845	0,64	2005	95	2041	97	2077	13	3	0,0007	2076	22	220,9	663,0	282,4	0,34
~~**E-125 74.1**~~	~~8,05981~~	~~18,09~~	~~0,39751~~	~~13,81~~	~~0,76~~	~~0,14705~~	~~11,68~~	~~2158~~	~~298~~	~~2238~~	~~405~~	~~2312~~	~~270~~	~~7~~	~~0,0023~~	~~2252~~	~~260~~	~~204,9~~	~~352,3~~	~~153,0~~	~~0,59~~
E-125 75.1	1,24338	3,08	0,13611	2,83	0,92	0,06625	1,22	823	23	820	25	814	10	-1	0,0016	819	30	364,2	597,8	113,2	0,61
E-125 76.1	7,01407	4,52	0,38858	4,45	0,98	0,13091	0,82	2116	94	2113	96	2110	17	0	0,0002	2110	29	129,4	332,7	180,4	0,39
E-125 77.1	1,20261	4,76	0,13258	4,16	0,87	0,06579	2,31	803	33	802	38	800	18	0	0,0029	802	53	39,8	70,3	13,4	0,57
~~**E-125 78.1**~~	~~6,45884~~	~~13,77~~	~~0,36108~~	~~13,69~~	~~0,99~~	~~0,12973~~	~~1,42~~	~~1987~~	~~272~~	~~2040~~	~~281~~	~~2094~~	~~30~~	~~5~~	~~0,0008~~	~~2093~~	~~47~~	~~42,7~~	~~142,7~~	~~67,0~~	~~0,30~~
E-125 79.1	7,65086	8,93	0,42614	8,90	1,00	0,13021	0,76	2288	204	2191	196	2101	16	-9	0,0012	2102	30	262,9	242,5	115,2	1,09
E-125 80.1	1,26345	4,32	0,13772	4,02	0,93	0,06653	1,57	832	33	829	36	823	13	-1	0,0013	828	45	176,9	185,1	42,8	0,96
E-125 81.1	6,38763	4,30	0,36402	4,26	0,99	0,12727	0,61	2001	85	2031	87	2061	13	3	0,0002	2059	21	177,6	297,1	168,2	0,60
E-125 82.1	6,42414	3,44	0,36634	3,37	0,98	0,12718	0,67	2012	68	2036	70	2059	14	2	0,0002	2058	23	428,2	304,3	215,0	1,42
E-125 83.1	11,24119	3,42	0,47470	3,32	0,97	0,17175	0,82	2504	83	2543	87	2575	21	3	0,0003	2572	27	53,9	136,6	104,3	0,40
E-125 84.1	1,18709	4,36	0,13121	3,96	0,91	0,06562	1,83	795	31	795	35	794	15	0	0,0017	795	47	47,7	78,0	16,7	0,62
E-125 85.1	6,49829	2,31	0,37115	2,15	0,93	0,12699	0,82	2035	44	2046	47	2057	17	1	0,0002	2054	27	181,9	366,4	211,4	0,50
E-125 86.1	6,83053	2,21	0,38202	2,06	0,93	0,12968	0,80	2086	43	2090	46	2094	17	0	0,0002	2093	27	55,4	298,0	167,4	0,19
E-125 87.1	7,10614	3,14	0,38356	3,02	0,96	0,13437	0,85	2093	63	2125	67	2156	18	3	0,0005	2152	29	30,0	99,1	58,0	0,30
E-125 88.1	10,07486	4,69	0,44653	4,42	0,94	0,16364	1,54	2380	105	2442	114	2494	38	5	0,0002	2485	48	53,5	134,1	94,6	0,40
E-125 89.1	6,61778	2,01	0,37070	1,85	0,92	0,12948	0,79	2033	38	2062	42	2091	17	3	0,0004	2082	26	44,3	131,8	74,8	0,34

Tabela 6. Dados U-Pb (LA-ICP-MS) para zircões detríticos da amostra E72, porção de topo da Formação Ribeirão daFolha. Colunas tachadas referem-se a dados descartados.

Spot number	Ratios							Age (Ma)						%	f 206			Th	U	Pb	$^{232}Th/^{238}U$
	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±	Rho1	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc.		Age (Ma)	±	ppm	ppm	ppm	
E-72 1.1	2,89862	6,41	0,23548	6,32	0,99	0,08928	1,09	1363	86	1382	89	1410	15	3	0,0013	1407	39	24,3	67,3	19,5	0,36
E-72 2.1	5,63357	3,84	0,33792	3,73	0,97	0,12091	0,93	1877	70	1921	74	1970	18	5	0,0004	1964	31	72,2	93,1	45,5	0,78
E-72 3.1	4,19877	6,26	0,28640	5,98	0,95	0,10633	1,87	1623	97	1674	105	1737	32	7	0,0016	1723	61	41,6	59,6	23,6	0,70
E-72 4.1	1,43765	6,73	0,15002	5,97	0,89	0,06950	3,11	901	54	905	61	914	28	1	0,0022	906	79	35,0	62,9	12,1	0,56
E-72 5.1	4,35685	6,60	0,29814	6,46	0,98	0,10599	1,35	1682	109	1704	112	1732	23	3	0,0011	1729	47	49,1	61,3	26,0	0,81
E-72 6.1	5,75164	7,23	0,33913	7,18	0,99	0,12300	0,86	1882	135	1939	140	2000	17	6	0,0002	1999	29	144,3	518,0	223,9	0,28
E-72 7.1	1,44045	6,20	0,14773	5,69	0,92	0,07072	2,47	888	51	906	56	949	23	6	0,0032	917	70	29,5	48,9	9,5	0,61
E-72 8.1	1,43911	6,71	0,15040	6,60	0,98	0,06940	1,22	903	60	905	61	911	11	1	0,0002	909	46	520,6	643,1	136,7	0,82
E-72 9.1	6,31079	5,23	0,35405	5,18	0,99	0,12928	0,74	1954	101	2020	106	2088	15	6	0,0005	2086	25	152,4	184,5	96,5	0,83
E-721 0.1	3,90748	8,47	0,28155	8,18	0,97	0,10065	2,19	1599	131	1615	137	1636	36	2	0,0023	1632	76	25,0	26,0	10,8	0,97
E-721 2.1	10,07723	3,01	0,45187	2,87	0,95	0,16174	0,91	2404	69	2442	74	2474	23	3	0,0006	2469	30	87,8	181,9	104,3	0,49
E-72 13.1	3,07730	8,69	0,24767	7,71	0,89	0,09012	4,01	1426	110	1427	124	1428	57	0	0,0030	1427	61	7,7	18,1	7,0	0,43
E-72 14.1	7,02196	3,06	0,38485	2,82	0,92	0,13233	1,18	2099	59	2114	65	2129	25	1	0,0005	2125	38	31,8	54,7	34,7	0,59
E-72 15.1	2,90700	4,82	0,23988	4,60	0,95	0,08789	1,43	1386	64	1384	67	1380	20	0	0,0015	1380	67	26,7	54,9	20,1	0,49
E-72 16.1	2,22923	5,25	0,20318	4,78	0,91	0,07958	2,18	1192	57	1190	63	1186	26	0	0,0015	1194	98	31,6	40,8	14,0	0,78
E-72 17.1	5,00443	4,69	0,31487	3,15	0,67	0,11527	3,48	1765	56	1820	85	1884	66	6	0,0010	1807	79	25,1	58,8	25,6	0,43
~~**E-72 18.1**~~	~~0,96247~~	~~6,71~~	~~0,11176~~	~~5,96~~	~~0,89~~	~~0,06246~~	~~3,08~~	~~683~~	~~41~~	~~685~~	~~46~~	~~690~~	~~21~~	~~1~~	~~0,0010~~	~~685~~	~~67~~	~~96,9~~	~~369,8~~	~~59,4~~	~~0,26~~
E-72 19.1	1,86335	5,07	0,18102	4,77	0,94	0,07466	1,71	1073	51	1068	54	1059	18	-1	0,0016	1064	56	11,4	48,5	12,5	0,24
E-72 20.1	5,48361	4,75	0,32944	4,59	0,97	0,12072	1,24	1836	84	1898	90	1967	24	7	0,0009	1957	40	57,6	48,7	30,2	1,19
E-72 22.1	1,62157	10,31	0,16094	8,93	0,87	0,07308	5,16	962	86	979	101	1016	52	5	0,0048	982	130	29,7	23,7	6,5	1,26
E-72 23.1	1,72365	8,45	0,17114	7,89	0,93	0,07305	3,04	1018	80	1017	86	1015	31	0	0,0031	1017	95	21,8	36,5	8,6	0,60
E-72 24.1	2,83472	7,12	0,23722	6,91	0,97	0,08667	1,71	1372	95	1365	97	1353	23	-1	0,0014	1356	62	26,7	65,4	23,3	0,41
E-72 25.1	1,52770	7,60	0,15749	7,12	0,94	0,07035	2,66	943	67	942	72	939	25	0	0,0019	940	82	39,3	55,9	12,8	0,71
E-72 26.1	3,42741	4,36	0,26182	4,23	0,97	0,09494	1,05	1499	63	1511	66	1527	16	2	0,0003	1524	37	59,8	213,4	75,2	0,28
E-72 27.1	1,50705	5,27	0,15616	5,14	0,97	0,06999	1,17	935	48	933	49	928	11	-1	0,0006	930	43	169,6	206,6	48,2	0,83
E-72 28.1	1,45015	4,37	0,15070	4,05	0,93	0,06979	1,66	905	37	910	40	922	15	2	0,0011	914	48	98,6	128,0	29,6	0,78
E-72 29.1	7,45884	4,87	0,39443	4,61	0,95	0,13715	1,56	2143	99	2168	106	2192	34	2	0,0011	2187	51	18,1	32,4	19,8	0,56

