

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

Daniel Tavares Gradim

**O ORÓGENO ARAÇUAÍ NA REGIÃO DE VIÇOSA, SUDESTE DE MINAS
GERAIS**

Belo Horizonte
2012

Daniel Tavares Gradim

**O ORÓGENO ARAÇUAÍ NA REGIÃO DE VIÇOSA, SUDESTE DE MINAS
GERAIS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geologia Regional.

Orientador(a): Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares

Coorientador(a): Prof. Dr. Ivo Antônio Dussin e Profa. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga

Belo Horizonte
2012

G732o
2012

Gradim, Daniel Tavares.

Orógeno Araçuaí na região de Viçosa, sudeste de Minas Gerais [manuscrito] / Daniel Tavares Gradim. – 2012.

128 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientador: Antônio Carlos Pedrosa Soares.

Co-orientador: Ivo Antonio Dussin.

Co-orientadora: Glaucia Nascimento Queiroga.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2012.

Bibliografia: f. 118-127.

1. Orogenia – Minas Gerais – Teses. 2. Geologia estrutural – Teses. 3. Geoquímica – Teses. 4. Tempo geológico – Teses. 5. Cristalização – Teses. I. Pedrosa-Soares, Antonio Carlos. II. Dussin, Ivo Antonio. III. Queiroga, Gláucia Nascimento. IV. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. V. Título.

CDU: 551.24(815.1)



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

ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO

ALUNO Daniel Tavares Gradim Matricula: 2010653780

ORIENTADOR: Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Geologia Regional

RESULTADO

Aos três dias do mês de agosto de 2012, realizou-se no(a) Auditório do Instituto de Geociências da UFMG a sessão pública de defesa de DISSERTAÇÃO de autoria do(a) aluno(a) acima mencionado(a) sob o título: "O Orógeno Araçuaí na Região de Viçosa, Sudeste de Minas Gerais"

Após arguir o(a) candidato(a) conclui-se pela alternativa assinalada abaixo:

APROVADO

APROVADO COM CORREÇÕES: COMENTÁRIOS:

Membro da Banca Examinadora responsável por atestar a realização das correções no volume final do trabalho:

REPROVADO

OBSERVAÇÕES ADICIONAIS:

A banca sugere que o candidato apresente o volume final com as correções indicadas.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares IGC/UFMG

Nome Instituição

Assinatura

Prof. Dr. Antônio Wilson Romano IGC/UFMG

Nome Instituição

Assinatura

Profa. Dra. Mônica da Costa Pereira Lavalle Heilbron UERJ

Nome Instituição

Assinatura

O(A) candidato(a) faz jus ao grau de MESTRE EM GEOLOGIA

Assinatura do(a) candidato(a)

Belo Horizonte, 03 de Agosto de 2012.

Coordenador do Colegiado

AGRADECIMENTOS

Dedico este trabalho ao pesquisador e amigo Carlos Maurício Noce, e agradeço:

Direção da CPRM pela assinatura deste contrato;

Dr. Luiz Carlos da Silva (supervisor) e demais membros da equipe de revisores da CPRM, pelas proveitosas discussões e sugestões;

Equipe que administrou este projeto na FUNDEP;

Equipe da Divisão de Convênio da Reitoria da UFMG;

Aos funcionários e professores do CPMTC, IGC-UFMG, CPGeo-USP e LAGIR-UERJ;

Aos moradores das cidades abrangidas no mapeamento, heróis anônimos, que facilitaram, de formas diversas, o prosseguimento deste trabalho;

Ao prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares por ter-me “adotado” em um momento muito complicado para muitos, e pela orientação, amizade e confiança aplicadas à minha pessoa;

Aos meus co-orientadores, Gláucia Nascimento Queiroga e Antônio Ivo Dussim, pela inestimável paciência e dedicação;

Aos colegas: Dias, P.H.A., Novo, T.A., Martins, M., Salgado, S.S., Pinho, R.R., Kuchenbecker, M., Sanglard, J.C.D., Suleimam, M.A., Valeriano, C.M., Silva, C.M.T., Romano, A.W., Costa, R.D., Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Caxito, F.A., Costa, A.G., Jordt-Evangelista, H., Chaves, A.O., Martins, F.R., Rolim, V.K., Roncato, J.G., Gradim, C.T., Neri, M.E.N.V., Rosière, C.A., Büchi, A., Montandon, L., Leite, M.M., Tedeschi, M., Peixoto, E.I.N., Bastos, C.F., Caus, F.P.S., Voll, E., pela ajuda nos trabalhos de campo, etapas de laboratório, discussões e sugestões, que muito contribuíram neste trabalho;

À Pró-Reitoria de Pós-Graduação da UFMG e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais; À agência de fomento CAPES pelos recursos financeiros destinados à minha bolsa;

Em especial, aos meus pais, por me proporcionarem essa chance e carinho, aos meus irmãos, à minha esposa Viviane, pela compreensão e companheirismo, e ao grande JB, ilustre amigo e anfitrião de Betim. Sem vocês jamais seria possível tal feito.

OBRIGADO!!!!

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo principal compreender a evolução geológica do Orógeno Araçuaí em sua zona de fronteira com o Orógeno Ribeira, por meio da caracterização integrada de unidades rochosas na área da folha Viçosa, situada na Província Mantiqueira, sudeste do Brasil. A região de estudo abrange cerca de 2.392 km² e compreende rochas metamórficas de médio a alto grau, orto- e paraderivadas, inseridas no contexto de fácies anfibolito a granulito. A metodologia envolveu pesquisa bibliográfica, interpretação de ortofotos, imagens de satélite, mapas geofísicos e modelos digitais de terreno. Foram realizados 140 dias de trabalho de campo, com descrição de 960 pontos de afloramento, incluindo dados estruturais (medidas planares e lineares) e coleta sistemática de amostras. Foram analisadas 49 lâminas delgadas e realizadas análises litoquímicas (elementos maiores e traços) em 27 amostras representativas de diferentes unidades. Três amostras foram submetidas a datações isotópicas U–Pb em zircão (LA-ICP-MS) e Sm–Nd, visando determinar idades de cristalização magmática, metamorfismo e assinaturas de fonte mantélica ou crustal. Os resultados indicam que o Anfibolito Pedra Preta apresenta afinidade toleítica e assinatura geoquímica de ambiente intraplaca continental (rifte), com idade U–Pb de cristalização magmática de 895 ± 16 Ma e metamorfismo sin-colisional a 571 ± 10 Ma. O anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério, interpretado como basalto toleítico de médio titânio, registra idade de cristalização de 629 ± 5 Ma e contaminação crustal de magma mantélico. Já os metassedimentos do Grupo Andrelândia, representados por paragneisses em escamas tectônicas, apresentam idade máxima de deposição de 615 ± 17 Ma e metamorfismo regional a 586 ± 9 Ma. A evolução estrutural revela três fases deformacionais associadas à Orogenia Brasileira, com transporte tectônico progressivo para norte e oeste, culminando nas zonas de cisalhamento de Ponte Nova e Abre Campo. Tectônica distensiva meso-cenozóica também se expressa por lineamentos NE–SW e NW–SE. Duas unidades de gênese ediacariana são reconhecidas: os pegmatitos da Suíte Paula Cândido e os ortoanfibolitos da Suíte Santo Antônio do Grama. Completam o quadro stratigráfico raros corpos de rocha metaultramáfica, hidrotermalitos quartzosos e ferruginosos, e diques de basalto e diabásio.

Palavras-chave: Orógeno Araçuaí; Província Mantiqueira; datações U–Pb; idades de cristalização; evolução estrutural.

ABSTRACT

This study aims to understand the geological evolution of the Araçuaí Orogen in its boundary zone with the Ribeira Orogen, through the integrated characterization of rock units in the Viçosa map sheet area, located in the Mantiqueira Province, southeastern Brazil. The study region covers approximately 2,392 km² and comprises medium- to high-grade metamorphic rocks, both orthoderived and paraderived, within amphibolite- to granulite-facies conditions. The methodology involved bibliographic research, interpretation of orthophotos, satellite images, geophysical maps, and digital terrain models. A total of 140 days of fieldwork were carried out, including the description of 960 outcrop points with structural data (planar and linear measurements) and systematic sampling. Forty-nine thin sections were analyzed, and geochemical analyses (major and trace elements) were performed on 27 representative samples from different units. Three samples were subjected to U–Pb zircon dating (LA-ICP-MS) and Sm–Nd isotopic analysis, aiming to determine magmatic crystallization ages, metamorphism, and mantle or crustal source signatures. The results indicate that the Pedra Preta Amphibolite has tholeiitic affinity and a geochemical signature of a continental intraplate (rift) setting, with a U–Pb magmatic crystallization age of 895 ± 16 Ma and syn-collisional metamorphism dated at 571 ± 10 Ma. The amphibole schist from the Dom Silvério Group, interpreted as a medium-titanium tholeiitic basalt, shows a crystallization age of 629 ± 5 Ma and crustal contamination of mantle-derived magma. The metasediments of the Andrelândia Group, represented by paragneisses in tectonic slices, show a maximum depositional age of 615 ± 17 Ma and regional metamorphism at 586 ± 9 Ma. The structural evolution reveals three deformational phases associated with the Brasiliano Orogeny, with progressive tectonic transport to the north and west, culminating in the formation of the Ponte Nova and Abre Campo shear zones. Meso-Cenozoic extensional tectonics are also expressed by NE–SW and NW–SE lineaments. Two units of Ediacaran origin are recognized: the pegmatites of the Paula Cândido Suite and the orthoamphibolites of the Santo Antônio do Gramma Suite. Completing the regional stratigraphic framework are rare bodies of metaultramafic rock, quartz-rich and ferruginous hydrothermalites, and basalt and diabase dikes.

Keywords: Araçuaí Orogen; Mantiqueira Province; U–Pb dating; crystallization ages; structural evolution.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Localização da área dos estudos correspondente à Folha Viçosa 1:100.000.	12
Figura 2 –	Feições morfológicas da área mapeada.	14
Figura 3 –	Amalgamação paleoproterozóica dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora.	17
Figura 4 –	Mapa geológico simplificado dos setores central e setentrional da Província Mantiqueira.	18
Figura 5 –	Modelo evolutivo em seções transversais.	19
Figura 6 –	Modelo evolutivo conforme a Tectônica Quebra-Nozes.	20
Figura 7 –	Mapa e seções geológicas da Folha Viçosa com a localização das amostras estudadas.	28
Figura 8 –	Composição modal do ortogneisse Mantiqueira no diagrama QAP.	29
Figura 9 –	Feições de campo do ortogneisse Mantiqueira.	30
Figura 10 –	Fotomicrografias do ortogneisse Mantiqueira.	31
Figura 11 –	Feições macroscópicas de anfibolitos do Complexo Mantiqueira.	32
Figura 12 –	Fotomicrografias de anfibolitos do Complexo Mantiqueira.	33
Figura 13 –	Feições de campo do Complexo Juiz de Fora.	35
Figura 14 –	Composição modal de amostras do Complexo Juiz de Fora no diagrama QAP.	36
Figura 15 –	Fotomicrografias de rochas do Complexo Juiz de Fora.	37
Figura 16 –	Feições do Anfibolito Pedra Preta.	39
Figura 17 –	Fotos dos principais litotipos encontrados do Grupo Dom Silvério.	40
Figura 18 –	Fotomicrografias de litotipos do Grupo Dom Silvério.	41
Figura 19 –	Feições de rochas do Grupo Andrelândia.	43
Figura 20 –	Feições do Anfibolito Santo Antônio do Grama (ponto V-661).	45
Figura 21 –	Fotos apresentando características típicas da Suíte Paula Cândido.	46
Figura 22 –	Fotos de corpos de hidrotermalito da Folha Viçosa.	48
Figura 23 –	Feições dos diques máficos.	49
Figura 24 –	Fotomicrografias das rochas máficas.	50
Figura 25 –	Composição modal de dique máfico fanerítico em diagrama para rochas plutônicas.	51
Figura 26 –	Coberturas superficiais.	52
Figura 27 –	Imagem Geocover destacando seus três domínios estruturais.	55
Figura 28 –	Diagrama de polos.	57
Figura 29 –	Diagrama de polos.	58
Figura 30 –	Estruturas de deformação.	59
Figura 31 –	Diagrama de polos.	60
Figura 32 –	Estruturas rúpteis.	61

Figura 33 – Classificação das amostras de litotipos dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua et al., (2000).	67
Figura 34 – Classificação das amostras dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora no diagrama AFM de Jensen (1976).	68
Figura 35 – Padrões de Elementos Terras Raras.	69
Figura 36 – Classificação das amostras de anfíbolito no diagrama TAS para rochas plutônicas (SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Cox et al. (1979) modificado por Wilson (1989).	71
Figura 37 – Classificação das amostras de anfíbolito no diagrama AFM de Jensen (1976).	71
Figura 38 – Discriminação das amostras de anfíbolito no diagrama $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ versus TiO_2 .	72
Figura 39 – Padrões de Elementos Terras Raras.	73
Figura 40 – Distribuição das amostras de anfíbolito em diagramas discriminatórios de ambiente tectônico.	74
Figura 41 – Classificação das amostras de rocha metamáfica afanítica no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua et al. (2000).	75
Figura 42 – Discriminação de série no diagrama TAS com a curva de Irvine & Baragar (1971) para as rochas metamáficas afaníticas.	76
Figura 43 – Classificação das amostras de rocha metamáfica afanítica no diagrama AFM de Jensen (1976).	76
Figura 44 – Padrões de elementos terras raras normalizados para condrito (Taylor & McLennan, 1985) para as rochas metamáficas afaníticas.	77
Figura 45 – Classificação química para os basaltos e diabásios no diagrama TAS (Total de Álcalis versus Sílica; LeMaitre, 1989).	78
Figura 46 – Discriminação de série para os basaltos e diabásios.	79
Figura 47 – Discriminação de série de alto e baixo titânio para os basaltos e diabásios, curva de Serri (1981).	79
Figura 48 – Imagens de catodoluminescência e fotos de lupa ótica de cristais de zircão com spots de 29 μm do equipamento LA-MC-ICP-MS, da amostra do Anfíbolito Pedra Preta	90
Figura 49 – Imagens de catodoluminescência e fotos de lupa ótica de cristais de zircão com spots de 29 μm do equipamento LA-MC-ICP-MS, da amostra do Anfíbolito Pedra Preta	93
Figura 50 – Diagrama concórdia Wetherill.	94
Figura 51 – Diagrama de probabilidade.	94
Figura 52 – Idade da cristalização magmática do Anfíbolito Pedra Preta.	95
Figura 53 – Idade do metamorfismo do Anfíbolito Pedra Preta.	95
Figura 54 – Imagens de catodoluminescência e fotos de lupa ótica dos grãos de zircão com spots de 29 μm do LA-ICP-MS, da amostra de paragneisse do Grupo Andrelândia.	98