E-72 30.1	1,42191	9,69	0,14823	8,58	0,89	0,06957	4,50	891	76	898	87	916	41	3	0,0029	900	110	37,5	43,3	10,3	0,87
E-72 31.1	1,32892	10,99	0,14092	10,61	0,97	0,06840	2,85	850	90	858	94	881	25	3	0,0020	871	96	41,5	76,3	15,2	0,55
E-72 32.1	1,62033	6,16	0,16291	5,64	0,91	0,07214	2,49	973	55	978	60	990	25	2	0,0025	981	72	26,3	53,5	11,4	0,49
E-72 33.1	1,42492	5,42	0,14804	5,14	0,95	0,06981	1,72	890	46	899	49	923	16	4	0,0012	910	54	50,8	91,6	18,5	0,56
E-72 34.1	7,21183	2,97	0,38462	2,73	0,92	0,13599	1,16	2098	57	2138	63	2177	25	4	0,0007	2166	37	22,4	52,4	28,7	0,43
E-72 36.1	1,45287	7,62	0,15037	7,35	0,96	0,07007	2,02	903	66	911	69	930	19	3	0,0035	922	69	206,3	327,8	64,1	0,63
E-72 37.1	1,46642	5,31	0,15225	5,02	0,95	0,06986	1,74	914	46	917	49	924	16	1	0,0013	920	55	45,7	85,5	18,1	0,54
E-72 38.1	3,44179	8,40	0,26521	7,37	0,88	0,09412	4,03	1516	112	1514	127	1511	61	0	0,0039	1513	120	9,8	19,4	7,1	0,51
E-72 39.1	7,01118	3,82	0,38887	3,63	0,95	0,13076	1,18	2118	77	2113	81	2108	25	0	0,0007	2109	40	35,9	48,3	27,6	0,75
E-72 40.1	6,80304	5,48	0,38204	5,29	0,97	0,12915	1,43	2086	110	2086	114	2086	30	0	0,0011	2086	49	40,1	34,3	21,6	1,18
E-72 41.1	1,48188	6,57	0,15213	5,95	0,91	0,07065	2,79	913	54	923	61	947	26	4	0,0019	928	76	29,4	42,9	9,3	0,69
E-72 42.1	10,71041	4,24	0,45721	3,74	0,88	0,16990	1,99	2427	91	2498	106	2557	51	5	0,0005	2537	60	48,9	68,0	45,2	0,72
E-72 43.1	6,02779	5,73	0,35282	5,62	0,98	0,12391	1,10	1948	109	1980	113	2013	22	3	0,0012	2011	38	21,5	45,5	21,0	0,48
E-72 44.1	6,20383	4,81	0,35088	4,70	0,98	0,12823	1,01	1939	91	2005	96	2074	21	7	0,0007	2068	33	58,1	78,3	39,3	0,75
E-72 45.1	4,75667	5,60	0,31679	5,51	0,98	0,10890	1,00	1774	98	1777	100	1781	18	0	0,0010	1781	36	82,9	80,9	37,4	1,03
E-72 46.1	1,49461	7,11	0,15404	6,47	0,91	0,07037	2,96	924	60	928	66	939	28	2	0,0031	931	82	30,2	45,8	9,8	0,66
E-72 47.1	1,37985	3,94	0,14571	3,47	0,88	0,06868	1,86	877	30	880	35	889	17	1	0,0018	881	46	50,6	86,1	17,0	0,59
E-72 48.1	2,73931	4,03	0,23058	3,75	0,93	0,08616	1,46	1338	50	1339	54	1342	20	0	0,0011	1341	48	20,1	66,3	20,2	0,31
E-72 49.1	1,50789	6,58	0,15615	5,88	0,89	0,07004	2,95	935	55	934	61	929	27	-1	0,0028	933	78	23,5	42,6	9,2	0,55
E-72 50.1	7,21552	3,36	0,39430	3,08	0,92	0,13272	1,34	2143	66	2138	72	2134	29	0	0,0011	2136	44	15,8	47,2	25,1	0,34
E-72 51.1	7,35123	4,13	0,39404	3,82	0,93	0,13530	1,56	2142	82	2155	89	2168	34	1	0,0010	2164	51	18,2	34,1	19,9	0,54
E-72 52.1	19,52577	3,33	0,60458	3,11	0,93	0,23423	1,21	3048	95	3068	102	3081	37	1	0,0010	3079	38	6,9	20,4	19,0	0,34
E-72 53.1	6,91760	5,50	0,39058	5,34	0,97	0,12845	1,30	2126	114	2101	116	2077	27	-2	0,0009	2080	46	30,3	48,4	28,0	0,63
E-72 54.1	1,63361	6,98	0,16495	6,66	0,95	0,07183	2,09	984	66	983	69	981	21	0	0,0014	982	70	25,3	63,1	14,6	0,40
E-72 55.1	1,63347	6,93	0,16495	6,66	0,96	0,07182	1,90	984	66	983	68	981	19	0	0,0014	982	66	25,3	63,1	14,6	0,40
E-72 56.1	5,32464	4,91	0,34218	4,71	0,96	0,11286	1,38	1897	89	1873	92	1846	25	-3	0,0012	1851	49	35,7	42,0	21,1	0,86
E-72 57.1	7,12794	5,74	0,38930	5,31	0,93	0,13279	2,18	2120	113	2128	122	2135	46	1	0,0021	2133	71	5,5	18,3	9,6	0,30
E-72 58.1	1,44321	5,37	0,15086	4,83	0,90	0,06938	2,35	906	44	907	49	910	21	0	0,0023	908	62	27,3	45,4	10,0	0,61
E-72 59.1	1,42620	6,30	0,14841	5,98	0,95	0,06970	1,99	892	53	900	57	919	18	3	0,0015	908	63	35,1	53,8	11,5	0,66
E-72 60.1	2,67427	3,47	0,22504	3,33	0,96	0,08619	0,95	1308	44	1321	46	1342	13	3	0,0006	1337	33	42,5	160,9	48,2	0,27
E-72 61.1	1,55409	4,71	0,15945	3,94	0,84	0,07069	2,58	954	38	952	45	948	25	-1	0,0015	952	58	32,2	45,4	10,6	0,71

E-72 62.1	3,77513	4,53	0,28124	4,44	0,98	0,09735	0,85	1598	71	1587	72	1574	13	-1	0,0003	1576	32	42,6	132,9	53,7	0,32
E-72 63.1	1,65429	7,86	0,16570	6,97	0,89	0,07241	3,62	988	69	991	78	997	36	1	0,0025	992	97	12,3	28,6	6,5	0,43
E-72 64.1	4,01966	4,18	0,28665	3,56	0,85	0,10170	2,18	1625	58	1638	68	1655	36	2	0,0013	1644	64	31,3	30,3	13,9	1,04
E-72 65.1	6,91490	3,08	0,38168	2,68	0,87	0,13140	1,52	2084	56	2101	65	2117	32	2	0,0014	2109	47	13,5	26,4	14,5	0,52
E-72 66.1	3,14316	5,28	0,25125	5,02	0,95	0,09073	1,65	1445	72	1443	76	1441	24	0	0,0006	1442	57	44,1	45,9	19,5	0,97
E-72 67.1	2,78841	3,74	0,23381	3,55	0,95	0,08649	1,18	1354	48	1352	51	1349	16	0	0,0005	1350	41	29,3	105,6	33,6	0,28
E-72 68.1	13,11704	3,03	0,51558	2,85	0,94	0,18452	1,03	2680	76	2688	82	2694	28	0	0,0010	2693	33	27,6	42,9	34,7	0,65
E-72 69.1	2,73646	4,59	0,23094	4,28	0,93	0,08594	1,67	1339	57	1338	61	1337	22	0	0,0005	1338	55	16,7	71,1	21,2	0,24
E-72 70.1	1,53686	7,50	0,15749	6,63	0,88	0,07077	3,50	943	63	945	71	951	33	1	0,0018	946	90	58,9	23,8	7,9	2,49
E-72 71.1	1,49041	8,68	0,15449	7,43	0,86	0,06997	4,50	926	69	926	80	927	42	0	0,0028	927	110	16,4	26,6	6,4	0,62
E-72 72.1	1,52881	4,81	0,15843	4,15	0,86	0,06999	2,43	948	39	942	45	928	23	-2	0,0014	941	59	98,2	88,0	24,1	1,12
E-72 73.1	2,16204	10,02	0,20097	9,89	0,99	0,07802	1,58	1181	117	1169	117	1147	18	-3	0,0009	1150	62	25,5	91,5	23,4	0,28
E-72 74.1	4,80413	5,23	0,31198	5,07	0,97	0,11168	1,30	1750	89	1786	93	1827	24	4	0,0007	1821	44	76,4	60,9	35,0	1,26
E-72 75.1	4,95393	2,05	0,33072	1,87	0,91	0,10864	0,83	1842	35	1811	37	1777	15	-4	0,0003	1791	28	75,1	165,5	81,1	0,46
E-72 76.1	7,17080	3,20	0,39324	2,99	0,94	0,13225	1,13	2138	64	2133	68	2128	24	0	0,0009	2129	38	14,0	42,2	24,4	0,33
E-72 77.1	1,50123	9,32	0,15510	7,70	0,83	0,07020	5,26	929	72	931	87	934	49	1	0,0010	931	110	11,7	19,4	4,7	0,61
E-72 78.1	4,73021	3,65	0,31502	3,43	0,94	0,10890	1,23	1765	61	1773	65	1781	22	1	0,0007	1779	41	48,1	58,4	31,5	0,83
E-72 79.1	1,69662	4,39	0,16510	4,10	0,94	0,07453	1,56	985	40	1007	44	1056	16	7	0,0011	1027	48	148,1	78,5	27,8	1,90
E-72 80.1	6,83948	7,56	0,37332	7,46	0,99	0,13288	1,24	2045	153	2091	158	2136	26	4	0,0005	2134	41	51,3	81,8	49,8	0,63
E-72 81.1	6,40435	8,42	0,36944	7,68	0,91	0,12573	3,46	2027	156	2033	171	2039	71	1	0,0021	2037	110	12,4	14,6	8,2	0,86
E-72 82.1	3,89538	3,06	0,28284	2,91	0,95	0,09989	0,94	1606	47	1613	49	1622	15	1	0,0005	1620	32	210,2	125,1	63,6	1,69
E-72 83.1	3,48987	3,55	0,26222	3,25	0,92	0,09652	1,43	1501	49	1525	54	1558	22	4	0,0009	1543	46	29,5	47,4	18,7	0,63
E-72 84.1	6,23832	3,93	0,36692	3,62	0,92	0,12331	1,53	2015	73	2010	79	2005	31	-1	0,0009	2006	50	35,6	43,7	24,3	0,82
E-72 85.1	7,16436	4,98	0,39199	4,51	0,90	0,13256	2,12	2132	96	2132	106	2132	45	0	0,0021	2132	68	8,4	17,9	10,1	0,47
E-72 86.1	1,46218	7,54	0,15248	6,74	0,89	0,06955	3,38	915	62	915	69	915	31	0	0,0026	915	89	21,9	35,9	8,0	0,61
E-72 87.1	3,63326	4,80	0,27353	4,72	0,98	0,09634	0,86	1559	74	1557	75	1554	13	0	0,0005	1555	32	51,0	93,9	37,5	0,55
E-72 88.1	5,45361	4,08	0,34355	3,77	0,92	0,11513	1,56	1904	72	1893	77	1882	29	-1	0,0010	1886	52	46,4	42,3	23,6	1,11
E-72 89.1	1,46470	5,79	0,15200	5,60	0,97	0,06989	1,45	912	51	916	53	925	13	1	0,0017	921	50	43,8	86,8	18,1	0,51
E-72 90.1	7,88483	3,71	0,40826	3,58	0,96	0,14007	0,99	2207	79	2218	82	2228	22	1	0,0006	2227	33	33,6	65,8	39,6	0,51