Figura 55 –	Imagens de catodoluminescência e fotos de lupa ótica dos grãos de zircão com spots de 29 μm do LA-ICP-MS, da amostra de paragnaisse do Grupo Andrelândia.	99
Figura 56 –	Diagrama de probabilidade de idades U-Pb dos grãos detríticos de zircão da amostra de paragnaisse do Grupo Andrelândia.	102
Figura 57 –	Idade concórdia para o metamorfismo da amostra de paragnaisse do Grupo Andrelândia, em diagrama concórdia Wetherill.	102
Figura 58 –	Diagrama concórdia Wetherill com os spots dos grãos de zircão magmático e herdados da amostra de anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério.	106
Figura 59 –	Idade concórdia (629 ± 5 Ma) para a cristalização do protolito magmático da amostra de anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério, em diagrama concórdia Wetherill.	106
Figura 60 –	Fases de deformação do evento Brasileiro.	112
Figura 61 –	Destaque das amostras datadas e suas interpretações, indicadas sobre o mapa geológico simplificado da Folha Viçosa.	114
Figura 62 –	Coluna estratigráfica do Grupo Dom Silvério e sucessão litológica do Ofiolito Ribeirão da Folha.	116

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Unidades litoestratigráficas e litológicas da Folha Viçosa.	27
Tabela 2 –	Amostras selecionadas para análise litoquímica.	63
Tabela 3 –	Elementos maiores e traços das rochas analisadas.	64
Tabela 4 –	Informações das amostras analisadas pelo método U-Pb.	80
Tabela 5 –	Condições de operação do Laser e MC-ICP-MS.	84
Tabela 6 –	U-Pb (LA-ICP-MS) de zircões do Anfibolito Pedra Preta.	91
Tabela 7 –	Resultados de análises isotópicas Sm-Nd e de Sr do Anfibolito Pedra Preta.	96
Tabela 8 –	U-Pb (LA-ICP-MS) de zircões detríticos do paragnaisse do Grupo Andrelândia (V-832).	100
Tabela 9 –	Resultados analíticos Sm-Nd da amostra do paragnaisse Andrelândia.	103
Tabela 10 –	Dados analíticos U-Pb SHRIMP de zircões do anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério (V-5B).	105
Tabela 11 –	Resultados analíticos Sm-Nd e de Sr para o anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério.	107

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	12
1.1 Localização geográfica.....	12
1.2 Objetivos.....	13
1.3 Metodologia.....	13
1.4 Aspectos fisiográficos.....	14
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	16
2.1 Contexto geotectônico.....	16
2.1.1 Orogenias paleoproterozóicas.....	16
2.1.2 Orogenia Brasileira.....	17
2.1.3 Evolução geotectônica.....	19
2.2 Estratigrafia regional.....	21
2.2.1 Complexo Mantiqueira.....	22
2.2.2 Complexo Juiz de Fora.....	22
2.2.3 Grupo Dom Silvério.....	24
2.2.4 Grupo Andrelândia.....	25
2.2.5 Anfibolito Santo Antônio do Grama.....	25
3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	27
3.1 Complexo Mantiqueira.....	29
3.1.1 Ortognaisse.....	29
3.1.2 Anfibolito.....	31
3.2 Complexo Juiz de Fora.....	34
3.3 Anfibolito Pedra Preta.....	38
3.4 Grupo Dom Silvério.....	39
3.5 Grupo Andrelândia.....	42
3.6 Anfibolito Santo Antônio do Grama.....	44
3.7 Suíte Paula Cândido.....	46
3.8 Hidrotermalitos.....	47
3.9 Diques máficos.....	49
3.10 Cobertura aluvionar.....	51
3.11 Metamorfismo.....	52
4 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	54
4.1 Acervo dúctil.....	55
4.1.1 Deformação pré-Brasileira.....	56
4.1.2 Deformação Brasileira.....	56
4.2 Acervo rúptil.....	60
5 LITOQUÍMICA.....	63
5.1 Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora.....	67
5.2 Rochas anfibolíticas.....	69
5.3 Rochas metamáficas afaníticas.....	75
5.4 Diques máficos.....	77
6 GEOCRONOLOGIA.....	80
6.1 Amostragem.....	80

6.2	Preparação de amostras.....	80
6.3	Procedimentos analíticos.....	82
6.3.1	Sm-Nd e Sr (ID-TIMS).....	82
6.3.2	U-Pb (LA-MC-ICP-MS)	83
6.3.2.1	Configuração dos coletores e intercalibrações.....	84
6.3.2.2	Correções de fracionamento.....	85
6.3.2.3	Correções de Pb comum.....	86
6.3.2.4	Calculo das razões e estimativa de erros.....	87
6.3.3	U-Pb SHRIMP.....	88
6.4	Resultados obtidos	88
6.4.1	Amostra V-594 – Anfibolito Pedra Preta.....	88
6.4.1.1	Geocronologia U-Pb (LA-MC-ICP-MS).....	88
6.4.1.2	Dados isotópicos Sm-Nd e de Sr.....	96
6.4.2	Amostra V-832 – Paragnaisse do Grupo Andrelândia.....	96
6.4.2.1	Geocronologia U-Pb (LA-MC-ICP-MS).....	97
6.4.2.2	Dados isotópicos Sm-Nd e de Sr.....	103
6.4.3	Amostra V-5B – Anfibolito xisto do Grupo Dom Silvério.....	103
6.4.3.1	Geocronologia U-Pb SHRIMP.....	104
6.4.3.2	Dados isotópicos Sm-Nd e de Sr.....	107
7	SÍNTESE DOS PRINCIPAIS RESULTADOS.....	108
8	CONCLUSÃO.....	113
	REFERÊNCIAS.....	118
	APÊNDICE.....	128

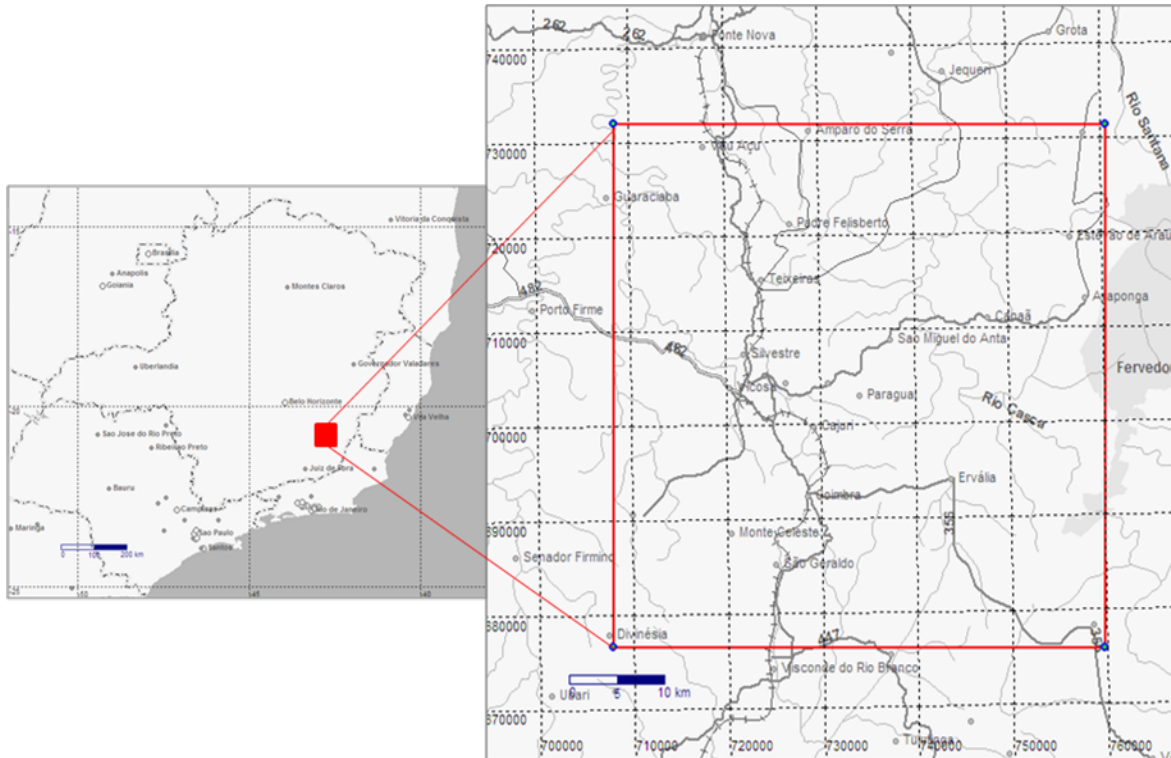
1 INTRODUÇÃO

A presente dissertação de mestrado tem como base os resultados do mapeamento geológico em escala 1:100.000 da Folha Viçosa (Gradim *et al.*, 2011), aos quais se somaram dados analíticos com vistas a uma investigação científica mais aprofundada desta região de fronteira entre os orógenos Araçuaí e Ribeira (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2007; Heilbron *et al.*, 2004).

1.1 Localização geográfica

Situada na Zona da Mata, região sudeste do Estado de Minas Gerais, a área estudada está delimitada pelos meridianos $43^{\circ}00'$ – $42^{\circ}30'$ e paralelos $20^{\circ}30'$ – $21^{\circ}00'$, e inclui os municípios de Viçosa, Teixeira, Paula Cândido, Ervália, Araponga, Canaã, Visconde do Rio Branco, Coimbra e São Miguel do Anta (Figura 1).

Figura 1 — Localização da área dos estudos correspondente à Folha Viçosa 1:100.000.



Fonte: o autor

1.2 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo maior o entendimento da evolução do Orógeno Araçuaí, em sua região de fronteira com o Orógeno Ribeira, por meio de caracterização detalhada em campo, e de estudos estruturais, petrográficos, litoquímicos e geocronológicos das unidades rochosas presentes na área coberta pela Folha Viçosa.

1.3 Metodologia

O processo de elaboração deste trabalho compreendeu as seguintes etapas:

- Pesquisa bibliográfica, com ênfase na geologia regional e contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí;
- Interpretação de ortofotos, mapas geofísicos, imagens de satélite, imagens de relevo sombreado e modelo digital do terreno; a base cartográfica inclui as folhas Teixeiras (SF-23-X-B-V-1), São Miguel do Anta (SF-23-X-B-V-2), Viçosa (SF-23-X-B-V-3) e Ervália (SF-23-X-B-VI-4) em escala 1:50.000;
- Realização de 140 dias de trabalhos de campo, tendo sido descritos 960 pontos de campo, distribuídos em aproximadamente 2392 km²;
- Caracterização estrutural, com coleta de medidas planares e lineares;
- Amostragem dos litotipos para análises;
- Descrição de 49 lâminas delgadas (4 de ortognaisses e 25 de anfibolitos do Complexo Mantiqueira; 3 do Complexo Juiz de Fora; 6 do Grupo Dom Silvério; 2 dos paragnaisses do Grupo Andrelândia; 1 do anfibolito da Suíte Pedra Preta; 3 de diabásio e 1 de gabronorito);
- Preparação de 27 amostras para análise litoquímica (elementos maiores e traços), sendo 1 de ortognaisse e 16 de rochas anfibolíticas (Complexo Mantiqueira); 1 de ortognaisse e 2 de ortogranulito ambos do Complexo Juiz de Fora; 1 de anfibólio xisto (Grupo Dom Silvério);

1 de anfibolito (Pedra Preta); 1 de anfibolito (Santo Antônio do Grama); 2 de diabásio e 2 de basalto; estas amostras foram britadas e moídas nos laboratórios do CPMTC-UFMG e analisadas no Laboratório ACME, conforme as rotinas convencionais destes laboratórios;

- Preparação de amostras para análises isotópicas U-Pb (em zircão) e Sm-Nd (rocha total), sendo uma de anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério, uma do Anfibolito Pedra Preta, e uma de paragnaisse do Grupo Andrelândia. As metodologias analíticas e de tratamento de dados estão descritas no capítulo sobre a geocronologia.

1.4 Aspectos fisiográficos

A região pode ser dividida em dois compartimentos geomorfológicos: relevo dissecado e região serrana. Não há variações notáveis do relevo em função dos litotipos (Figura 2A).

Figura 2 — Feições morfológicas da área mapeada.



Legenda: A, relevo dissecado; B, região serrana. Fonte: O autor

A porção oriental é dominada por um ramo da Serra da Mantiqueira, a Serra do Brigadeiro, caracterizada por linhas de serras paralelas, orientadas a NNW, com escarpas íngremes e topos aguçados, cujas cristas podem superar os 1.600 m de altitude e atingem a altitude máxima de 1.950 m (Figura 2B).

Toda a região era originalmente ocupada pela Mata Atlântica, quase integralmente substituída por pastagens e culturas de café e cana-de-açúcar. Um dos últimos remanescentes da floresta original encontra-se preservado no Parque Estadual da Serra do Brigadeiro, criado em 27 de setembro de 1996 (Decreto Estadual n.º 38.319).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste capítulo apresenta-se uma compilação de trabalhos que abordam a compartimentação tectônica, componentes geotectônicos e modelos evolutivos, sugeridos para a região estudada.

O quadro estratigráfico é essencialmente composto por rochas do embasamento paleoproterozóico, coberturas neoproterozóicas e ortoanfibolitos.

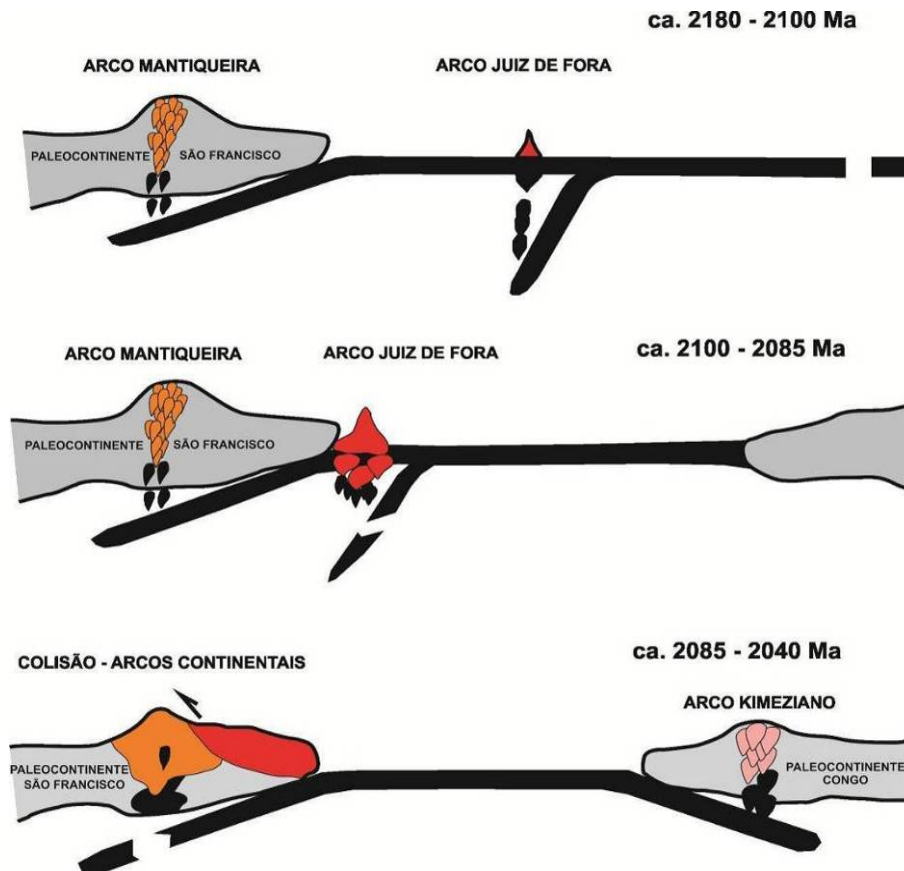
2.1 Contexto geotectônico

2.1.1 Orogenias paleoproterozóicas

O embasamento, composto pelos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, evoluiu a partir da aglutinação de blocos arqueanos e paleoproterozóicos, em decorrência de processos orogênicos paleoproterozóicos ocorridos entre 2,2 Ga e 2,0 Ga (Noce *et al.*, 2007). Resultou deste processo a consolidação do bloco paleocontinental São Francisco-Congo (Figura 3).

Neste contexto, o Complexo Mantiqueira representaria um arco magmático desenvolvido na margem de um paleocontinente arqueano, ao passo que o Complexo Juiz de Fora representaria um arco intra-oceânico. Ambos os arcos seriam finalmente justapostos por meio de extensa zona de cisalhamento (a Zona de Cisalhamento de Abre Campo), que viria a ser retrabalhada pela Orogenia Brasileira, no Neoproterozóico, assim como todas as rochas do embasamento na região (Noce *et al.*, 2007).

Figura 3 – Amalgamação paleoproterozóica dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora.



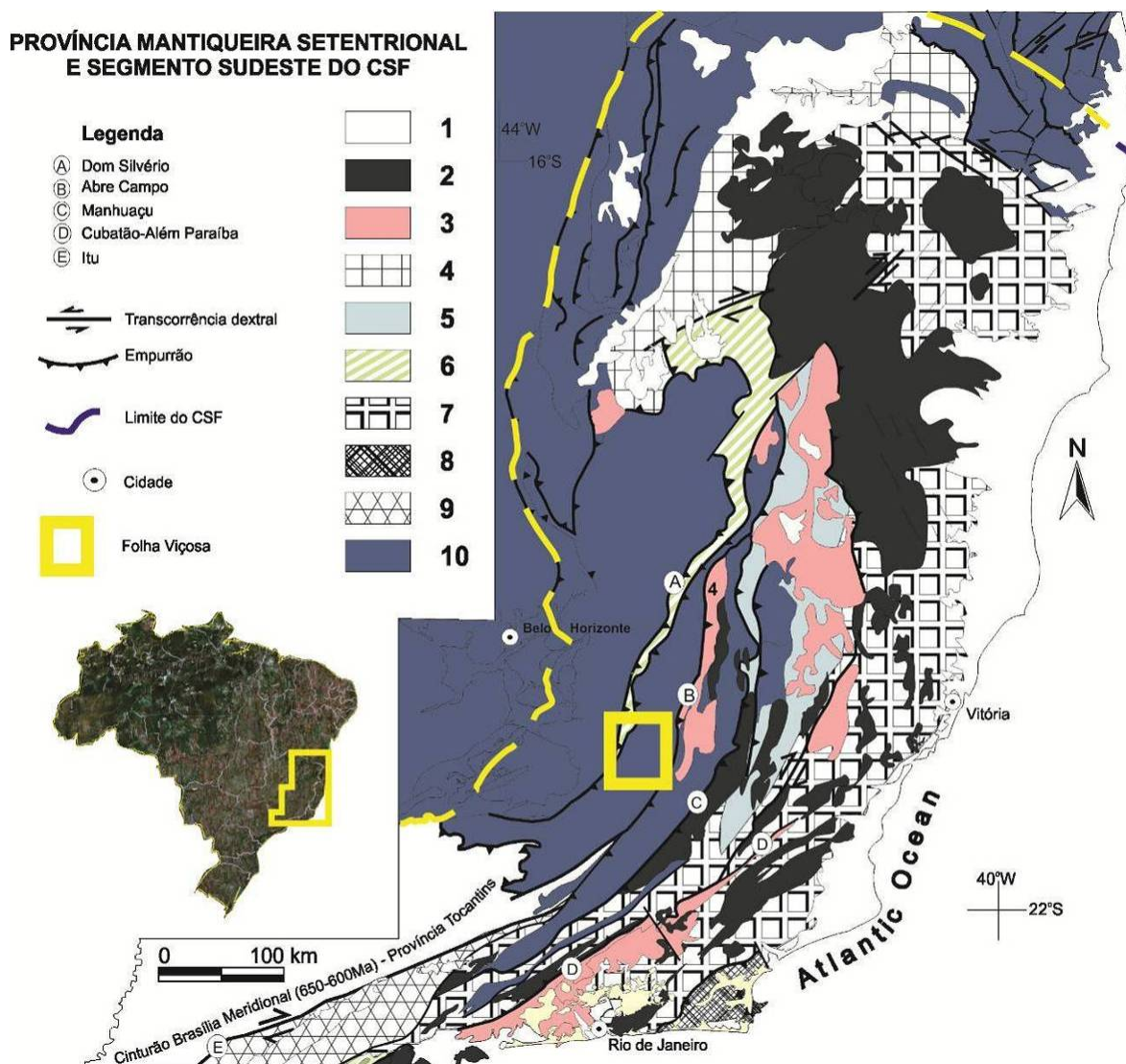
Fonte: Noce *et al.* (2007).

2.1.2 Orogenia Brasileira

A Folha Viçosa situa-se na região de fronteira entre os orógenos brasileiros Araçuaí e Ribeira, na porção setentrional da Província Mantiqueira (Figura 4). Pedrosa-Soares *et al.* (2001) balizam o limite meridional do Orógeno Araçuaí pelo limite sul do Cráton São Francisco, ao longo do paralelo 21°. Contudo, a ausência de discontinuidades marcantes que limitem diferentes evoluções tectônicas e a continuidade entre as unidades litológicas deixam o limite entre as faixas Araçuaí e Ribeira sujeito a questionamentos. Por isto, seria mais adequado focar a evolução geotectônica conforme a linha metodológica adotada para cada orógeno. Entretanto, as conceituações adotadas são muito distintas. Em termos da compartimentação tectono-estratigráfica do Orógeno Ribeira, a área estudada situa-

se no limite entre os domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental, que engloba o embasamento paleoproterozóico, a cobertura neoproterozóica e granitóides (Heilbron *et al.*, 2003, 2004). Por sua vez, na compartimentação do Orógeno Araçuaí, a região encontra-se no domínio orogênico interno, que representa o núcleo do orógeno, onde se situam a zona ofiolítica, o arco magmático pré-colisional e bacias relacionadas (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2007, 2008).

Figura 4 – Mapa geológico simplificado dos setores central e setentrional da Província Mantiqueira.



Legenda: 1, coberturas e rochas magmáticas fanerozóicas; 2, granitóides sin- a pós-colisionais; 3, granitóides pré-colisionais; 4, bacia orogênica tipo flysch (Formação Salinas); 5, unidades vulcano-sedimentares relacionadas ao arco magmático (Grupo Rio Doce); 6, depósitos vulcano-sedimentares com remanescentes de assoalho oceânico (Formação Ribeirão da Folha e Grupo Dom Silvério); 7,

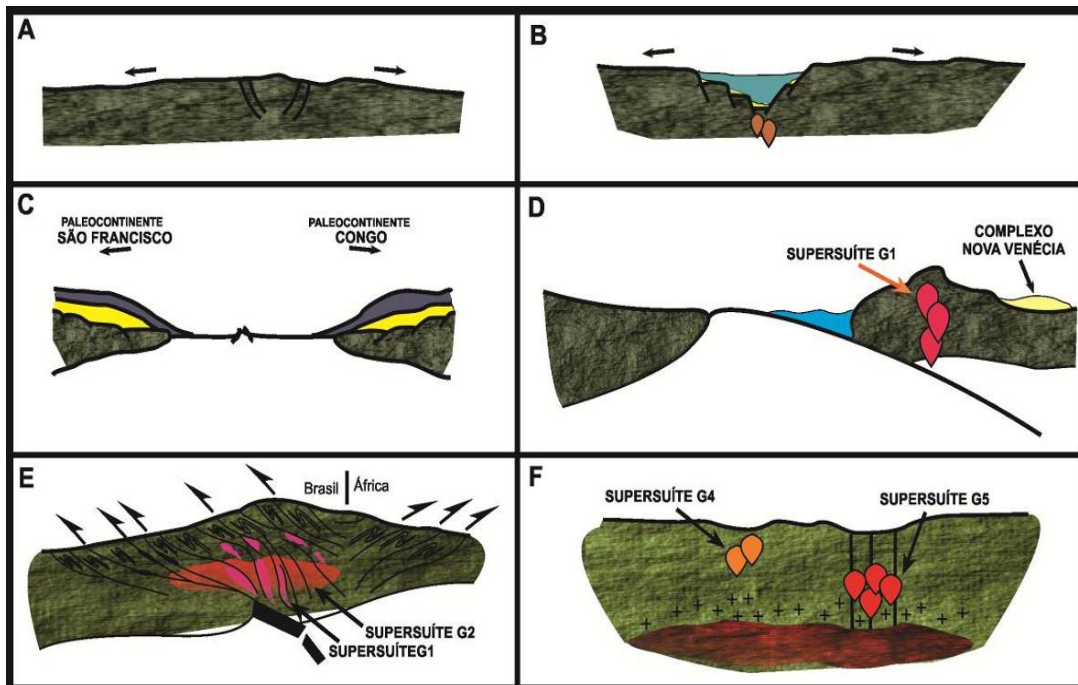
complexos paragnáissicos de fácies anfibolito a granulito, migmatizados; 8, Orógeno Búzios; 9, Terreno Embu; 10, Cráton do São Francisco e sua parte retrabalhada pela Orogenia Brasileira nos orógenos Araçuaí e Ribeira. Fonte: Silva *et al.* (2005).

2.1.3 Evolução geotectônica

A evolução geotectônica da região está sumarizada a seguir com base nos trabalhos de Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007, 2008), Alkmim *et al.* (2006, 2007). Tal evolução é marcada pelas seguintes etapas:

- Sistemas de rifteamento se instalaram sobre o Paleocontinente São Francisco-Congo entre ca. 1000 Ma e ca. 700 Ma, e deram origem a bacias precursoras do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Figura 5A e 5B). Os grupos Macaúbas e Andrelândia incluem sucessões sedimentares e vulcano-sedimentares depositadas nas fases de rifte até margem continental passiva.

Figura 5 – Modelo evolutivo em seções transversais.

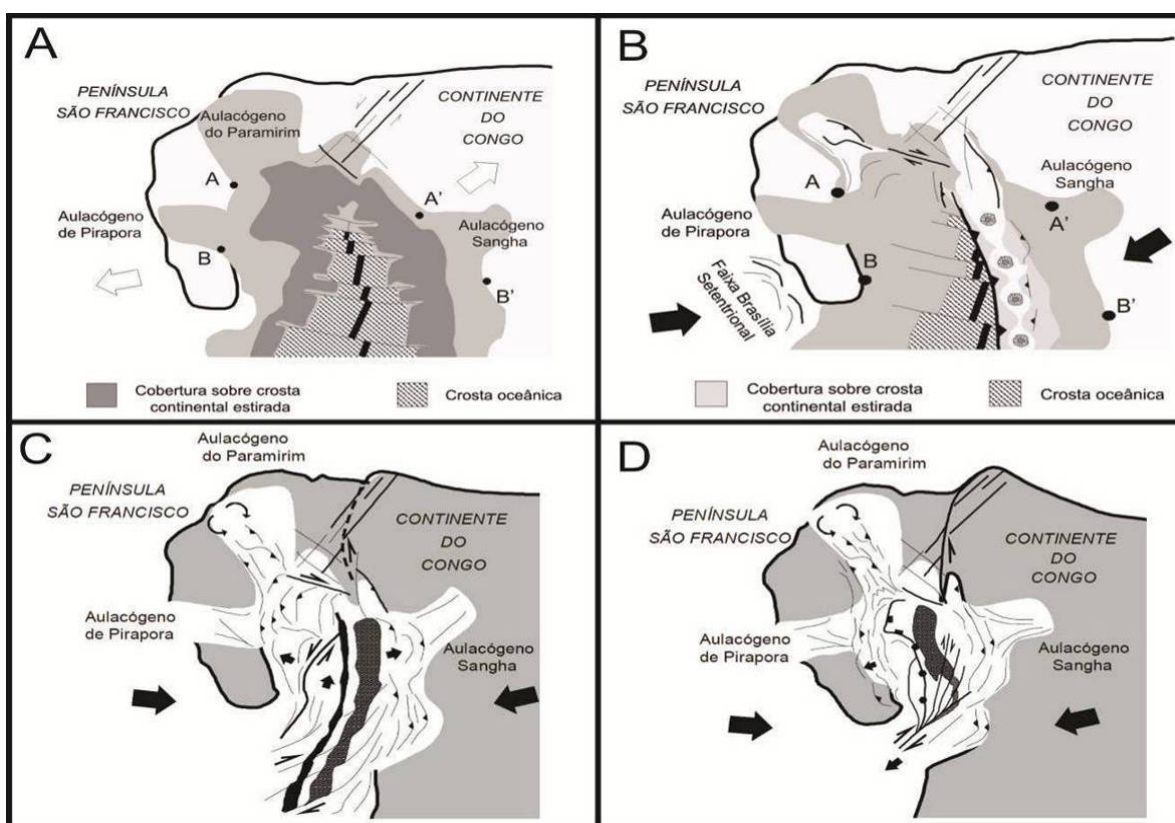


Legenda: 1. A e B, fases de rifteamento do Paleocontinente São Francisco-Congo, entre ca. 1000 Ma e ca. 700 Ma, associadas a episódios magmáticos anorogênico; D, estágio pré-colisional com evolução do arco magmático Rio Doce (supersuíte G1) e bacias associadas; E, estágio colisional, ao qual se associa a estruturação bivergente centrífuga do orógeno e o episódio de granitogênese

que originou a supersuíte G2.; F, estágio pós-colisional associado ao colapso gravitacional do orógeno e a episódios de granitogênese tardios (supersuíte G4, do tipo S, e supersuíte G5, do tipo I). Fonte: Modificado de Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007, 2008).