Tabela 7. Dados U-Pb (LA-ICP-MS) para zircões detríticos da amostra E91, porção basal da Formação Salinas. Colunas tachadas referem-se a dados descartados.

Spot number	Ratios							Age (Ma)						%	f 206			Th	U	Pb	
	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±	Rho1	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc.		Age (Ma)	±	ppm	ppm	ppm	$^{232}Th/^{238}U$
E-91 1.1	13,81907	7,03	0,53166	6,98	0,99	0,18851	0,88	2748	192	2737	192	2729	24	-1	0,0003	2729	30	211,1	321,7	244,7	0,66
E-91 2.1	18,47246	5,85	0,58828	5,39	0,92	0,22774	2,29	2982	161	3015	176	3036	70	2	0,0004	3032	70	49,4	96,4	72,9	0,52
E-91 3.1	13,19819	2,31	0,50304	2,01	0,87	0,19029	1,13	2627	53	2694	62	2745	31	4	0,0014	2727	34	14,2	34,7	28,8	0,41
E-91 5.1	1,43877	3,89	0,14813	3,27	0,84	0,07045	2,11	890	29	905	35	941	20	5	0,0017	904	47	37,4	50,1	12,2	0,75
~~**E-91 6.1**~~	~~10,15577~~	~~15,28~~	~~0,50025~~	~~3,42~~	~~0,22~~	~~0,14724~~	~~14,89~~	~~2615~~	~~89~~	~~2449~~	~~374~~	~~2314~~	~~345~~	~~-13~~	~~0,0006~~	~~2583~~	~~140~~	~~58,3~~	~~120,6~~	~~75,5~~	~~0,49~~
E-91 7.1	3,55250	5,05	0,26798	4,75	0,94	0,09614	1,72	1531	73	1539	78	1551	27	1	0,0015	1547	58	51,7	59,3	26,0	0,88
~~**E-91 8.1**~~	~~9,33923~~	~~12,09~~	~~0,41707~~	~~8,55~~	~~0,71~~	~~0,16241~~	~~8,54~~	~~2247~~	~~192~~	~~2372~~	~~287~~	~~2481~~	~~212~~	~~9~~	~~0,0003~~	~~2374~~	~~220~~	~~15,1~~	~~165,2~~	~~95,0~~	~~0,09~~
E-91 9.1	12,37837	5,58	0,48491	5,49	0,98	0,18514	1,02	2549	140	2634	147	2699	27	6	0,0005	2697	32	194,8	435,0	190,8	0,45
E-91 10.1	12,61305	5,56	0,49302	5,40	0,97	0,18555	1,31	2584	140	2651	147	2703	36	4	0,0016	2699	41	109,3	244,3	192,1	0,45
E-91 11.1	2,31029	3,69	0,20529	3,19	0,87	0,08162	1,84	1204	38	1215	45	1236	23	3	0,0016	1220	51	22,0	65,6	19,4	0,34
~~**E-91 12.1**~~	~~7,24618~~	~~20,66~~	~~0,37297~~	~~5,37~~	~~0,26~~	~~0,14091~~	~~19,95~~	~~2043~~	~~110~~	~~2142~~	~~443~~	~~2238~~	~~447~~	~~9~~	~~0,0035~~	~~2054~~	~~180~~	~~99,1~~	~~471,6~~	~~129,4~~	~~0,21~~
E-91 13.1	3,86912	6,55	0,27604	5,46	0,83	0,10166	3,63	1571	86	1607	105	1655	60	5	0,0018	1618	100	24,9	20,9	10,3	1,20
~~**E-91 14.1**~~	~~4,52129~~	~~11,08~~	~~0,27998~~	~~10,93~~	~~0,99~~	~~0,11712~~	~~1,82~~	~~1591~~	~~174~~	~~1735~~	~~192~~	~~1913~~	~~35~~	~~17~~	~~0,0018~~	~~1913~~	~~65~~	~~90,9~~	~~117,0~~	~~54,0~~	~~0,78~~
E-91 15.1	2,60595	6,77	0,21485	6,69	0,99	0,08797	1,00	1255	84	1302	88	1382	14	9	0,0008	1375	35	107,8	148,8	50,5	0,73
E-91 16.1	5,38255	5,76	0,30608	5,60	0,97	0,12754	1,37	1721	96	1882	108	2064	28	17	0,0012	2064	48	14,4	66,3	31,5	0,22
E-91 18.1	13,39850	4,09	0,52596	3,99	0,98	0,18476	0,86	2724	109	2708	111	2696	23	-1	0,0016	2697	29	45,9	166,8	136,5	0,28
E-91 19.1	0,71724	3,36	0,08545	2,73	0,81	0,06087	1,96	529	14	549	18	635	12	17	0,0033	635	83	15531,8	1329,4	579,2	11,77
E-91 20.1	7,68533	4,26	0,40509	4,15	0,97	0,13760	0,97	2192	91	2195	94	2197	21	0	0,0008	2197	33	30,4	45,0	29,4	0,68
~~**E-91 21.1**~~	~~2,46787~~	~~14,63~~	~~0,21343~~	~~14,57~~	~~1,00~~	~~0,08386~~	~~1,40~~	~~1247~~	~~182~~	~~1263~~	~~185~~	~~1289~~	~~18~~	~~3~~	~~0,0020~~	~~1288~~	~~52~~	~~119,2~~	~~243,2~~	~~59,8~~	~~0,49~~
E-91 22.1	0,91659	4,14	0,10710	3,22	0,78	0,06207	2,61	656	21	661	27	676	18	3	0,0053	658	38	90,1	344,4	37,7	0,26
E-91 23.1	13,52183	5,60	0,52903	5,13	0,92	0,18538	2,25	2737	140	2717	152	2702	61	-1	0,0007	2705	72	102,8	252,2	149,3	0,41
E-91 24.1	0,88979	3,10	0,10354	2,50	0,81	0,06233	1,84	635	16	646	20	685	13	7	0,0023	641	28	312,3	453,8	68,1	0,69
E-91 25.1	13,08276	4,94	0,51386	4,89	0,99	0,18465	0,70	2673	131	2686	133	2695	19	1	0,0001	2695	24	146,5	240,5	185,4	0,61
E-91 26.1	0,77484	4,27	0,09390	3,27	0,77	0,05985	2,74	579	19	583	25	598	16	3	0,0019	580	35	310,9	1384,7	125,6	0,23
~~**E-91 27.1**~~	~~12,31492~~	~~13,16~~	~~0,49220~~	~~13,14~~	~~1,00~~	~~0,18146~~	~~0,82~~	~~2580~~	~~339~~	~~2629~~	~~346~~	~~2666~~	~~22~~	~~3~~	~~0,0017~~	~~2666~~	~~27~~	~~231,3~~	~~309,6~~	~~199,2~~	~~0,75~~
E-91 28.1	4,06301	2,65	0,25916	2,23	0,84	0,11370	1,44	1486	33	1647	44	1859	27	20	0,0024	1859	52	51,4	124,6	46,4	0,42

E-91 29.1	10,17197	5,97	0,40787	5,80	0,97	0,18088	1,38	2205	128	2451	146	2661	37	17	0,0014	2661	46	177,8	180,8	111,8	0,99
E-91 29.2	12,49544	6,61	0,49771	6,53	0,99	0,18209	1,00	2604	170	2642	175	2672	27	3	0,0004	2671	33	254,3	278,8	212,6	0,92
~~**E-91 30.1**~~	~~5,04474~~	~~12,56~~	~~0,29957~~	~~11,04~~	~~0,88~~	~~0,12213~~	~~5,98~~	~~1689~~	~~187~~	~~1827~~	~~229~~	~~1988~~	~~119~~	~~15~~	~~0,0098~~	~~1905~~	~~170~~	~~170,2~~	~~222,4~~	~~45,1~~	~~0,77~~
~~**E-91 31.1**~~	~~5,69949~~	~~10,80~~	~~0,33413~~	~~10,68~~	~~0,99~~	~~0,12371~~	~~1,62~~	~~1858~~	~~198~~	~~1931~~	~~209~~	~~2010~~	~~33~~	~~8~~	~~0,0010~~	~~2007~~	~~52~~	~~113,9~~	~~214,1~~	~~87,3~~	~~0,54~~
E-91 32.1	1,30417	2,47	0,13487	1,97	0,80	0,07013	1,49	816	16	848	21	932	14	13	0,0026	932	60	58,3	128,1	19,0	0,46
~~**E-91 33.1**~~	~~3,85828~~	~~10,05~~	~~0,24949~~	~~9,78~~	~~0,97~~	~~0,11216~~	~~2,31~~	~~1436~~	~~140~~	~~1605~~	~~161~~	~~1835~~	~~42~~	~~22~~	~~0,0036~~	~~1835~~	~~83~~	~~88,9~~	~~135,5~~	~~45,8~~	~~0,66~~
E-91 34.1	12,71654	6,25	0,49978	5,83	0,93	0,18454	2,25	2613	152	2659	166	2694	61	3	0,0001	2688	70	332,6	552,3	362,6	0,61
E-91 35.1	5,59136	2,64	0,33181	2,41	0,91	0,12222	1,07	1847	45	1915	51	1989	21	7	0,0027	1989	38	195,4	427,8	160,9	0,46
E-91 36.1	13,63307	5,53	0,52574	5,36	0,97	0,18807	1,37	2723	146	2725	151	2725	37	0	0,0003	2725	45	128,8	174,3	136,5	0,74
E-91 37.1	14,10169	6,94	0,53382	4,38	0,63	0,19159	5,37	2758	121	2757	191	2756	148	0	0,0001	2757	130	460,8	472,3	375,7	0,98
E-91 38.1	1,46420	6,21	0,15327	5,83	0,94	0,06928	2,15	919	54	916	57	907	19	-1	0,0022	913	66	55,2	69,3	15,5	0,80
E-91 39.1	0,85382	3,60	0,09927	3,10	0,86	0,06238	1,83	610	19	627	23	687	13	11	0,0036	622	33	176,6	208,3	31,6	0,85
E-91 40.1	0,94278	3,37	0,10954	2,80	0,83	0,06242	1,87	670	19	674	23	689	13	3	0,0035	673	33	109,6	410,5	57,1	0,27
E-91 41.1	13,49663	4,13	0,53289	3,84	0,93	0,18369	1,54	2754	106	2715	112	2686	41	-2	0,0008	2692	50	65,9	212,0	149,1	0,31
E-91 42.1	6,60713	3,25	0,37745	2,90	0,89	0,12696	1,48	2064	60	2060	67	2056	31	0	0,0015	2058	57	27,2	37,8	23,7	0,73
E-91 43.1	7,06189	3,53	0,38421	2,98	0,84	0,13331	1,90	2096	62	2119	75	2142	41	2	0,0009	2129	56	18,4	44,2	25,5	0,42
E-91 44.1	12,61387	7,19	0,50598	3,24	0,45	0,18081	6,42	2639	86	2651	191	2660	171	1	0,0020	2646	120	67,8	133,6	72,9	0,51
E-91 45.1	11,90223	9,16	0,49356	3,25	0,35	0,17490	8,56	2586	84	2597	238	2605	223	1	0,0007	2590	120	190,6	521,3	186,5	0,37
E-91 46.1	0,87836	4,67	0,10453	4,42	0,95	0,06095	1,51	641	28	640	30	637	10	-1	0,0009	639	41	165,5	329,7	52,6	0,51
E-91 47.1	3,58446	3,53	0,27536	2,76	0,78	0,09441	2,20	1568	43	1546	55	1516	33	-3	0,0014	1544	56	17,5	81,7	29,6	0,22
E-91 48.1	13,52473	3,72	0,52574	3,56	0,96	0,18658	1,09	2723	97	2717	101	2712	30	0	0,0002	2713	36	92,4	122,3	103,2	0,76
E-91 49.1	13,87327	5,85	0,53708	5,80	0,99	0,18734	0,78	2771	161	2741	160	2719	21	-2	0,0003	2720	27	150,6	227,0	175,7	0,67
E-91 50.1	4,67565	5,58	0,30759	4,82	0,86	0,11025	2,81	1729	83	1763	98	1803	51	4	0,0031	1779	84	9,4	22,9	10,2	0,41
~~**E-91 51.1**~~	~~0,96934~~	~~12,59~~	~~0,11168~~	~~12,52~~	~~0,99~~	~~0,06295~~	~~1,32~~	~~682~~	~~85~~	~~688~~	~~87~~	~~707~~	~~9~~	~~3~~	~~0,0037~~	~~704~~	~~52~~	~~631,3~~	~~1134,7~~	~~132,8~~	~~0,56~~
E-91 52.1	12,46011	4,16	0,47674	4,07	0,98	0,18956	0,88	2513	102	2640	110	2738	24	8	0,0012	2733	27	186,0	356,4	245,4	0,53
~~**E-91 53.1**~~	~~9,38808~~	~~19,85~~	~~0,45601~~	~~13,69~~	~~0,69~~	~~0,14931~~	~~14,37~~	~~2422~~	~~332~~	~~2377~~	~~472~~	~~2338~~	~~336~~	~~-4~~	~~0,0010~~	~~2375~~	~~360~~	~~178,1~~	~~467,2~~	~~108,8~~	~~0,38~~
E-91 54.1	7,82849	7,51	0,39580	4,14	0,55	0,14345	6,26	2150	89	2211	166	2269	142	5	0,0004	2186	130	4,9	137,8	124,3	0,04
E-91 55.1	0,91446	4,67	0,10776	4,15	0,89	0,06155	2,15	660	27	659	31	658	14	0	0,0017	659	45	646,9	966,2	121,3	0,67
E-91 56.1	4,37223	5,39	0,29760	5,08	0,94	0,10655	1,78	1679	85	1707	92	1741	31	4	0,0024	1732	59	56,4	44,3	22,4	1,28
E-91 57.1	4,09556	7,62	0,29157	7,40	0,97	0,10188	1,81	1649	122	1653	126	1659	30	1	0,0010	1658	64	56,0	95,8	41,5	0,59
~~**E-91 58.1**~~	~~0,71985~~	~~113,63~~	~~0,08859~~	~~113,59~~	~~1,00~~	~~0,05893~~	~~3,01~~	~~547~~	~~622~~	~~551~~	~~626~~	~~565~~	~~17~~	~~3~~	~~0,0024~~	~~564~~	~~130~~	~~6609,9~~	~~560,3~~	~~245,6~~	~~11,88~~

E-91 59.1	11,98400	3,67	0,47054	3,57	0,97	0,18472	0,83	2486	89	2603	95	2696	22	8	0,0002	2696	28	246,9	371,8	241,0	0,67
E-91 60.1	1,50249	8,13	0,15301	7,09	0,87	0,07122	3,98	918	65	931	76	964	38	5	0,0010	934	98	18,8	38,8	8,5	0,49
E-91 61.1	10,09271	8,74	0,41065	8,21	0,94	0,17825	3,00	2218	182	2443	214	2637	79	16	0,0025	2605	82	63,9	177,9	80,1	0,36
E-91 62.1	12,97431	3,69	0,50229	3,36	0,91	0,18734	1,51	2624	88	2678	99	2719	41	4	0,0002	2709	46	148,9	136,7	118,4	1,10
E-91 63.1	10,62728	2,62	0,44077	2,45	0,94	0,17487	0,93	2354	58	2491	65	2605	24	10	0,0001	2605	31	153,1	291,0	203,7	0,53
E-91 64.1	5,64617	6,26	0,33885	6,00	0,96	0,12085	1,76	1881	113	1923	120	1969	35	4	0,0009	1961	59	37,7	36,0	21,5	1,06
E-91 65.1	6,15176	7,33	0,34136	7,10	0,97	0,13070	1,82	1893	134	1998	146	2107	38	10	0,0012	2095	56	28,0	33,7	19,7	0,84
E-91 66.1	7,23776	3,85	0,38957	3,58	0,93	0,13475	1,43	2121	76	2141	83	2161	31	2	0,0005	2156	46	19,8	42,4	25,3	0,47
E-91 67.1	5,75833	4,33	0,32557	4,27	0,99	0,12828	0,74	1817	78	1940	84	2075	15	12	0,0014	2075	27	59,7	111,5	47,3	0,54
E-91 70.1	13,01216	3,63	0,50143	3,54	0,98	0,18821	0,78	2620	93	2681	97	2727	21	4	0,0003	2724	25	79,9	117,0	93,0	0,69
E-91 74.1	0,62709	4,23	0,07632	3,89	0,92	0,05960	1,66	474	18	494	21	589	10	19	0,0011	589	71	26407,2	4043,7	975,0	6,58
~~**E-91 76.1**~~	~~0,85774~~	~~50,46~~	~~0,10268~~	~~50,43~~	~~1,00~~	~~0,06059~~	~~1,49~~	~~630~~	~~318~~	~~629~~	~~317~~	~~625~~	~~9~~	~~-1~~	~~0,0035~~	~~625~~	~~65~~	~~22285,3~~	~~1840,2~~	~~721,8~~	~~12,20~~
E-91 77.1	5,88418	3,70	0,32786	3,52	0,95	0,13017	1,15	1828	64	1959	72	2100	24	13	0,0011	2100	40	31,0	45,7	22,9	0,68
E-91 78.1	12,65274	2,57	0,49214	2,39	0,93	0,18646	0,96	2580	62	2654	68	2711	26	5	0,0003	2700	30	83,0	99,4	77,5	0,84
~~**E-91 80.1**~~	~~1,07243~~	~~95,31~~	~~0,12361~~	~~95,29~~	~~1,00~~	~~0,06292~~	~~1,94~~	~~751~~	~~716~~	~~740~~	~~705~~	~~706~~	~~14~~	~~-6~~	~~0,0033~~	~~706~~	~~88~~	~~11622,7~~	~~1659,5~~	~~502,3~~	~~7,05~~
~~**E-91 81.1**~~	~~0,73991~~	~~76,76~~	~~0,09044~~	~~76,68~~	~~1,00~~	~~0,05934~~	~~3,59~~	~~558~~	~~428~~	~~562~~	~~432~~	~~579~~	~~21~~	~~4~~	~~0,0013~~	~~579~~	~~74~~	~~14155,3~~	~~1726,5~~	~~520,4~~	~~8,26~~
E-91 82.1	13,25841	5,57	0,51405	5,40	0,97	0,18706	1,39	2674	144	2698	150	2716	38	2	0,0002	2715	45	160,1	204,5	161,2	0,79
E-91 83.1	0,93396	5,88	0,10865	5,66	0,96	0,06234	1,62	665	38	670	39	686	11	3	0,0030	676	50	279,3	338,8	54,0	0,83
E-91 84.1	0,93927	5,74	0,11072	4,56	0,79	0,06152	3,48	677	31	672	39	658	23	-3	0,0139	674	54	146,6	338,1	57,9	0,44
~~**E-91 85.1**~~	~~0,72359~~	~~14,91~~	~~0,08710~~	~~14,48~~	~~0,97~~	~~0,06026~~	~~3,54~~	~~538~~	~~78~~	~~553~~	~~82~~	~~613~~	~~22~~	~~12~~	~~0,0040~~	~~575~~	~~110~~	~~7560,5~~	~~919,6~~	~~336,1~~	~~8,28~~
~~E-91 86.1~~	~~0,65774~~	~~3,36~~	~~0,08009~~	~~2,55~~	~~0,76~~	~~0,05956~~	~~2,18~~	~~497~~	~~13~~	~~513~~	~~17~~	~~588~~	~~13~~	~~15~~	~~0,0013~~	~~501~~	~~24~~	~~18557,0~~	~~3050,2~~	~~784,3~~	~~6,13~~
~~**E-91 87.1**~~	~~0,72174~~	~~35,25~~	~~0,08730~~	~~35,14~~	~~1,00~~	~~0,05996~~	~~2,74~~	~~540~~	~~190~~	~~552~~	~~194~~	~~602~~	~~16~~	~~10~~	~~0,0033~~	~~597~~	~~100~~	~~7944,7~~	~~1033,7~~	~~311,9~~	~~7,74~~
~~**E-91 88.1**~~	~~0,64214~~	~~4,35~~	~~0,07728~~	~~3,23~~	~~0,74~~	~~0,06026~~	~~2,92~~	~~480~~	~~15~~	~~504~~	~~22~~	~~613~~	~~18~~	~~22~~	~~0,0020~~	~~613~~	~~120~~	~~21125,2~~	~~2106,4~~	~~813,1~~	~~10,10~~
~~**E-91 89.1**~~	~~0,72321~~	~~3,62~~	~~0,08551~~	~~3,40~~	~~0,94~~	~~0,06134~~	~~1,26~~	~~529~~	~~18~~	~~553~~	~~20~~	~~651~~	~~8~~	~~19~~	~~0,0032~~	~~651~~	~~54~~	~~19170,1~~	~~682,3~~	~~613,0~~	~~28,30~~