- Na região meridional desta bacia, a qual teria a forma de um golfo fechado a norte pela ponte cratônica Bahia-Gabão, mas aberto a sul rumo ao Oceano Adamastor, o último dos riftes continentais evoluiu para espalhamento oceânico (Figuras 5C e 6A). Remanescentes de ofiolitos desta fase foram datados pelo método U-Pb em zircão, e deram idades entre ca. 650 Ma e ca. 595 Ma (Queiroga *et al.*, 2007; Queiroga, 2010).

Figura 6 – Modelo evolutivo conforme a Tectônica Quebra-Nozes.



Legenda: 1A, elementos da bacia precursora e seu cenário tectônico divergente; B, início da operação da tectônica quebra-nozes, com consumo forçado do assoalho da porção oceânica da bacia precursora; C, estágio colisional; D, colapso gravitacional, após escape lateral na porção sul do orógeno. Fonte: Alkmim *et al.* (2007).

- O início do fechamento da bacia, em torno de 630 Ma, teria catalisado por colisões à distância, envolvendo a Península São Francisco e os blocos/placas Paraná, Paranapanema e/ou Rio de la Plata, segundo um movimento que lembra o fechamento de um quebra-nozes (Figura 5B). Começa, então, o estágio orogênico pré-colisional que leva à formação do arco magmático Rio Doce, representado pela Supersuíte G1, e bacias relacionadas (Figura 5D). Este estágio termina em torno de 585 Ma.
- Entre ca. 585 Ma e ca. 540 Ma têm-se o estágio colisional que se iniciaria no norte e avançaria progressivamente para o sul, promovendo a colisão das margens opostas da bacia precursora e a propagação de frentes de empurrão rumo aos crátons opostos (Figuras 5E e 6C), bem como o soerguimento da cadeia montanhosa. Nesta etapa ocorreu a granitogênese G2, essencialmente do tipo S (Figura 5E). A continuidade do encurtamento crustal gera e reativa grandes zonas de cisalhamento (como a Zona de Cisalhamento de Abre Campo), implicando num escape dextral em direção a sul (Figura 6D);
- O estágio pós-colisional (535 – 490 Ma) relaciona-se ao colapso do edifício orogênico e ascensão astenosférica tardia, com os quais se relacionam episódios de granitogênese dos tipos S e I (Figura 5F).

2.2 Estratigrafia regional

A região meridional do Orógeno Araçuaí expõe rochas do embasamento, coberturas proterozóicas e cenozóicas, intrusões neoproterozóicas, rochas hidrotermais e diques máficos cenozóicos, adiante referidos.

2.2.1 Complexo Mantiqueira

Descrito primeiramente como Série Mantiqueira por Barbosa (1954) *apud* Peres *et al.*, (2004), esta unidade é composta por gnaisses bandados com foliação sub-horizontal. Campos Neto e Figueiredo (1995) e Fischel (1998) referem o Complexo Mantiqueira “como uma faixa encurvada com a concavidade voltada para o Cráton do São Francisco, localizada a leste e sudeste do Quadrilátero Ferrífero (QF), em uma zona de transição entre o limite sudeste do cráton e o Cinturão Ribeira”.

Noce *et al.* (2007) caracterizaram o Complexo Mantiqueira como um conjunto de biotita-anfibólio ortognaisse bandado e migmatizado, de composição tonalítica a granítica, com freqüentes intercalações de ortoanfibolito concordantes com a foliação.

Idades U-Pb SHRIMP em zircão sugerem que a cristalização magmática se deu no intervalo entre 2180 Ma e 2041 Ma (Silva *et al.*, 2002; Noce *et al.*, 2007). Dados isotópicos de Sr e Nd indicam que os protólitos são híbridos, derivados de fusão crustal com alguma contribuição mantélica, e o ambiente tectônico seria de arco magmático continental (Fischel, 1998; Duarte *et al.* 2004; Noce *et al.*, 2007).

2.2.2 Complexo Juiz de Fora

O termo Juiz de Fora foi aplicado inicialmente na década de 1950 (Ebert 1955, 1957; Rosier 1957, in Noce *et al.* 2007), à uma extensa faixa de rochas granulíticas, de direção NE-SW, que afloram entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. A evolução dos conhecimentos sobre o Complexo Juiz de Fora é descrita por Heilbron *et al.* (2003).

Heilbron (1993, 1995) define o Complexo Juiz de Fora como um conjunto de ortognaisses e metabasitos, com paragênese da fácies granulito, que apresentam, localmente, a formação de hornblenda e biotita a partir de piroxênio como indicativo de metamorfismo regressivo. retrógrado. As intercalações de rochas

metassedimentares, colocadas neste complexo por outros autores, são interpretadas como escamas tectônicas da cobertura neoproterozóica.

Suítes básicas, uma toleítica e outra com tendência alcalina, e suítes cálcio-alcalinas foram identificadas no Complexo Juiz de Fora por (Costa *et al.* 1995; Duarte *et al.* 1997, 1999). Estes autores também concluem que as rochas do Complexo Juiz de Fora foram primeiramente metamorfizadas em evento anterior ao responsável pela formação da foliação regional brasileira. Esse primeiro evento seria responsável pela formação da paragênese mineral diagnóstica da fácies granulito (ortopiroxênio + plagioclásio \pm clinopiroxênio \pm hornblenda) que se apresenta em arranjo granoblástico.

Segundo Figueiredo e Teixeira (1996), Duarte *et al.* (1997) e Fischel *et al.* (1998) os ortognaisses de fácies granulito, com predominância composicional enderbítica e charnockítica do Complexo Juiz de Fora, compõem uma suíte cálcio-alcalina de natureza juvenil. Costa (1998) também caracteriza lentes de granulitos básicos presentes no complexo, como magmatismo toleítico com baixo teor de potássio, semelhante a rochas de arcos de ilhas e basaltos de assoalho oceânico.

De acordo com Noce *et al.* (2007), o litotipo característico do complexo, na região dos estudos, é um gnaiss enderbítico bandado, de tonalidade esverdeada e granulação média, com intercalações máficas. Bandas charnokíticas de cor clara e granulação grossa, e granulitos básicos na forma de bandas, boudins e lentes, são comuns. Em concordância aos estudos anteriores, Noce *et al.* (2007) considera que as rochas do Complexo Juiz de Fora podem composto um arco de ilhas formado por subducção intra-oceânica no Paleoproterozóico, antes de servir como embasamento do Orógeno Araçuaí (ver item sobre evolução geotectônica).

Datações U-Pb em amostras de zircão do Complexo Juiz de Fora revelam idades entre ca. 2200 Ma e ca. 2050 Ma (Machado *et al.* 1996; Heilbron *et al.* 2001; Silva *et al.* 2002; Noce *et al.* 2007), confirmando tanto episódios de cristalização magmática quanto de metamorfismo regional no Riáciano.

2.2.3 Grupo Dom Silvério

Esta unidade foi descrita pela primeira vez por Lima *et al.* (1973) *apud* Peres (2000) como um pacote de xistos quartzosos e xistos muscovíticos, sobrepostos a quartzitos. Posteriormente, diversos autores fizeram interpretações agrupando estas rochas em complexos gnáissico-migmatíticos (Fontes *et al.* 1973; Inda *et al.* 1973; Almeida e Litwinski 1984; *apud* Peres, 2000).

Raposo (1991) descreve o Grupo Dom Silvério como uma seqüência de xistos com quartzitos subordinados.

Brandalise (1991) subdividiu o grupo em três unidades litológicas, da base para o topo:

- Unidade 1: biotita anfibolito, granada-mica xisto, tremolito e rocha calcissilicática;
- Unidade 2: micaxisto com ou sem granada, cianita, grafita e silimanita, muscovita quartzito, muscovita-quartzo xisto, magnetita quartzito, rocha calcissilicática, gondito, mármore, biotita anfibolito, formação ferrífera e biotita gnaisse laminado;
- Unidade 3: muscovita quartzito e muscovita-quartzo xisto.

Este mesmo autor classificou, por meio de análises químicas, as rochas anfibolíticas como toleíticas, cujo ambiente seria de ilha oceânica (Brandalise 1991a).

Jordt-Evangelista (1992) e Dürkop *et al.* (1997) consideram o Grupo Dom Silvério como uma seqüência metassedimentar de origem marinha, associada a rochas metaígneas, distribuída em uma faixa longa e estreita, no vale do Rio Doce. A porção sul desta faixa é predominantemente composta por termos pelíticos, com raras intercalações quartzíticas e de rochas metaultramáficas (talco-clorita xistos), mas o domínio norte seria marcado por rochas metassedimentares psamíticas. Peres (2000), através de relações de campo, constatou-se que a seqüência basal é constituída por biotita xisto, com intercalações de hornblenda xistos, que representaria um protólito vulcânico máfico. As associações mineralógicas e dados

geotermobarométricos indicam que o metamorfismo no Grupo Dom Silvério atingiu a fácies anfibolito médio (Jordt-Evangelista e Roeser, 1988).

Dados isotópicos Sm-Nd indicam a idade de ca. 549 Ma (granada - rocha total) para o metamorfismo regional e uma idade modelo (TDM) em rocha total de 2,2 Ga, sugerindo fonte dos sedimentos com idade paleoproterozóica (Brueckner *et al.* 1998, 2000).

2.2.4 Grupo Andrelândia

Esta unidade foi definida originalmente por Ebert (1956, 1958; in Noce *et al.* 2007) como uma associação de rochas metassedimentares e metaígneas máficas, que ocorre ao largo do limite sul-sudeste do Cráton do São Francisco.

Heilbron *et al.* (2004) considera o Grupo Andrelândia como um conjunto de sucessões sedimentares neoproterozóicas, associadas a rochas máficas, depositadas em ambientes de rifte a margem continental passiva, cujo metamorfismo varia da fácies anfibolito médio a granulito.

Noce *et al.* (2006) mantém a subdivisão adotada por Heilbron *et al.* (2004) para o Grupo Andrelândia, ao estender o domínio de ocorrência desta unidade para o Orógeno Araçuaí.

Pedrosa-Soares *et al.* (2007) incluem partes do Grupo Andrelândia na associação arco-antearco-embasamento do Orógeno Araçuaí.

Belém *et al.* (2011) identificam duas unidades no Grupo Andrelândia, uma, na área-tipo do grupo, característica de margem continental passiva e outra, desde a área-tipo seguindo para a região da Serra do Brigadeiro, como provável bacia orogênica do tipo *flysch*.

2.2.5 Anfibolito Santo Antônio do Grama

O termo designa um conjunto de corpos de anfibolito que atingem dimensão quilométrica, sobressaem no relevo e estão alinhados ao longo da direção NNE-

SSW, segundo a tendência estrutural regional, nos arredores da cidade homônima (Brandalise, 1991; Fischel, 1998; Nóbrega II e Ribeiro, 2004; Queiroga, 2010).

Estes corpos são ricos em plagioclásio e hornblenda, com granulação média a grossa, e apresentam coloração cinza-esverdeada escura a negra. A foliação impressa no Anfibolito Santo Antônio do Grama é paralela à foliação regional dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e do Grupo Andrelândia (Fischel, 1998).

Uma idade-modelo Sm-Nd de ca. 890 Ma e eNd em torno de +4 foram obtidos por Fischel (1998) que destaca a diferença em relação às idades-modelo bem mais antigas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. Como os afloramentos do Anfibolito Santo Antônio do Grama estão livres de sinais de hidrotermalismo, fator que poderia alterar as concentrações de Sm e Nd, Fischel (1998) sugere que a idade obtida corresponderia à época na qual se formou crosta oceânica neoproterozóica que, na Orogenia Brasileira, foi transformada em lasca ofiolítica jsutaposta tectonicamente às rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e do Grupo Andrelândia.

Queiroga (2010) apresenta detalhado estudo sobre o Anfibolito Santo Antônio do Grama, demonstrando sua natureza ofiolítica e apresentando datações U-Pb em zircão que evidenciam formação de crosta oceânica em torno de 600 Ma.

3 UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

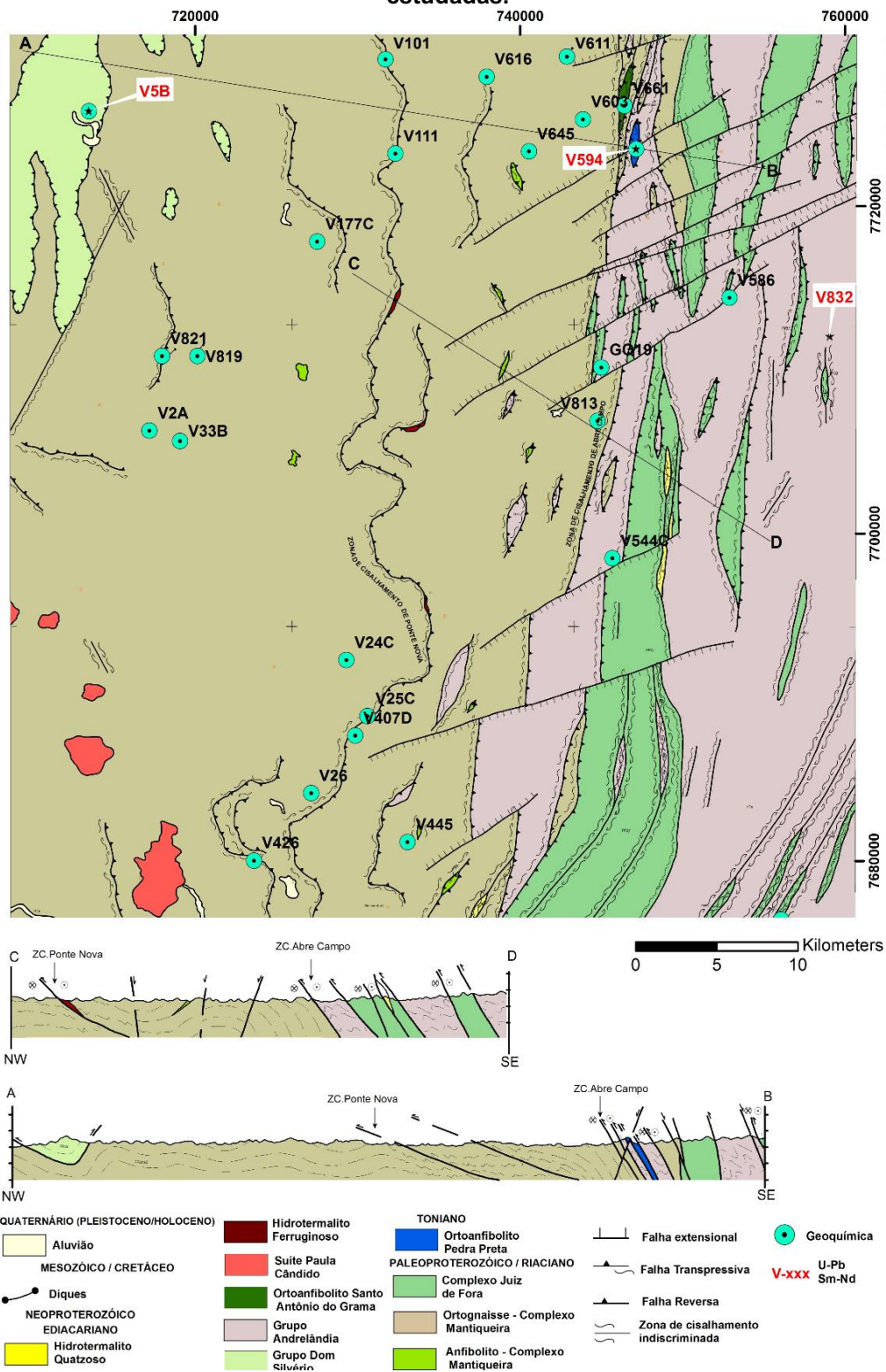
Os litotipos presentes na área coberta pela Folha Viçosa (Apêndice) organizam-se em unidades litoestratigráficas convencionais, mas também em unidades litológicas que não têm significado estratigráfico por se tratarem de rochas originadas durante o processo deformacional, como os hidrotermalitos (Tabela 1 e Figura 7).

Tabela 1 – Unidades litoestratigráficas e litológicas da Folha Viçosa.

Cenozóico		Cobertura Aluvionar
Mesozóico	Cretáceo	Diques de Diabásio e Gabronorito
Neoproterozóico	Ediacariano	Hidrotermalitos
		Suíte Paula Cândido
		Anfibolito Santo Antônio do Grama
		Grupo Andrelândia
		Grupo Dom Silvério
	Toniano	Anfibolito Pedra Preta
Paleoproterozóico	Riaciano	Complexo Juiz de Fora
		Complexo Mantiqueira

Fonte: O autor.

Figura 7 — Mapa e seções geológicas da Folha Viçosa com a localização das amostras estudadas.



Fonte: O autor.

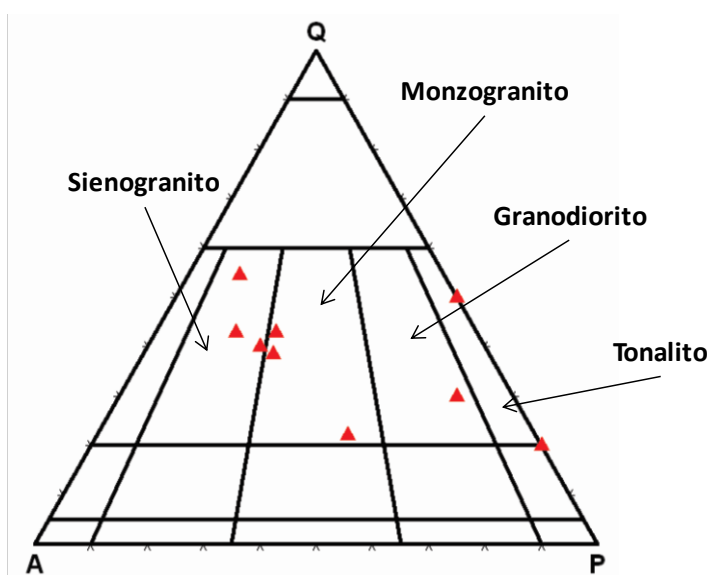
3.1 Complexo Mantiqueira

Esta unidade abrange aproximadamente 60% da área mapeada e ocorre predominantemente na porção oeste da Folha Viçosa, onde apresenta relevo dissecado em formas arredondadas tipo “meia-laranja”, com espesso manto de alteração (Figura 7 e Apêndice). O Complexo Mantiqueira foi subdividido em duas subunidades litológicas: uma com predomínio de ortogneisse e outra onde predomina anfibolito.

3.1.1 Ortogneisse

Trata-se de ortogneisse bandado e foliado, migmatítico, de composição granítica a tonalítica, que apresenta pequenas variações texturais (Figura 8).

Figura 8 — Composição modal do ortogneisse Mantiqueira no diagrama QAP.



Fonte: O autor.

O bandamento composicional tem espessura centimétrica a decimétrica e é concordante com a foliação. Estruturas migmatíticas dos tipos schlieren, ptigmática, dobrada e estromática são comuns (Figuras 9A e 9B). Textura proto-milonítica a milonítica, assim como dobras abertas a apertadas são comuns no ortogneisse (Figuras 9C e 9D).

Figura 9 — Feições de campo do ortogneisse Mantiqueira.



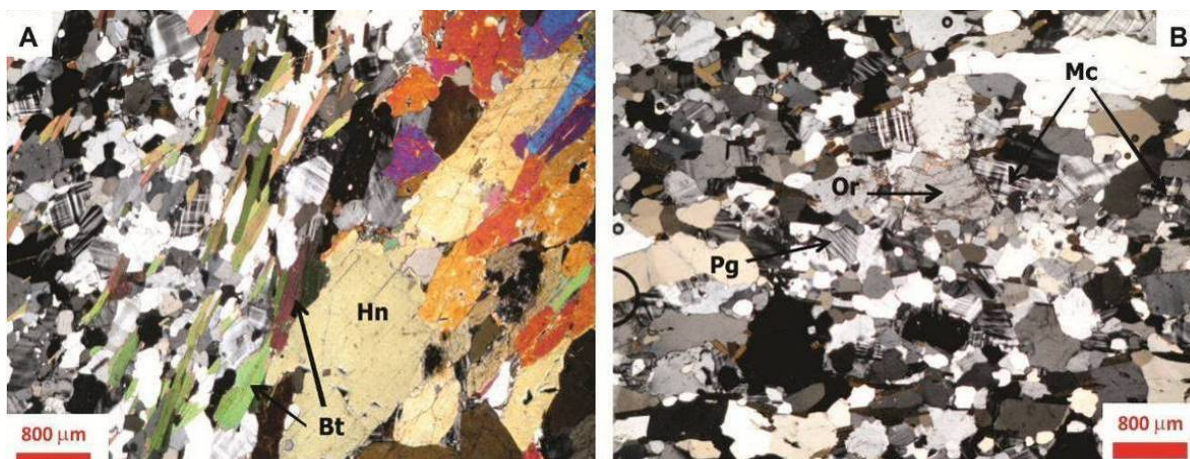
Legenda: A, estrutura migmatítica ptigmática (ponto V-407); B, estrutura migmatítica estromática (ponto V-94); C, dobra apertada intrafolial (ponto V-33); D, porfiroclastos sigmoidais de feldspato em bandas miloníticas (ponto V-177). Fonte: O autor.

As bandas claras do ortogneisse são compostas essencialmente por quartzo, feldspato potássico (microclina e raro ortoclásio) e plagioclásio, tendo biotita e hornblenda em menor quantidade (Figuras 10A e 10B). As bandas escuras são compostas majoritariamente por hornblenda e biotita, com quantidades subordinadas de quartzo e feldspato potássico (Figura 10A). A mineralogia acessória é similar em ambas as bandas e consiste de titanita, zircão e apatita (Figura 10A).

Microestruturas indicam processos deformacionais em regime dúctil, como a presença de feldspato recristalizado e ribbons de quartzo, cujas orientações implicam em intensa deformação (Figura 10B).

Corpos de anfibolito (descritos no próximo item) formam intercalações concordantes com o bandamento do ortogneisse, e geralmente se apresentam boudinados.

Figura 10 — Fotomicrografias do ortogneisse Mantiqueira.



Legenda: A, contato entre banda máfica, rica em hornblenda (Hn), e banda félsica rica em feldspato potássico, com biotita (Bt); nicóis cruzados (ponto V-21A); B, ortogneisse apresentando microclina (Mc), plagioclásio (Pg) e ortoclásio (Or); nicóis cruzados (ponto V-2A). Fonte: O autor.

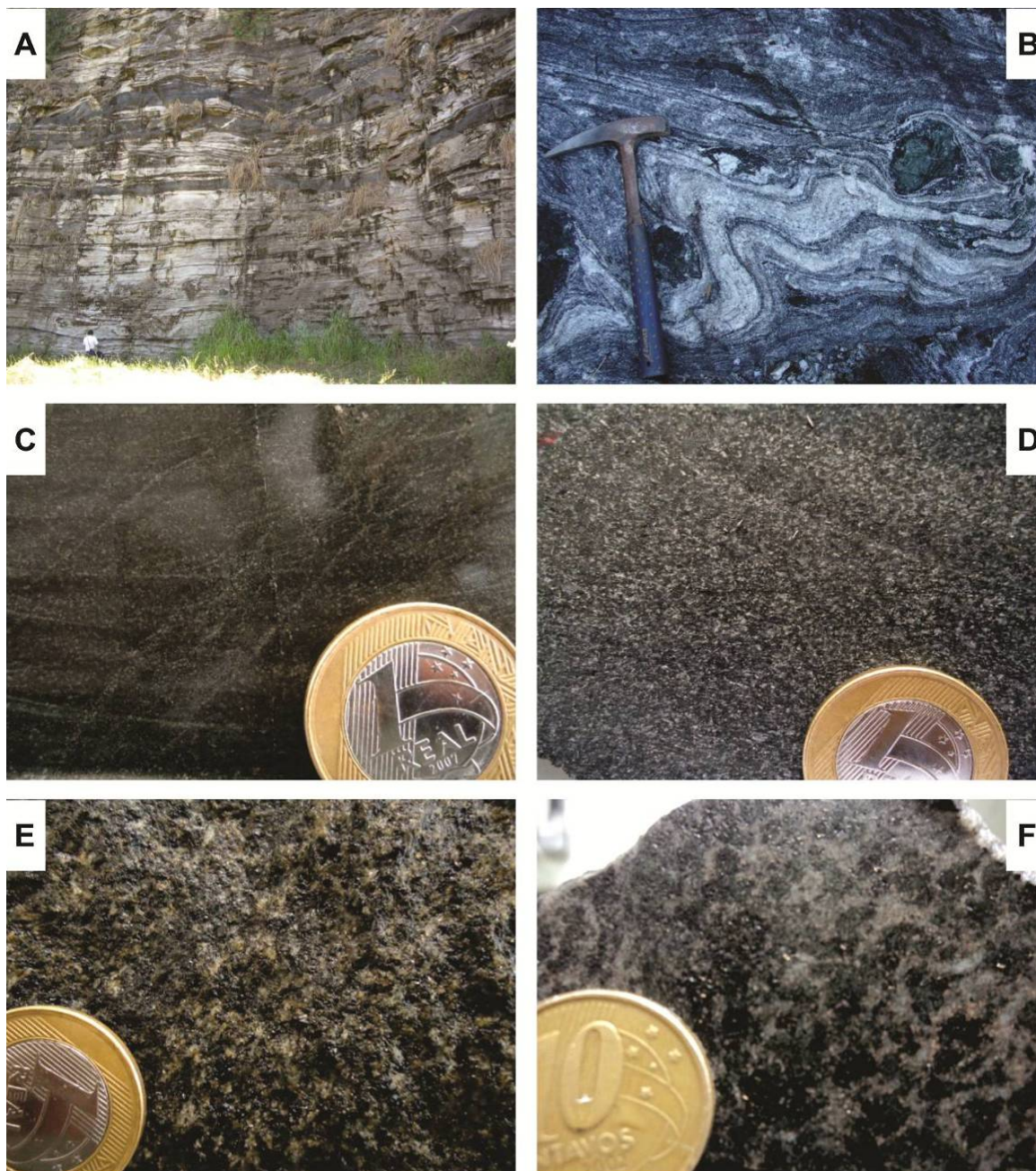
3.1.2 Anfibolito

Esta unidade litológica do Complexo Mantiqueira é representada por rochas anfibolíticas com distintas composições e texturas. Este acervo litológico ocorre na forma de bandas e/ou boudins de diversos tamanhos, intercalados no ortogneisse (Figuras 11A e 11B). Apenas os corpos de maiores dimensões foram delimitados no mapa geológico (Figura 7 e Apêndice). Dois tipos principais de anfibolitos são reconhecidos com base na presença, ou não, de granada.

Os anfibolitos granatíferos mostram ampla variação textural e na proporção entre seus minerais constituintes (Figuras 11C e 11D). São compostos de hornblenda, plagioclásio, biotita, quartzo, granada e clinopiroxênio, como minerais essenciais, tendo minerais opacos, titanita e raro feldspato potássico como acessórios. Apresentam xistosidade bem desenvolvida, marcada pela orientação da hornblenda, biotita e fitas de quartzo (Figura 12A). A trama varia de nematoblástica a granonematoblástica, dependendo da proporção de hornblenda em relação a

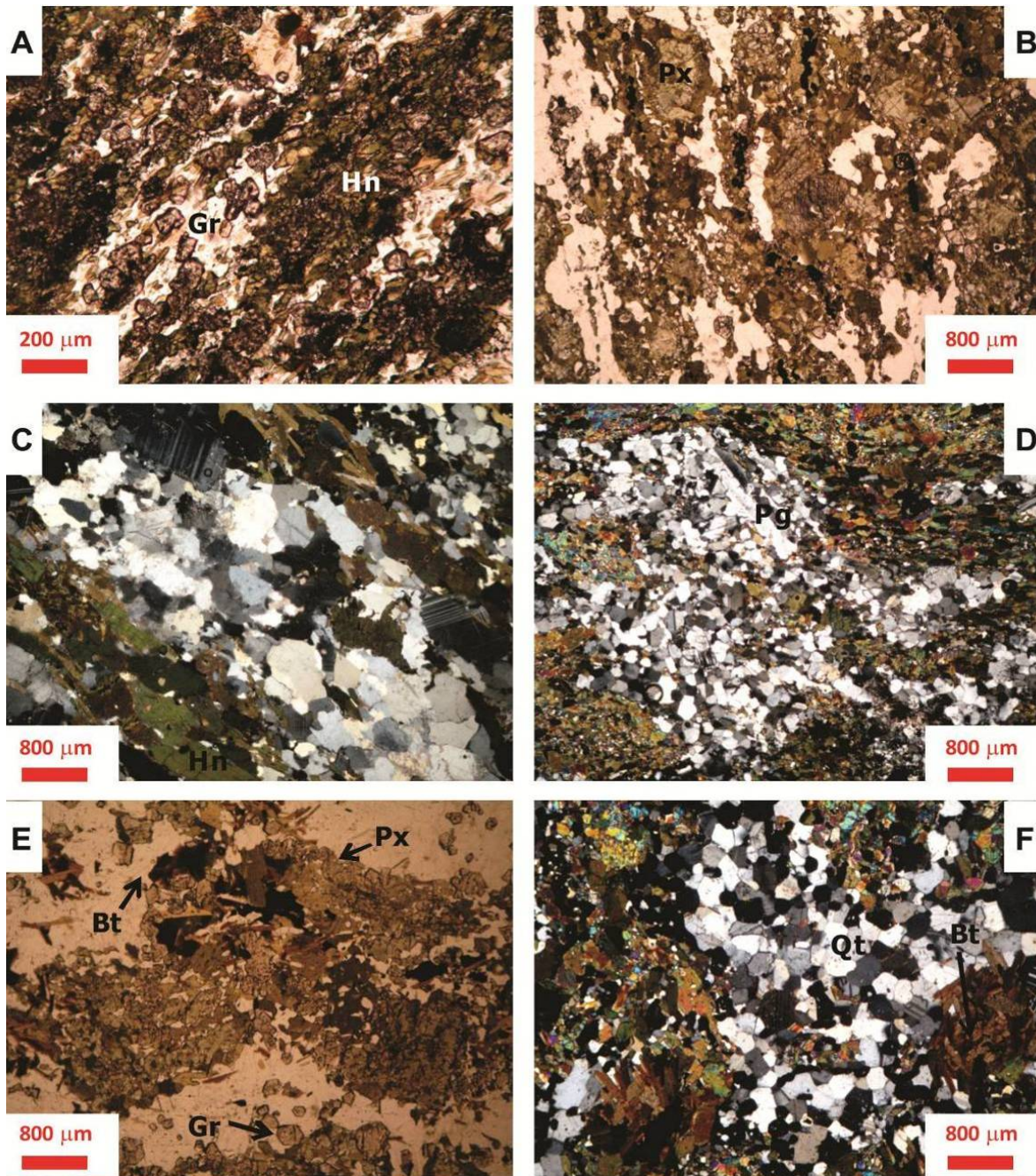
plagioclásio (Figura 12C). Os processos de alteração mais marcantes são uralitização do clinopiroxênio e saussuritização do plagioclásio (Figura 12B).