Tabela 8. Dados U-Pb (LA-ICP-MS) para zircões detríticos da amostra E3, porção de topo da Formação Salinas. Colunas tachadas referem-se a dados descartados.

Spot number	Ratios							Age (Ma)						%	f 206			Th	U	Pb	$^{232}Th/^{238}U$
	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±	Rho1	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	Disc		Age (Ma)	±	ppm	ppm	ppm	
E-3 1.1 (M-140)	0,84072	5,11	0,10294	4,89	0,96	0,05923	1,46	632	31	620	32	576	8	-10	0,0008	606	43	95,9	186,1	25,5	0,52
E-3 2.1(M-140)	0,75546	8,12	0,09244	7,96	0,98	0,05927	1,63	570	45	571	46	577	9	1	0,0006	574	55	165,3	355,9	46,8	0,47
E-3 3.1(M-140)	1,77951	16,40	0,17607	14,41	0,88	0,07330	7,83	1045	151	1038	170	1022	80	-2	0,0055	1040	110	10,2	9,7	2,7	1,06
E-3 4.1(M-140)	3,46812	3,15	0,26593	2,87	0,91	0,09458	1,31	1520	44	1520	48	1520	20	0	0,0008	1520	42	59,0	79,4	31,2	0,75
E-3 5.1(M-140)	0,77142	5,49	0,09381	5,22	0,95	0,05964	1,70	578	30	581	32	591	10	2	0,0019	583	46	77,7	214,7	25,2	0,36
E-36.1(M-140)	0,78563	6,45	0,09592	5,99	0,93	0,05941	2,40	590	35	589	38	582	14	-1	0,0006	588	77	153,9	275,2	34,7	0,56
E-37.1(M-140)	0,76731	27,48	0,09381	27,43	1,00	0,05932	1,77	578	159	578	159	579	10	0	0,0023	579	75	100,6	230,0	27,9	0,44
E-38.1(M-140)	0,75328	9,38	0,09259	9,19	0,98	0,05900	1,89	571	52	570	54	567	11	-1	0,0006	569	64	208,6	403,7	48,6	0,52
E-39.1(M-140)	0,78776	12,23	0,09624	12,16	0,99	0,05937	1,31	592	72	590	72	581	8	-2	0,0008	582	53	182,0	363,7	43,7	0,50
E-310.1(M-140)	0,91956	11,21	0,11049	10,89	0,97	0,06036	2,67	676	74	662	74	616	16	-10	0,0008	641	89	120,0	323,0	52,9	0,37
E-31.1 (M-141)	6,66140	4,47	0,37247	4,29	0,96	0,12971	1,23	2041	88	2068	92	2094	26	3	0,0008	2090	41	142,4	182,7	100,2	0,78
E-32.1(M-141)	2,05077	6,97	0,18843	6,72	0,96	0,07893	1,86	1113	75	1133	79	1170	22	5	0,0025	1158	64	27,4	62,7	17,6	0,44
E-33.1(M-141)	3,77914	8,23	0,27215	7,26	0,88	0,10071	3,87	1552	113	1588	131	1637	63	5	0,0027	1609	120	13,8	18,5	7,8	0,75
E-34.1(M-141)	2,58341	10,89	0,21547	9,88	0,91	0,08696	4,58	1258	124	1296	141	1360	62	7	0,0016	1322	140	30,9	19,5	8,1	1,60
E-35.1(M-141)	2,49366	3,61	0,21146	3,14	0,87	0,08553	1,77	1237	39	1270	46	1328	24	7	0,0034	1283	50	51,5	64,4	22,3	0,81
E-36.1(M-141)	2,11389	7,81	0,19394	7,19	0,92	0,07905	3,06	1143	82	1153	90	1173	36	3	0,0028	1161	94	12,3	42,6	11,1	0,29
E-37.1(M-141)	19,42763	3,34	0,57155	2,78	0,83	0,24653	1,85	2914	81	3063	102	3163	59	8	0,0004	3163	58	40,6	66,0	65,2	0,62
E-39.1(M-141)	2,04674	5,96	0,18594	5,87	0,99	0,07983	1,00	1099	65	1131	67	1193	12	8	0,0015	1184	36	137,9	412,3	101,5	0,34
E-310.1(M-141)	5,49882	3,45	0,33673	3,12	0,90	0,11844	1,49	1871	58	1900	66	1933	29	3	0,0012	1920	43	47,1	51,8	28,6	0,92
E-3 11.1	4,28336	3,54	0,29600	3,13	0,88	0,10495	1,66	1671	52	1690	60	1713	28	2	0,0013	1701	51	19,7	32,8	16,2	0,60
E-3 12.1	4,30727	9,21	0,29861	9,00	0,98	0,10461	1,95	1684	152	1695	156	1708	33	1	0,0011	1706	69	30,6	73,4	31,1	0,42
E-3 13.1	7,48824	4,45	0,39810	4,12	0,93	0,13642	1,69	2160	89	2172	97	2182	37	1	0,0011	2179	55	21,8	52,1	33,2	0,42
E-3 14.1	5,56358	6,36	0,35445	6,23	0,98	0,11384	1,28	1956	122	1910	122	1862	24	-5	0,0010	1866	48	60,8	78,7	45,6	0,78
E-3 15.1	5,34671	3,08	0,33708	2,72	0,88	0,11504	1,44	1873	51	1876	58	1881	27	0	0,0006	1878	45	178,2	94,7	70,7	1,90
E-3 16.1	10,85742	4,42	0,46397	3,90	0,88	0,16972	2,09	2457	96	2511	111	2555	53	4	0,0021	2540	63	27,6	45,1	36,8	0,62
E-3 17.1	2,18583	2,13	0,20225	1,83	0,86	0,07838	1,08	1187	22	1177	25	1157	13	-3	0,0005	1173	29	42,9	187,4	55,4	0,23
E-3 18.1	4,09220	5,10	0,28332	4,70	0,92	0,10475	1,98	1608	76	1653	84	1710	34	6	0,0017	1688	63	23,7	44,6	21,1	0,54
E-3 19.1	2,62998	6,97	0,22545	6,53	0,94	0,08460	2,42	1311	86	1309	91	1306	32	0	0,0017	1308	81	18,7	46,0	17,6	0,41