Figura 11 — Feições macroscópicas de anfibolitos do Complexo Mantiqueira.



Legenda: A, camadas de anfibolito intercaladas no ortogneisse (pontos V-2); B, boudins em meio ao ortogneisse (ponto V-407); C, anfibolito de granulação fina (ponto V-26); D, anfibolito de granulação média (ponto V-407); E, anfibolito de granulação grossa (ponto V-659); F, anfibolito maciço com aspecto “granulítico” (ponto V-616). Fonte: O autor.

Figura 12 — Fotomicrografias de anfibolitos do Complexo Mantiqueira.



Legenda: A, anfibolito rico em granada (mineral avermelhado, Gr) com trama nematoblástica marcada pela hornblenda (Hn), nicóis paralelos (ponto V-24C); B, anfibolito com clinopiroxênio (Px) parcialmente uralitizado, nicóis paralelos (ponto V-445); C, anfibolito com lâminas ricas em hornblenda (Hn) alternadas com lâminas ricas em plagioclásio, nicóis cruzados (ponto GQ-262); D, anfibolito com porfiroclasto de plagioclásio (Pg), nicóis cruzados (ponto V-343); E, granulito com granada (Gr), clinopiroxênio (Px), biotita (Bt) e quartzo (Qt), em trama granoblástica, nicóis paralelos (pontos V-603); F, anfibolito de mesma composição que E, mas sob nicóis cruzados (ponto V-616).
Fonte: O autor.

Disseminados em meio ao Complexo Mantiqueira ocorrem raros corpos de anfibolitos granatíferos com aspecto granulítico, embora não contenham ortopiroxênio, que apresentam tonalidade cinza esverdeada, estrutura macroscópica maciça e granulação média a grossa (Figura 11F). Microscopicamente, há evidências de deformação, como cristais de quartzo com extinção ondulante, além da marcante matriz granoblástica, rica em plagioclásios com junções tríplices (Figura 12F). Clinopiroxênio uralitizado e plagioclásio saussuritizado são comuns.

Os anfibolitos sem granada são melanocráticos e apresentam xistosidade mal desenvolvida (Figura 11E). A mineralogia essencial é dada pela hornblenda e plagioclásio, tendo biotita, quartzo, clinopiroxênio, opacos e clorita como minerais acessórios ou de alteração. O arranjo é granonematoblástico, com a foliação marcada pela orientação da hornblenda. Porfiroclastos de plagioclásio são comuns, evidenciando o caráter milonítico destas rochas (Figura 12D). Os contatos intergranulares variam de poligonal a serrilhado. Uralitização e saussuritização são os principais processos de alteração.

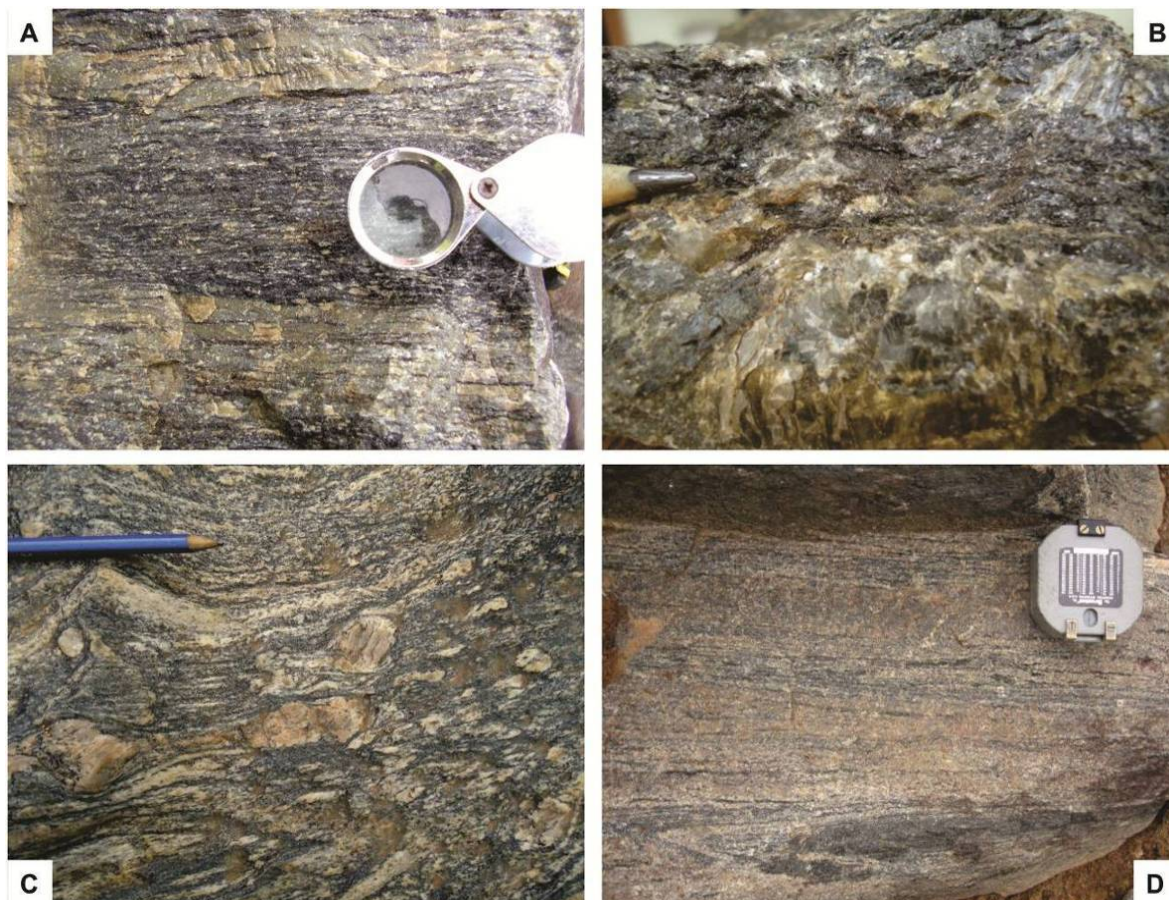
3.2 Complexo Juiz de Fora

É representado por um gnaiss ortoderivado de composição enderbítica a charnockítica, que perfaz cerca de 20% da área mapeada. Ocorre a leste e em contato tectônico com o Complexo Mantiqueira, contato este, que marca a Zona de Cisalhamento de Abre Campo (ver capítulo sobre Geologia Estrutural). Rochas do Complexo Juiz de Fora também se apresentam em escamas tectônicas interdigitadas no Grupo Andrelândia (Figura 7 e Apêndice). O Complexo Juiz de Fora aflora em corpos alongados segundo NNE-SSW. Em afloramento, esta direção é marcada pelo bandamento e foliação do ortognaiss.

O ortognaiss Juiz de Fora apresenta coloração esverdeada, quando fresco, a acinzentada, mesmo se incipientemente intemperizado (Figura 13D). Mostra granulação predominantemente fina a média e bandamento milimétrico a centimétrico (Figura 13A). Este bandamento é marcado pela alternância de bandas

de composição quartzo-feldspática com raro ortopiroxênio, e bandas máficas, constituídas essencialmente por ortopiroxênio, hornblenda e biotita, com clinopiroxênio e plagioclásio subordinados.

Figura 13 — Feições de campo do Complexo Juiz de Fora.

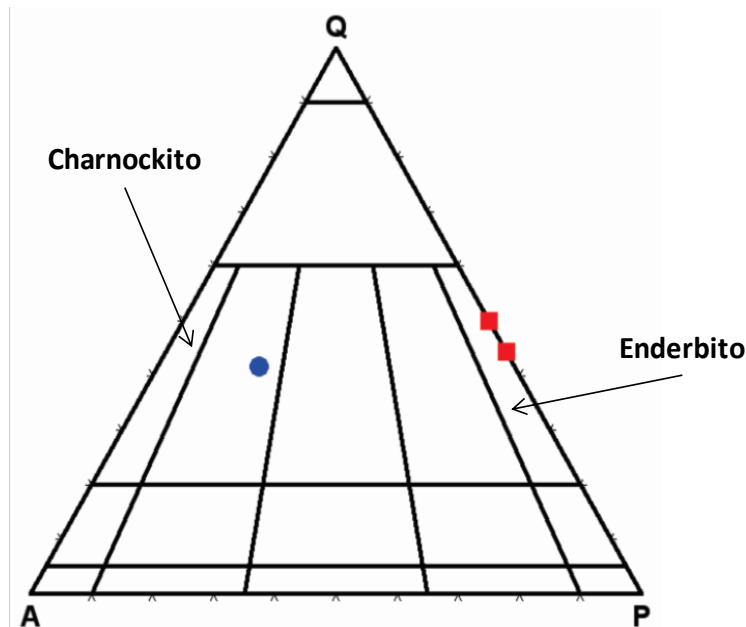


Legenda: A, ortogneisse bandado (ponto V-24); B, bandas de granulação grossa com textura milonítica (ponto V-37); C, milonito-gnaisse Juiz de Fora próximo ao contato com o Complexo Mantiqueira (ponto V-591); D, ortogneisse pouco intemperizado, apresentando mudança de cor para cinza (ponto V-42). Fonte: O autor.

O ortogneisse Juiz de Fora se apresenta migmatizado em intensidades diversas. Este processo de fusão parcial resulta em leucossoma quartzo-feldspático de composição charnockítica e granulação grossa (Figura 14), os quais podem mostrar porfiroclastos de feldspato potássico, anfibólio, piroxênio, e/ou granada (Figuras 13B, 13C e 15C). O melanossoma, enderbítico de granulação fina a média (Figura 14), contém ortopiroxênio, plagioclásio e anfibólio como minerais essenciais,

e clinopiroxênio, feldspato potássico, quartzo e biotita como acessórios. A estrutura migmatítica predominante é estromática (Figuras 13A e 13D), com estruturas ptigmática e dobrada subordinadas.

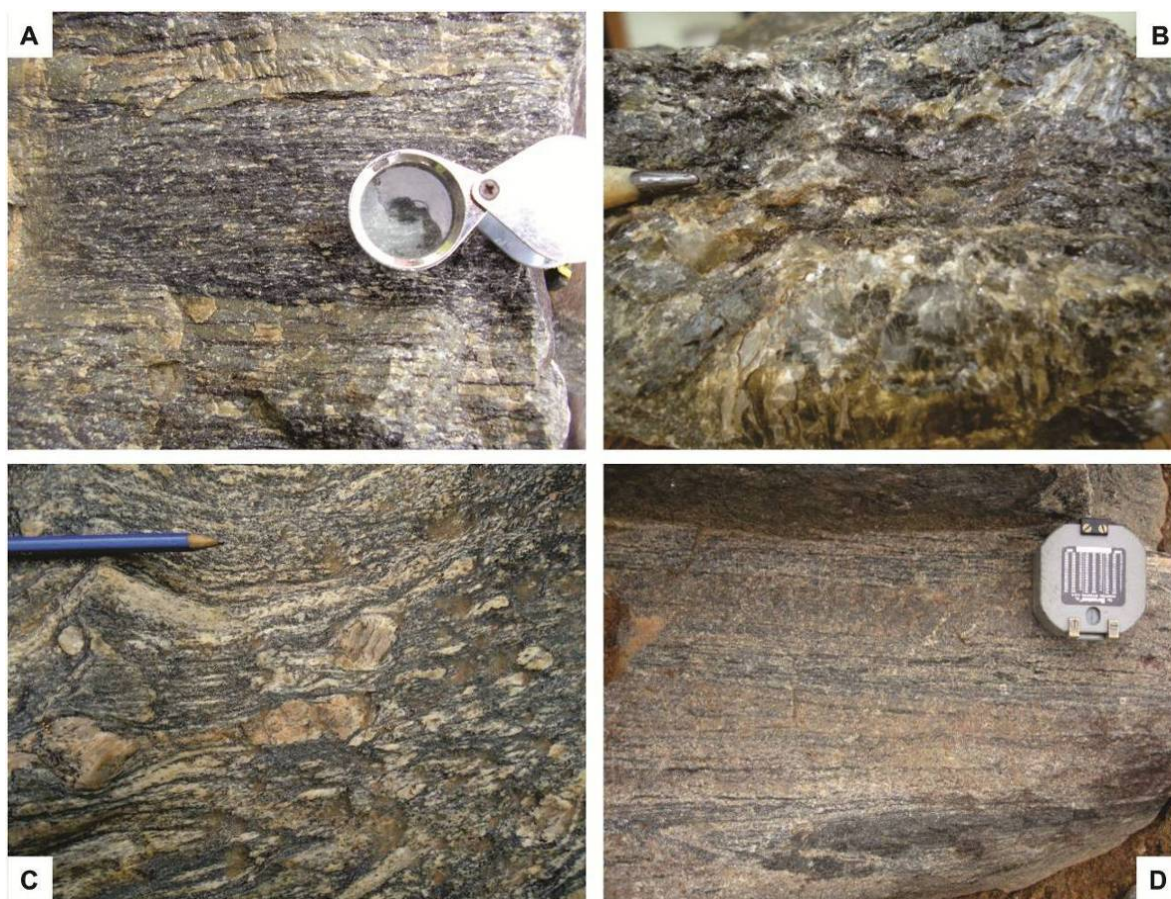
Figura 14 — Composição modal de amostras do Complexo Juiz de Fora no diagrama QAP.



Fonte: O autor.

A composição mineralógica essencial do ortogneisse enderbítico é dada por plagioclásio, ortopiroxênio, biotita, hornblenda, quartzo, feldspato potássico e clinopiroxênio, em ordem decrescente de abundância (Figuras 15B e 15C). A foliação é materializada por piroxênio, anfibólio e biotita, mas a trama varia de lépido-granoblástica a nemato-granoblástica em função da proporção de biotita em relação a anfibólio e piroxênio. Tanto o quartzo quanto o feldspato ocorrem estirados ao longo da foliação, mas também formam mosaicos granoblásticos. O plagioclásio raramente mostra intercrescimento antipertítico e baixa saussuritização. A hornblenda apresenta coloração marrom a castanho, indicando enriquecimento em titânio confirmado pela associação com titanita.

Figura 15 — Fotomicrografias de rochas do Complexo Juiz de Fora.



Legenda: A, granulito apresentando plagioclásio (Pg), clinopiroxênio (Cpx), ortopiroxênio (Opx) e biotita (Bt), em trama granoblástica, nicóis cruzados (ponto GQ-19); B, ortogneisse com clinopiroxênio (Cpx), biotita (Bt) e granada (Gr), nicóis paralelos (ponto V-461); C, ortogneisse milonítico apresentando porfiroclasto de plagioclásio (Pg), com cristais de clinopiroxênio (Cpx), biotita (Bt), quartzo (Qtz) e ortopiroxênio (Opx), nicóis cruzados (ponto V-37). Fonte: O autor.

Os cristais de piroxênio possuem baixa a moderada uralitização que gera anfibólio (em geral, em forma de agregados fibrosos), biotita e clorita. O feldspato potássico presente nestas rochas é o ortoclásio que apresenta sericitização incipiente. O quartzo apresenta forte extinção ondulante e feições de recristalização metamórfica intracristalina. Os minerais acessórios são titanita, zircão, granada, apatita e opacos.

O Complexo Juiz de Fora comumente apresenta intercalações de granulito máfico. Estas ocorrem como boudins centimétricos a métricos, alongados na direção NNE-SSW, paralelamente à foliação regional e ao bandamento do

ortognaisse enderbítico. O granulito máfico têm cor cinza escuro esverdeado e estrutura maciça. Sua granulação é fina a muito fina e a textura granoblástica. Sua associação mineralógica é dada por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, caracterizando a fácies granulito (Figura 15A). Biotita e hornblenda, do metamorfismo regressivo, ocorrem de forma subordinada.

3.3 Anfibolito Pedra Preta

Este ortoanfibolito na porção nordeste da área (Figura 7 e Apêndice), onde aflora numa serra alongada na direção N-S (Figura 16A). Apresenta coloração verde escura e granulação predominantemente grossa a, eventualmente, média. Geralmente bem foliado, às vezes mostra fino bandamento, descontínuo e irregular, marcado por vênulas félsicas que podem conter cristais de anfibólio. Essas venulações quartzo-feldspáticas, que são geralmente concordantes com a foliação dúctil, mas podem ser localmente discordantes, representam leucossomas gerados pelo processo de migmatização regional (Figura 16B).

O Anfibolito Pedra Preta apresenta textura granoblástica a nematoblástica e é composto, essencialmente, por hornblenda (45%), plagioclásio cálcico (30%), clinopiroxênio (13%) e titanita (10%) (Figura 16C). Os principais acessórios são quartzo (2%), apatita, sulfetos (calcopirita, pirita e pirrotita) e outros minerais opacos. A hornblenda se apresenta como mineral metamórfico orientado na foliação, e como produto de uralitização do piroxênio. Inclusões de titanita e quartzo são comuns na hornblenda. O clinopiroxênio está geralmente associado à hornblenda ao longo da foliação, mas ocorre também como porfiroclastos envoltos em matriz feldspática. O plagioclásio apresenta hábito hipidioblástico e leve encurvamento das maclas polissintéticas. Titanita hipidioblástica a idioblástica, de granulação predominantemente fina, aparece sempre associada à hornblenda e pode ocorrer geminada. Micro-fraturas nos constituintes máficos são preenchidas por óxidos de ferro. Sulfetos, especialmente pirita e calcopirita, ocorrem disseminados.

Figura 16 — Feições do Anfibolito Pedra Preta.



Legenda: A, serra suportada pelo corpo de anfibolito alongado segundo N-S, que destaca em meio ao relevo arrasado característico do Grupo Andrelândia (ponto V-594); B, detalhe do anfibolito foliado, migmatizado, com venulações quartzo-feldspáticos (ponto V-594); C: fotomicrografia apresentando mineralogia típica do anfibolito, com hornblenda (Hn), plagioclásio (Pg), clinopiroxênio (Cpx) e titanita (Ti cristais pequenos indicatos pelas setas), (ponto V-594). Fonte: O autor.

No ponto V-594 (UTM 747.048 / 7.723.672), localizado 13 km a nordeste de Pedra do Anta, encontra-se uma pedreira ativa de rocha ornamental, cujo nome comercial é Granito Via Láctea. Nesta pedreira foi coletada a amostra que serviu às análises isotópicas U-Pb e Sm-Nd apresentados nesta dissertação.

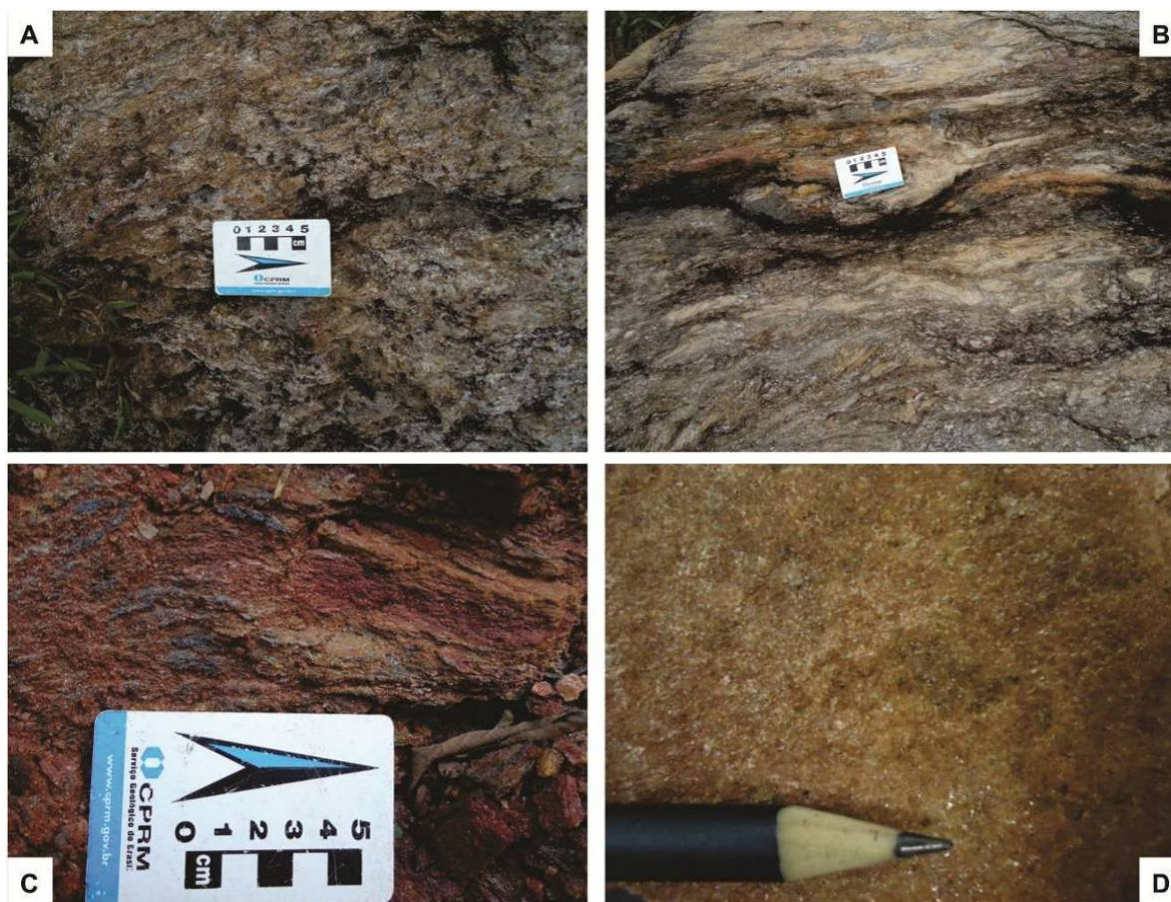
3.4 Grupo Dom Silvério

Esta unidade é representada por uma associação metavulcano-sedimentar que ocorre no extremo noroeste da área mapeada (Figura 7 e Apêndice), em contato

tectônico com ortogneise do Complexo Mantiqueira. Os afloramentos do Grupo Dom Silvério geralmente se apresentam muito intemperizados.

Na área, o grupo é representado, da base ao topo, por uma sucessão de xistos pelíticos com intercalações de anfibólio xisto que passa a termos pelito-psamíticos cada vez mais quartzosos (Figuras 17A a 17C). Os litotipos identificados são biotita xisto, biotita-moscovita xisto, granada-biotita xisto, anfibólio xisto, cianita-grafita-mica-quartzo xisto e grafita-mica xisto, intercalados em contato gradacional a mica-quartzo xistos e sericita quartzitos que predominam rumo ao topo (Figura 17D).

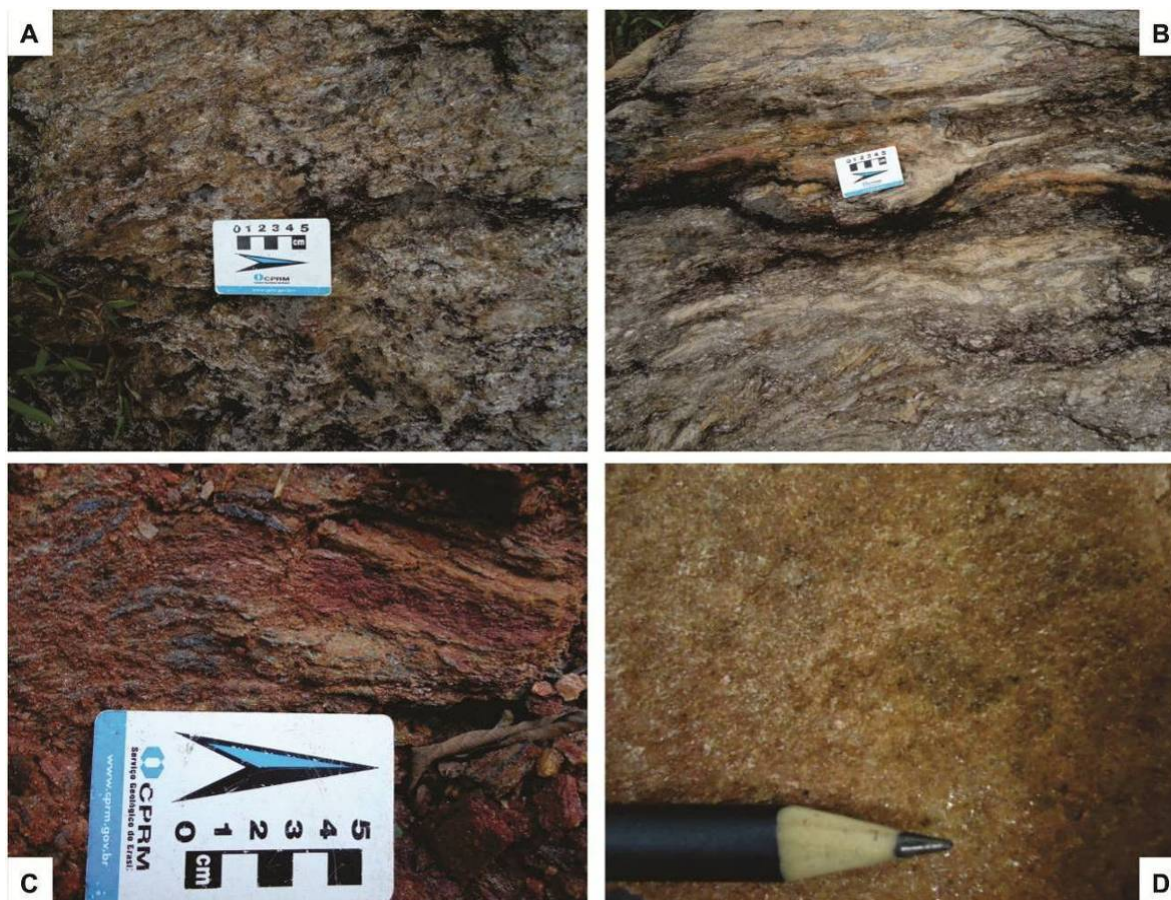
Figura 17 – Fotos dos principais litotipos encontrados do Grupo Dom Silvério.



Legenda: A, granada-mica xisto (ponto V-52); B, quartzo-mica xisto com intercalações quartzíticas (ponto V-52); C, cianita-grafita-mica-quartzo xisto (ponto V-204); D, sericita quartzito (ponto V-55).
Fonte: O autor.

Os xistos pelíticos apresentam biotita, quartzo, muscovita, granada e feldspatos como mineralogia essencial, e cianita, estaurolita, zircão, clorita e anfibólio como minerais acessórios (Figura 18C). Porém amplas variações composicionais ocorrem neste pacote, como a presença de grafita e quantidade de outros minerais. Granada esqueletiforme é comum, representando retrometamorfismo da granada para biotita (Figura 18B). Outras feições retrometamórficas observadas são cloritização de biotita e sericitização de feldspato. Os xistos micáceos são bandados e a trama dominante é do tipo lépido-granoblástica, dominada pela orientação de mica, intercalada a bandas quartzo-feldspáticas de textura poligonal. A consequência desta variação granulométrica é a baixa qualidade da xistosidade.

Figura 18 — Fotomicrografias de litotipos do Grupo Dom Silvério.



Legenda: A, anfibólio xisto, que foi análises isotópicas U-Pb e Sm-Nd, apresentando hornblenda (Hb), plagioclásio (fundo claro), titanita (Ti) e minerais opacos negros, nicóis paralelos (ponto V-5B);

B, granada-mica xisto com foliação marcada pela biotita (Bt) e moscovita, envolvendo porfiroblasto de granada esqueletiforme (Gr), nicóis paralelos (ponto V-127); C, mica xisto com cianita (Ci), biotita (Bt) e muscovita (Mu), nicóis cruzados (ponto V-127); D, sericita quartzito com palhetas de mica e cristais de quartzo (Qtz) em textura poligonal, nicóis cruzados (ponto V-55). Fonte: O autor.