E-3 20.1	8,58251	5,04	0,42070	4,84	0,96	0,14796	1,43	2264	109	2295	116	2322	33	3	0,0016	2319	47	22,1	32,9	23,8	0,68
E-3 21.1	1,64283	6,44	0,16325	6,25	0,97	0,07298	1,55	975	61	987	64	1013	16	4	0,0012	1005	54	88,0	87,9	24,6	1,01
E-3 22.1	2,56389	5,93	0,21948	5,59	0,94	0,08472	1,98	1279	71	1290	77	1309	26	2	0,0017	1301	66	73,2	67,4	25,9	1,09
E-3 23.1	3,53634	9,01	0,26833	8,87	0,98	0,09558	1,59	1532	136	1535	138	1540	25	0	0,0004	1539	58	124,3	107,6	52,3	1,16
E-3 24.1	2,36614	5,65	0,20776	4,29	0,76	0,08260	3,68	1217	52	1232	70	1260	46	3	0,0036	1230	80	20,2	40,3	13,1	0,51
E-3 25.1	6,33749	8,14	0,37536	7,78	0,96	0,12245	2,38	2055	160	2024	165	1992	48	-3	0,0014	1998	83	30,6	31,9	21,7	0,97
E-3 26.1	6,83479	3,26	0,37809	2,84	0,87	0,13111	1,60	2067	59	2090	68	2113	34	2	0,0010	2102	49	19,5	39,5	23,9	0,50
E-3 27.1	1,76201	14,12	0,17592	12,40	0,88	0,07264	6,76	1045	130	1032	146	1004	68	-4	0,0063	1027	180	7,3	14,8	3,9	0,50
E-3 28.1	1,55058	6,99	0,15697	6,28	0,90	0,07164	3,06	940	59	951	66	976	30	4	0,0023	955	83	68,8	47,6	15,0	1,45
E-3 29.1	2,99673	6,37	0,24363	5,99	0,94	0,08921	2,17	1406	84	1407	90	1409	31	0	0,0022	1408	73	42,2	47,2	18,9	0,90
E-3 31.1	2,38430	3,48	0,20899	2,96	0,85	0,08274	1,83	1223	36	1238	43	1263	23	3	0,0012	1242	49	26,7	72,9	22,5	0,37
E-3 32.1	4,59099	5,36	0,31029	4,93	0,92	0,10731	2,10	1742	86	1748	94	1754	37	1	0,0008	1752	68	81,6	96,8	47,7	0,85
E-3 33.1	2,88360	3,34	0,23638	2,82	0,85	0,08847	1,78	1368	39	1378	46	1393	25	2	0,0024	1341	49	42,9	65,8	24,8	0,66
E-3 34.1	3,18972	5,51	0,25098	5,35	0,97	0,09217	1,31	1444	77	1455	80	1471	19	2	0,0008	1468	46	46,5	119,4	41,4	0,39
E-3 35.1	5,01235	6,49	0,32438	6,17	0,95	0,11207	1,99	1811	112	1821	118	1833	36	1	0,0007	1831	67	124,2	291,6	99,5	0,43
E-3 37.1	7,30016	7,44	0,39255	6,58	0,88	0,13488	3,49	2135	140	2149	160	2162	75	1	0,0008	2157	110	9,8	20,1	12,3	0,49
E-3 38.1	1,75082	5,41	0,17305	4,48	0,83	0,07338	3,02	1029	46	1027	56	1024	31	0	0,0024	1027	70	76,8	50,1	16,1	1,54
E-3 39.1	12,62219	3,30	0,50822	3,11	0,94	0,18013	1,12	2649	82	2652	88	2654	30	0	0,0005	2654	36	20,5	57,4	46,7	0,36
E-3 40.1	4,37146	5,58	0,30395	5,35	0,96	0,10431	1,56	1711	92	1707	95	1702	26	-1	0,0012	1703	54	30,5	48,7	21,9	0,63
E-3 41.1	2,33373	4,10	0,20742	3,69	0,90	0,08160	1,78	1215	45	1223	50	1236	22	2	0,0018	1227	53	43,3	101,1	30,0	0,43
E-3 42.1	3,07985	7,57	0,24520	7,04	0,93	0,09110	2,79	1414	99	1428	108	1449	40	2	0,0026	1440	91	11,8	40,2	13,1	0,30
E-3 43.1	4,84148	6,09	0,31688	5,55	0,91	0,11081	2,52	1774	98	1792	109	1813	46	2	0,0013	1804	80	18,2	25,6	15,2	0,72
E-3 45.1	4,02823	7,94	0,29108	7,24	0,91	0,10037	3,27	1647	119	1640	130	1631	53	-1	0,0027	1635	110	6,2	9,8	4,2	0,63
E-3 46.1	3,29266	5,15	0,25435	4,91	0,95	0,09389	1,53	1461	72	1479	76	1506	23	3	0,0012	1498	52	70,4	128,4	47,7	0,55
E-3 47.1	2,30913	8,08	0,20775	7,54	0,93	0,08061	2,91	1217	92	1215	98	1212	35	0	0,0025	1214	95	18,8	48,0	13,9	0,39
E-3 48.1	4,48528	2,56	0,30142	2,26	0,88	0,10792	1,20	1698	38	1728	44	1765	21	4	0,0008	1745	37	68,6	109,5	48,7	0,63
E-3 49.1	6,00806	5,73	0,36119	5,59	0,97	0,12064	1,30	1988	111	1977	113	1966	26	-1	0,0009	1967	46	77,6	80,8	47,2	0,97
E-3 50.1	6,85584	5,36	0,38387	5,25	0,98	0,12953	1,07	2094	110	2093	112	2092	22	0	0,0004	2092	37	88,1	120,0	70,3	0,74
E-3 51.1	6,81128	4,79	0,37902	4,60	0,96	0,13033	1,31	2072	95	2087	100	2102	27	1	0,0006	2100	44	125,6	43,7	39,5	2,90
E-3 53.1	5,94055	4,50	0,35658	4,03	0,89	0,12083	2,01	1966	79	1967	89	1968	40	0	0,0010	1968	64	54,0	49,3	30,2	1,10
E-3 54.1	2,17878	3,04	0,20011	2,75	0,90	0,07897	1,29	1176	32	1174	36	1171	15	0	0,0003	1173	39	66,6	257,3	66,7	0,26
E-3 55.1	7,09907	7,47	0,39094	7,16	0,96	0,13170	2,11	2127	152	2124	159	2121	45	0	0,0010	2121	72	19,9	39,0	21,8	0,51

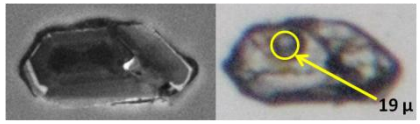
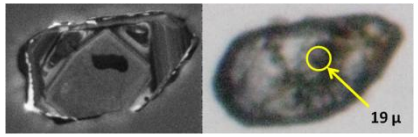
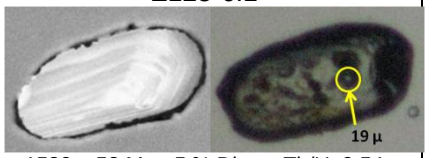
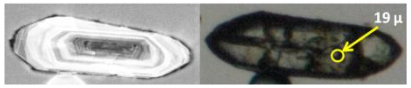
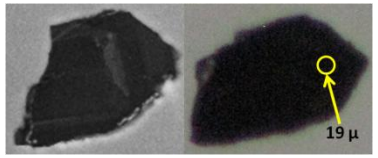
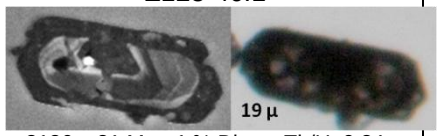
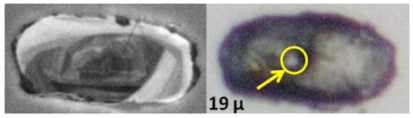
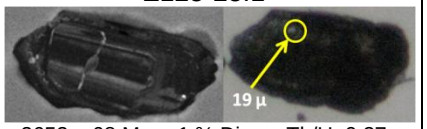
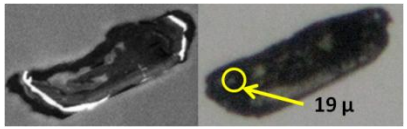
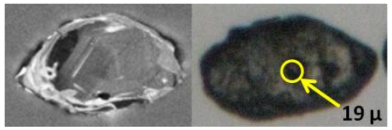
E-3 56.1	5,23610	6,44	0,33480	5,46	0,85	0,11343	3,42	1862	102	1859	120	1855	63	0	0,0012	1857	100	23,2	19,2	10,6	1,21
E-3 57.1	5,18970	3,99	0,32862	3,48	0,87	0,11454	1,96	1832	64	1851	74	1873	37	2	0,0008	1861	60	33,1	55,3	27,0	0,60
E-3 58.1	1,81583	17,09	0,17723	14,67	0,86	0,07431	8,78	1052	154	1051	180	1050	92	0	0,0055	1051	110	8,9	14,8	3,7	0,61
E-3 59.1	1,71316	3,83	0,16948	3,23	0,84	0,07331	2,06	1009	33	1013	39	1023	21	1	0,0014	1014	49	97,6	100,4	26,7	0,98
E-3 60.1	5,50122	3,66	0,33719	3,11	0,85	0,11833	1,94	1873	58	1901	70	1931	38	3	0,0008	1913	57	21,2	47,7	22,1	0,45
E-3 61.1	2,19193	6,55	0,19867	6,03	0,92	0,08002	2,56	1168	70	1178	77	1197	31	2	0,0028	1186	79	15,0	48,4	14,2	0,31
E-3 63.1	13,44163	7,19	0,49104	6,97	0,97	0,19853	1,77	2575	180	2711	195	2814	50	8	0,0003	2807	52	18,3	43,3	33,7	0,43
E-3 64.1	1,19467	25,18	0,13097	25,07	1,00	0,06615	2,40	793	199	798	201	811	19	2	0,0024	810	95	118,4	437,9	69,6	0,27
E-3 65.1	5,51922	5,19	0,34005	5,08	0,98	0,11771	1,08	1887	96	1904	99	1922	21	2	0,0008	1920	38	58,4	99,3	53,6	0,59
E-3 66.1	4,91850	3,32	0,32105	2,84	0,86	0,11111	1,71	1795	51	1805	60	1818	31	1	0,0021	1810	51	48,7	67,1	32,2	0,73
E-3 67.1	2,28957	5,96	0,20571	5,73	0,96	0,08072	1,63	1206	69	1209	72	1215	20	1	0,0019	1213	57	35,8	135,3	38,6	0,27
E-3 68.1	2,05894	8,66	0,19138	8,54	0,99	0,07803	1,46	1129	96	1135	98	1148	17	2	0,0013	1146	55	42,8	121,3	33,0	0,36
E-3 69.1	5,48170	3,29	0,33948	3,05	0,93	0,11711	1,25	1884	57	1898	62	1913	24	1	0,0004	1908	41	37,5	105,2	50,3	0,36
E-3 71.1	6,41782	2,52	0,35880	2,37	0,94	0,12973	0,84	1976	47	2035	51	2094	18	6	0,0003	2094	30	45,2	208,4	108,1	0,22
E-3 72.1	4,68737	5,02	0,31167	4,65	0,93	0,10908	1,88	1749	81	1765	89	1784	34	2	0,0009	1778	61	43,3	55,7	25,7	0,78
E-3 75.1	3,02755	7,14	0,24387	6,89	0,97	0,09004	1,87	1407	97	1415	101	1426	27	1	0,0011	1424	66	17,1	65,5	22,3	0,26
E-3 77.1	6,66037	4,98	0,36435	4,77	0,96	0,13258	1,43	2003	96	2067	103	2132	30	6	0,0011	2122	46	29,1	60,7	34,4	0,48
E-3 78.1	2,16007	6,82	0,19625	6,60	0,97	0,07983	1,71	1155	76	1168	80	1193	20	3	0,0016	1186	60	23,2	172,4	43,6	0,14
E-3 80.1	2,34575	3,08	0,20936	2,75	0,89	0,08126	1,39	1225	34	1226	38	1228	17	0	0,0005	1227	41	88,9	252,9	77,3	0,35
E-3 81.1	7,30508	7,08	0,39102	6,13	0,87	0,13550	3,54	2128	131	2149	152	2170	77	2	0,0029	2160	110	5,6	11,7	7,6	0,48
E-3 83.1	12,47961	7,74	0,50268	7,66	0,99	0,18006	1,16	2625	201	2641	205	2653	31	1	0,0011	2653	38	111,6	385,0	215,1	0,29
E-3 84.1	1,56963	8,47	0,15780	6,83	0,81	0,07214	5,01	945	65	958	81	990	50	5	0,0038	956	100	18,8	40,3	10,2	0,47
E-3 86.1	4,42789	5,74	0,29743	5,53	0,96	0,10797	1,54	1679	93	1718	99	1765	27	5	0,0020	1757	51	67,1	49,7	27,2	1,36
E-3 87.1	0,78598	14,95	0,09555	12,86	0,86	0,05966	7,63	588	76	589	88	591	45	0	0,0020	589	130	42,7	26,5	5,6	1,62
E-3 88.1	2,72807	8,17	0,22715	7,21	0,88	0,08711	3,84	1320	95	1336	109	1363	52	3	0,0019	1344	110	33,0	62,9	22,2	0,53
003-D-I-09	0,73595	5,04	0,08996	3,74	0,74	0,05933	3,37	555	21	560	28	579	20	4	0,0009	557	39	229,7	452,0	61,4	0,51
004-D-I-10	0,81674	6,67	0,10010	5,69	0,85	0,05917	3,48	615	35	606	40	574	20	-7	0,0018	608	60	308,0	496,5	68,9	0,62
005-D-I-11	3,47870	5,04	0,26732	4,51	0,89	0,09438	2,26	1527	69	1522	77	1516	34	-1	0,0007	1519	70	102,2	279,3	104,2	0,37
006-D-I-12	0,90210	7,15	0,10731	5,12	0,72	0,06097	4,99	657	34	653	47	638	32	-3	0,0027	655	61	139,1	203,2	28,4	0,69
007-D-I-13	2,12078	5,94	0,19714	4,25	0,72	0,07802	4,15	1160	49	1156	69	1147	48	-1	0,0021	1157	79	75,3	87,9	26,0	0,86
008-D-I-14	0,77685	5,34	0,09470	3,59	0,67	0,05950	3,95	583	21	584	31	585	23	0	0,0019	583	39	101,6	228,4	30,4	0,45
009-D-I-15	3,28222	10,38	0,26430	7,87	0,76	0,09007	6,76	1512	119	1477	153	1427	97	-6	0,0004	1477	160	14,7	22,8	8,8	0,65

010-D-I-16	0,80970	6,25	0,09927	4,34	0,69	0,05916	4,49	610	26	602	38	573	26	-7	0,0015	608	49	91,7	225,7	27,2	0,41
011-D-I-17	5,69502	4,73	0,34231	3,61	0,76	0,12066	3,05	1898	69	1931	91	1966	60	3	0,0015	1935	81	48,7	57,6	29,7	0,85
012-D-I-18	5,45656	3,51	0,34577	2,38	0,68	0,11445	2,57	1914	46	1894	66	1871	48	-2	0,0013	1896	60	116,3	81,5	49,1	1,44
015-D-I-19	3,70367	6,38	0,27787	5,31	0,83	0,09667	3,54	1581	84	1572	100	1561	55	-1	0,0014	1570	99	26,8	69,8	29,9	0,39
016-D-I-20	1,86981	16,83	0,18124	8,66	0,51	0,07482	14,43	1074	93	1070	180	1064	153	-1	0,0047	1073	160	19,6	18,3	5,4	1,08
017-D-I-21	0,85475	7,37	0,10192	5,81	0,79	0,06083	4,55	626	36	627	46	633	29	1	0,0024	620	65	195,4	210,7	32,9	0,93
018-D-I-22	6,39755	5,01	0,37157	4,40	0,88	0,12487	2,39	2037	90	2032	102	2027	48	0	0,0007	2029	74	55,5	96,4	52,4	0,58
019-D-I-23	5,41897	6,82	0,34114	5,20	0,76	0,11521	4,41	1892	98	1888	129	1883	83	0	0,0032	1887	120	38,2	35,6	20,5	1,08
020-D-I-24	3,50712	10,10	0,27067	6,95	0,69	0,09397	7,32	1544	107	1529	154	1508	110	-2	0,0012	1532	160	5,8	16,0	6,2	0,37
021-D-I-25	0,85969	9,76	0,10318	6,77	0,69	0,06043	7,03	633	43	630	62	619	44	-2	0,0028	632	79	109,6	111,1	17,1	0,99
022-D-I-26	2,17053	3,44	0,20120	2,19	0,64	0,07824	2,65	1182	26	1172	40	1153	31	-2	0,0007	1177	46	78,4	187,5	56,5	0,42
024-D-II-28	2,81963	6,18	0,23487	5,67	0,92	0,08707	2,46	1360	77	1361	84	1362	34	0	0,0007	1361	78	68,7	184,8	52,9	0,37
027-D-II-29	0,77151	4,88	0,09431	3,96	0,81	0,05933	2,86	581	23	581	28	579	17	0	0,0010	581	41	210,5	377,1	53,2	0,56
028-D-II-30	0,79593	7,73	0,09653	6,09	0,79	0,05980	4,76	594	36	595	46	596	28	0	0,0031	594	66	82,4	99,6	15,5	0,83
029-D-II-31	1,80333	9,45	0,17544	7,76	0,82	0,07455	5,39	1042	81	1047	99	1056	57	1	0,0028	1047	120	81,2	48,0	15,4	1,70
030-D-II-32	0,76225	6,94	0,09287	5,19	0,75	0,05953	4,61	573	30	575	40	586	27	2	0,0025	574	55	108,2	120,8	17,7	0,90
032-D-II-34	0,77671	7,95	0,09475	5,90	0,74	0,05945	5,34	584	34	584	46	584	31	0	0,0029	584	63	38,7	96,6	13,6	0,40
033-D-II-35	0,78064	6,51	0,09472	4,80	0,74	0,05978	4,39	583	28	586	38	595	26	2	0,0017	584	52	75,5	121,1	16,7	0,63
034-D-II-36	0,79541	6,59	0,09561	5,81	0,88	0,06034	3,11	589	34	594	39	616	19	4	0,0015	594	59	274,3	306,4	45,6	0,90
035-D-II-37	0,85057	5,13	0,10235	4,30	0,84	0,06027	2,79	628	27	625	32	613	17	-2	0,0011	626	47	157,8	343,8	47,2	0,46
036-D-II-38	0,79168	4,95	0,09608	3,89	0,79	0,05976	3,06	591	23	592	29	595	18	1	0,0015	592	42	173,4	231,9	35,0	0,75
039-D-II-39	0,74410	7,33	0,09120	5,86	0,80	0,05917	4,40	563	33	565	41	574	25	2	0,0014	564	60	69,3	106,5	16,6	0,66
040-D-II-40	0,81956	3,55	0,09994	2,79	0,79	0,05948	2,18	614	17	608	22	585	13	-5	0,0010	611	31	135,7	327,4	45,0	0,42
041-D-II-41	0,82007	4,01	0,10085	2,87	0,71	0,05897	2,81	619	18	608	24	566	16	-9	0,0010	615	32	227,0	308,2	44,5	0,74
042-D-III-42	0,76107	3,80	0,09438	3,04	0,80	0,05848	2,28	581	18	575	22	548	12	-6	0,0012	578	32	351,7	409,9	53,1	0,86
043-D-III-43	0,81587	4,14	0,09993	3,28	0,79	0,05921	2,53	614	20	606	25	575	15	-7	0,0012	609	36	145,5	249,4	36,0	0,59
044-D-III-44	0,86522	3,99	0,10325	3,33	0,83	0,06078	2,20	633	21	633	25	631	14	0	0,0015	633	37	175,5	247,4	36,9	0,71
045-D-III-45	0,84450	3,88	0,10346	3,09	0,80	0,05920	2,35	635	20	622	24	575	14	-10	0,0010	627	35	113,4	240,3	35,5	0,48
046-D-III-46	0,82251	3,79	0,09913	2,97	0,78	0,06018	2,36	609	18	609	23	610	14	0	0,0025	609	33	360,3	422,5	64,4	0,86
047-D-III-47	0,78420	6,16	0,09553	5,72	0,93	0,05954	2,29	588	34	588	36	587	13	0	0,0011	588	54	325,0	367,1	56,3	0,89
048-D-III-48	0,73436	5,76	0,08917	5,19	0,90	0,05973	2,49	551	29	559	32	594	15	7	0,0019	559	50	283,0	418,6	52,2	0,68

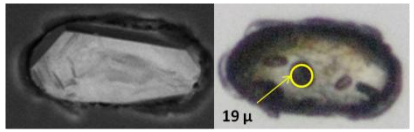
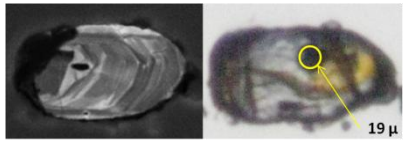
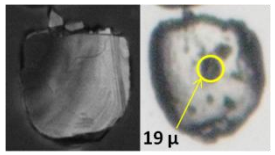
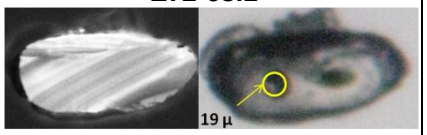
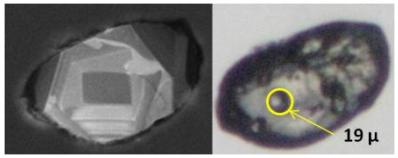
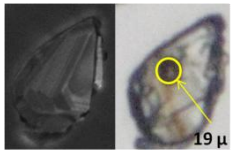
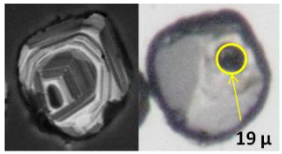
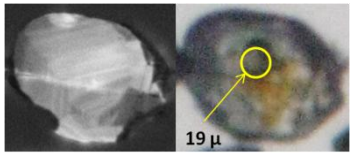
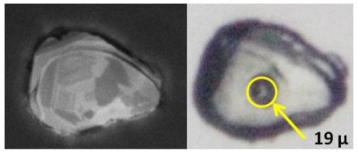
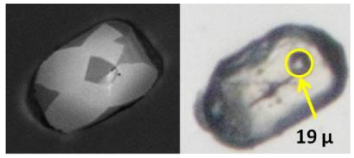
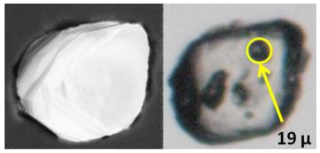
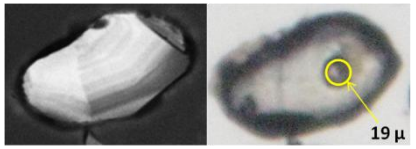
Anexo IV
Figuras dos zircões detríticos

Tabelas referentes às figuras dos zircões detríticos

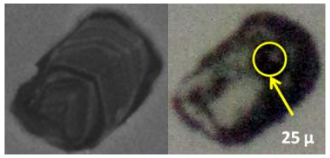
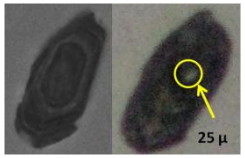
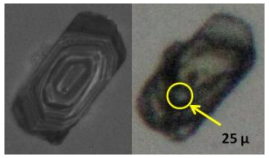
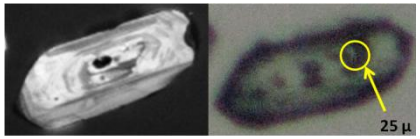
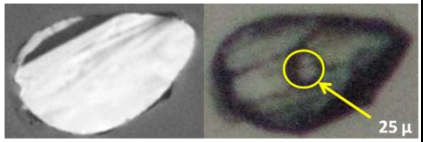
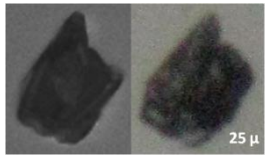
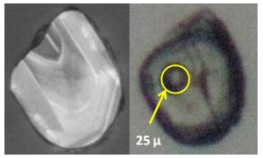
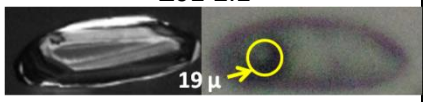
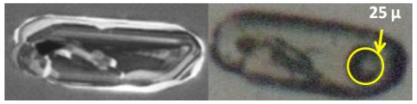
1. As divisões das linhas referem-se aos picos de idade apresentados no espectro de zircões detríticos dos respectivos histogramas de cada amostra.
2. As fotografias indicando os spots analisados dos cristais de zircão foram feitas com auxílio de microscópio eletrônico.

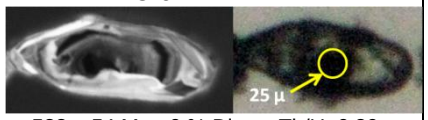
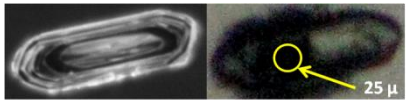
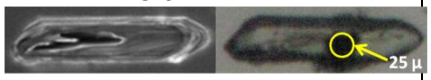
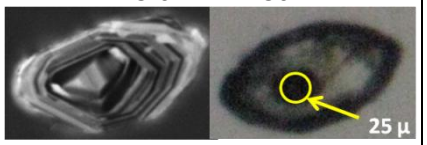
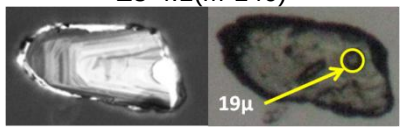
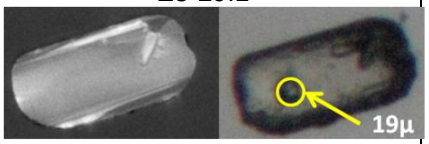
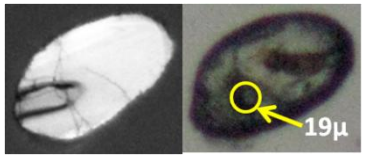
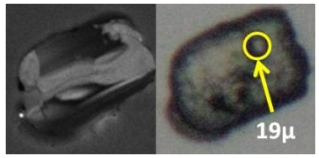
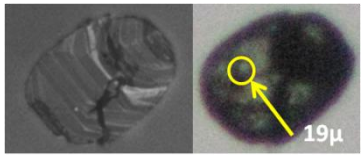
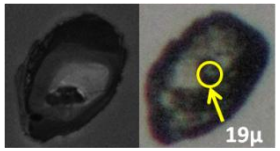
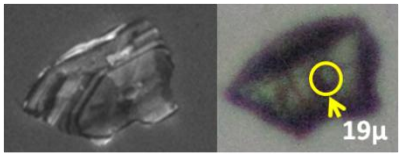
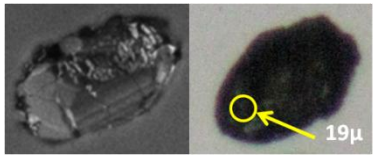
Sample E125				
	819 ± 21		**1530 ± 100**	**2098 ± 26**
	E125-75.1  819 ± 30 Ma - -1 % Disc. - Th/U=0.61	E125-80.1  828 ± 45 Ma - -1 % Disc. - Th/U=0.96	E125-6.1  1530 ± 52 Ma - 5 % Disc. - Th/U=0.54	E125-7.1  2142 ± 23 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.28
	2098 ± 8			**2562 ± 26**
	E125-9.1  2037 ± 25 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.35	E125-46.1  2126 ± 21 Ma - 1 % Disc. - Th/U=0.84	E125-68.1  2086 ± 29 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.29	E125-25.1  2652 ± 68 Ma - -1 % Disc. - Th/U=0.27
	2562 ± 26	**3322 ± 40**		
	E125-27.1  2463 ± 70 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.61	E125-31.1  3257 ± 34 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.65		

Sample E72

949 ± 22			
E72-25.1  940 ± 82 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.71	**E72-47.1**  881 ± 46 Ma - 1 % Disc. - Th/U=0.59	**E72-55.1**  992 ± 97 Ma - 1 % Disc. - Th/U=0.43	**E72-63.1**  982 ± 66 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.40
1565 ± 22		**2066 ± 19**	
E72-15.1  1380 ± 67 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.49	**E72-87.1**  1555 ± 32 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.55	**E72-45.1**  1787 ± 36 Ma - 0 % Disc. - Th/U=1.03	**E72-88.1**  1886 ± 52 Ma - 0 % Disc. - Th/U=1.11
2066 ± 19		**2483 ± 54**	**2859 ± 50**
E72-84.1  2006 ± 80 Ma - -1 % Disc. - Th/U=0.82	**E72-50.1**  2136 ± 44Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.34	**E72-12.1**  2469 ± 30 Ma - 3 % Disc. - Th/U=0.49	**E72-52.1**  3079 ± 38Ma - 1 % Disc. - Th/U=0.34

Sample E91

646 ± 20			
E91-26.1	E91-46.1	E91-51.1	E91-83.1
			
580 ± 35 Ma - 3% Disc. - Th/U=0.23	639 ± 41 Ma - -1 % Disc. - Th/U=0.51	659 ± 45 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.67	676 ± 50 Ma - 3 % Disc. - Th/U=0.83
1399 ± 55	**1750 ± 81**	**2091 ± 26**	
E91-7.1	E91-50.1	E91-42.1	E91-66.1
			
1547 ± 58 Ma - 1 % Disc. - Th/U=0.88	1779 ± 84 Ma - 4 % Disc. - Th/U=0.41	2058 ± 57 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.73	2156 ± 46 Ma - 2 % Disc. - Th/U=0.47
2704 ± 15			
E91-2.1	E91-36.1		
			
3032 ± 70 Ma - 2 % Disc. - Th/U=0.52	2725 ± 45 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.74		

Sample E3				
	630 ± 16			
	E3-047D-III-47	E3-044 D-III-44	E3-017 D-I-21	E3-017 D-II-30
				
	588 ± 54 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.89	633 ± 37 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.0.71	620 ± 65 Ma - 1 % Disc. - Th/U=0.93	594 ± 66 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.83
	1241 ± 24		**1821 ± 37**	
	E3-4.1(M-140)	E3-29.1	E3-12.1	E3-15.1
				
	1520 ± 42 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.75	1408 ± 73 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.90	1706 ± 69 Ma -1 % Disc. - Th/U=0.42	1878 ± 45 Ma - 0 % Disc. - Th/U=1.90
	2114 ± 36		**2667 ± 44**	**3163 ± 120**
	E3-50.1	E53.1	E3-39.1	E3-7.1
				
	2092 ± 37 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.74	1968 ± 64 Ma - 0 % Disc. - Th/U=1.10	2654 ± 36 Ma - 0 % Disc. - Th/U=0.36	3163 ± 58 Ma - 8 % Disc. - Th/U=0.62