O anfibólio xisto, rocha que representaria a contribuição vulcânica, consiste essencialmente de hornblenda, quartzo e plagioclásio, tendo carbonato, titanita, zircão e clorita como minerais acessórios (Figura 18A). Localmente, este xisto apresenta delgadas intercalações de biotita xisto, a exemplo do afloramento próximo à Pequena Central Hidrelétrica-PCH de Brecha (ponto V-5B). A hornblenda apresenta tonalidades verde-azuladas a verdes, e pode representar termo de transição para actinolita. Carbonato, clorita e biotita são produtos retrometamórficos do plagioclásio e hornblenda. Uma amostra de anfibólio xisto foi coletada para análises isotópicas U-Pb e Sm-Nd, cujos resultados apresenta-se nesta dissertação.

Sericita é um constituinte comum nos quartzitos, que também podem apresentar pequenos e raros cristais de feldspatos (Figuras 17D e 18D). A trama granoblástica predomina, com cristais de quartzo em contato poligonal, mas ribbons de quartzo com extinção ondulante ocorrem com certa frequência. A foliação é marcada pela sericita, e fitas e agulhas de quartzo.

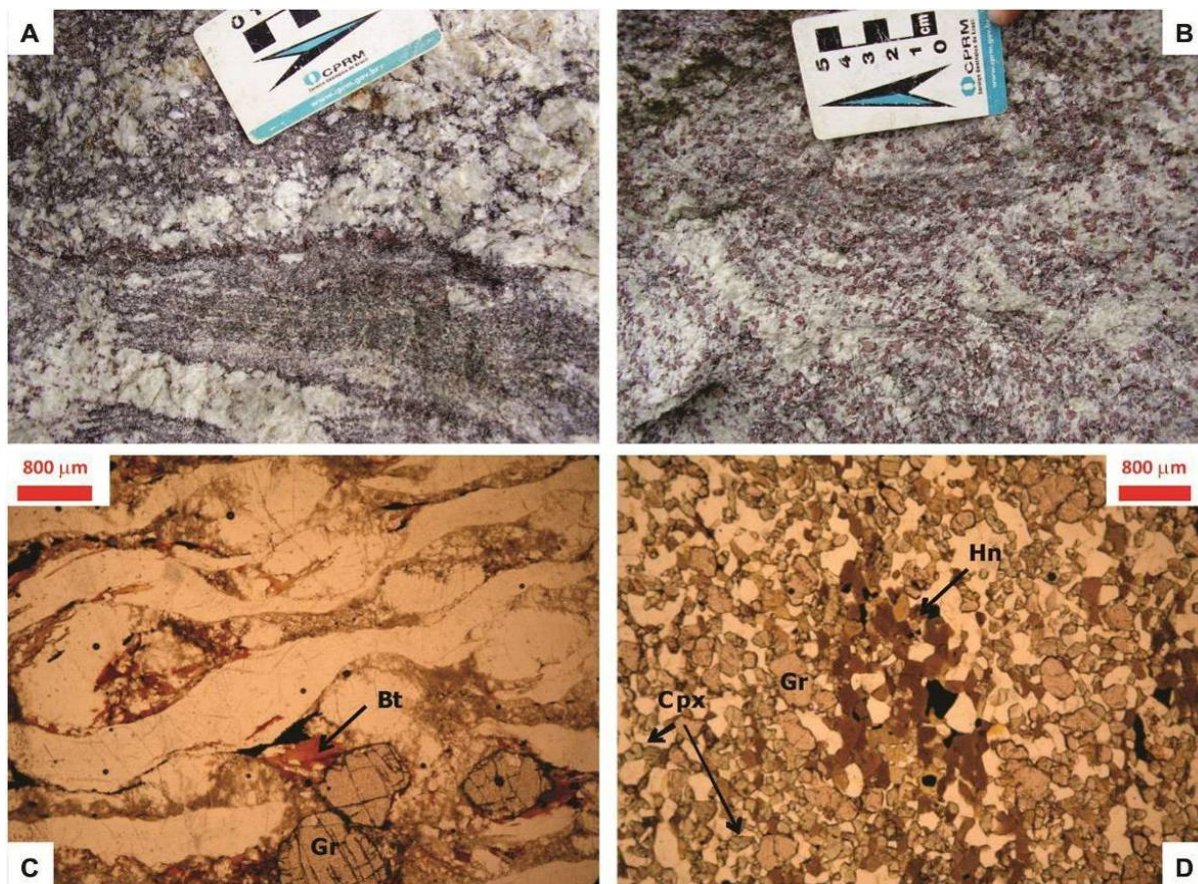
3.5 Grupo Andrelândia

O paragnaisse com intercalações de rocha calcissilicática desse grupo ocorre em escamas tectônicas interdigitadas no Complexo Juiz de Fora, na porção leste da área de estudo (Figura 7 e Apêndice).

O litotipo predominante no Grupo Andrelândia é um granada-biotita gnaisse de granulação fina a média, coloração cinza a rósea e bandamento milimétrico a centimétrico (Figuras 19A e 19B). Em escala de afloramento, é possível observar porções onde a granada é rara a inexistente (Figura 19A). Em menor proporção observam-se zonas empobrecidas em biotita (Figura 19B). Os paragnaises exibem textura milonítica, observável da escala de afloramento à escala microscópica (Figura 19C). As feições miloníticas presentes são porfiroblastos de granada, feldspatos e quartzo, no entorno dos quais se

desenvolvem sombras de pressão compostas por quartzo e biotita (Figura 19C). Cristais de quartzo e plagioclásio ocorrem estirados paralelamente à foliação milonítica.

Figura 19 – Feições de rochas do Grupo Andrelândia.



Legenda: A, paragneisse mostrando paleossoma bandado e neossoma (ponto V-832); B, detalhe de neossoma de paragneisse apresentando leucossoma quartzo-feldspático granatífero e melanossoma rico em biotita e granada (ponto V-832); C, fotomicrografia de paragneisse exibindo textura milonítica anastomosada, nicóis paralelos (ponto V-503); D, fotomicrografia de rocha calcissilicática com hornblenda (Hn), clinopiroxênio (Cpx) e granada (Gr), em arranjo granoblástico, nicóis paralelos (ponto V-472). Fonte: O autor.

O paragneisse está intensamente migmatizado. Este processo resultou em estruturas migmatíticas, predominantemente do tipo estromatítica, dobrada e ptigmática, que mostram alternância de leucossomas quartzo-feldspáticos de granulação média a grossa, granatíferos ou não, com bandas melanocráticas ou mesocráticas de granulação fina, ricas em biotita e granada (Figuras 19A e 19B). Leucossoma pegmatóide de composição granada-quartzo-feldspática é comum

(Figura 19B), assim como a presença de restitos do paleossoma bandado. Amostra deste paleossoma foi coletada para as análises isotópicas U-Pb e Sm-Nd apresentadas adiante (Figura 19A).

Os minerais essenciais paragnaisse são quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, granada, biotita e sillimanita, em textura lépido-granoblástica (Figura 19C). Os acessórios são minerais opacos, apatita e zircão. A biotita ocorre predominantemente em lamelas castanho-avermelhadas, refletindo enriquecimento em titânio. Os cristais de granada apresentam-se predominantemente em porfiroclastos e porfiroblastos, parcialmente alterados para biotita. A sillimanita ocorre com habitus fibroso, como inclusões em granada, e prismático, em cristais de granulação fina, associada à biotita, quartzo e feldspatos.

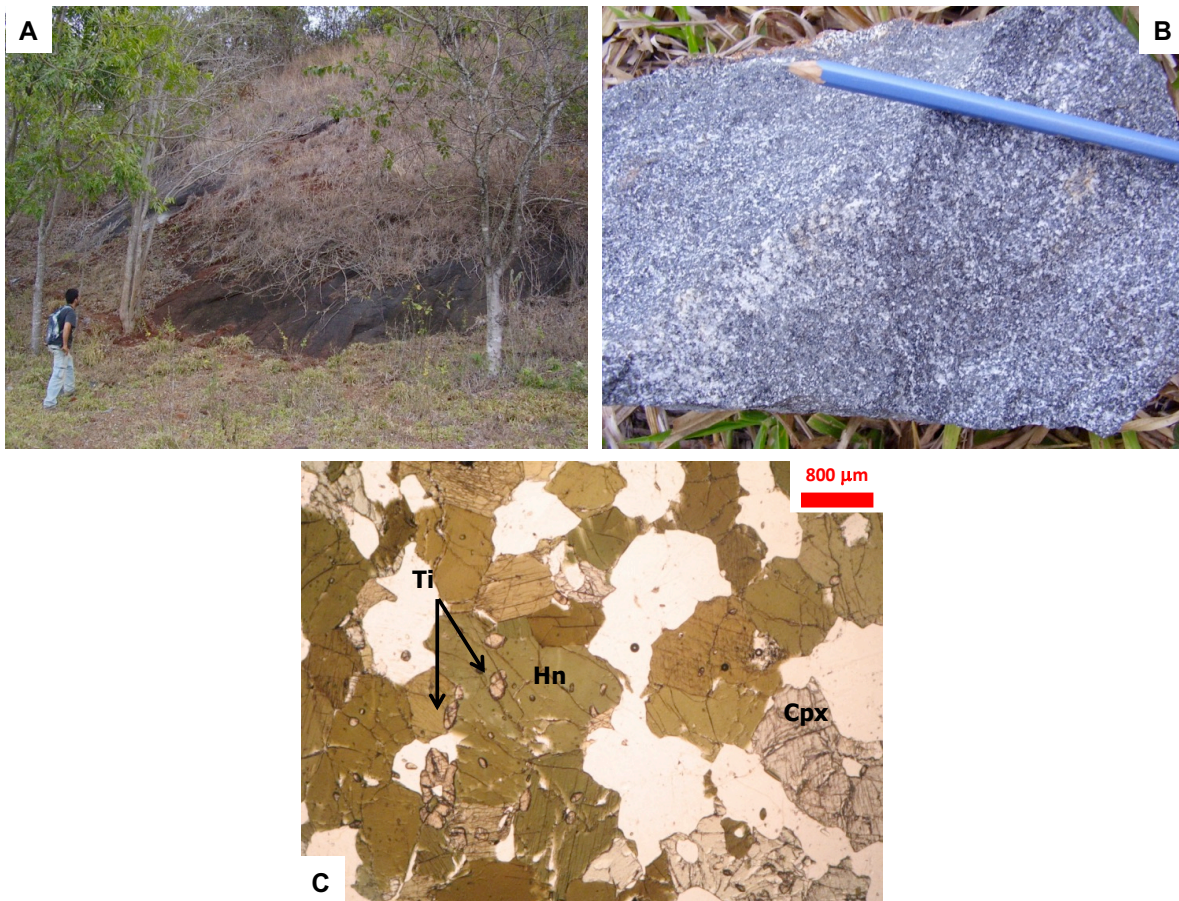
O feldspato potássico apresenta intercrescimento pertítico e sericita como principal produto de alteração. Carbonato e sericita são os principais produtos de alteração do plagioclásio.

Intercaladas no paragnaisse ocorrem rochas calcissilicáticas na forma de lentes e camadas delgadas, freqüentemente boudinadas. Essas rochas, de granulação muito fina a fina, apresentam coloração cinza escura e aspecto maciço. A rocha calcissilicática apresenta textura granoblástica, sendo constituída predominantemente por granada, quartzo, clinopiroxênio e hornblenda (Figura 19D). Biotita, epidoto e opacos são minerais de alteração.

3.6 Anfibolito Santo Antônio do Grama

O ortoanfibilito Santo Antônio do Grama ocorre de forma restrita na porção nordeste da área (Figura 7 e Apêndice), onde aflora em pequeno morro alongado na direção N-S (Figura 20A). Este corpo metamáfico também apresenta a foliação regional e se encontra em contato tectônico estruturalmente concordante com as rochas do Complexo Juiz de Fora, na Zona de Cisalhamento de Abre Campo.

Figura 20 — Feições do Anfibolito Santo Antônio do Grama (ponto V-661).



Legenda: A, aspecto em afloramento; B, detalhe em amostra de mão; C, fotomicrografia apresentando a mineralogia típica, com hornblenda (Hn), clinopiroxênio (Cpx) e titanita (Ti). Fonte: O autor.

O ortoanfibolito está bem foliado, às vezes mostra bandamento centimétrico, e tem granulação média a grossa, cor verde escuro a preto com vênulas brancas (Figura 20B).

A mineralogia essencial do Anfibolito Santo Antônio do Grama resume-se a hornblenda, plagioclásio e clinopiroxênio, em trama grano-nematoblástica (Figura 20C). Os acessórios são minerais opacos, titanita, apatita e zircão. O plagioclásio, incipientemente sericitizado, exhibe maclas polissintéticas acunhadas a difusas, extinção ondulante e subgranulação com contatos intergrãos retilíneos a lobados. A alteração dos piroxênios se dá por uralitização. Venulações a plagioclásio e quartzo ocorrem ao longo da foliação ou são discordantes dela.

3.7 Suíte Paula Cândido

Os pegmatitos que compõe esta suíte estão limitados à porção sudoeste da área (Figura 7 e Apêndice).

São compostos por feldspato potássico, quartzo, muscovita, biotita e rara turmalina, em grandes cristais, localmente com textura gráfica na massa quartzo-feldspática (Figura 21A). Ocorrem na forma de stocks, diques e veios, apresentando contato brusco, nitidamente intrusivo, com o ortognaisse Mantiqueira (Figuras 21B e 21C). Xenólitos decimétricos a métricos de ortognaisse são comuns (Figura 21D).

Ocorrências de feldspato e caulim, utilizados para fins de calçamento de vias de terra e pigmentos de habitações locais, estão associadas aos pegmatitos da Suíte Paula Cândido, próximas à cidade homônima.

Figura 21 — Fotos apresentando características típicas da Suíte Paula Cândido.



Legenda: A, textura gráfica entre quartzo e feldspato (ponto V-353); B, contato intrusivo irregular do pegmatito com o ortognaisse Mantiqueira (ponto V-323); C, dique de pegmatito cortando a estrutura

bandada do ortognaisse Mantiqueira (ponto V-351); D, xenólito de ortognaisse Mantiqueira em pegmatito (ponto V-351). Fonte: O autor.

3.8 Hidrotermalitos

Os corpos de hidrotermalito estão intimamente relacionados às zonas de cisalhamento de Ponte Nova e Abre Campo (Figura 7 e Apêndice). As ocorrências de hidrotermalito variam de pontuais a corpos alongados de dimensões quilométricas a hectométricas, com espessuras muito variáveis, ao longo destas zonas de cisalhamento. Encaixam-se em rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e no Grupo Andrelândia.

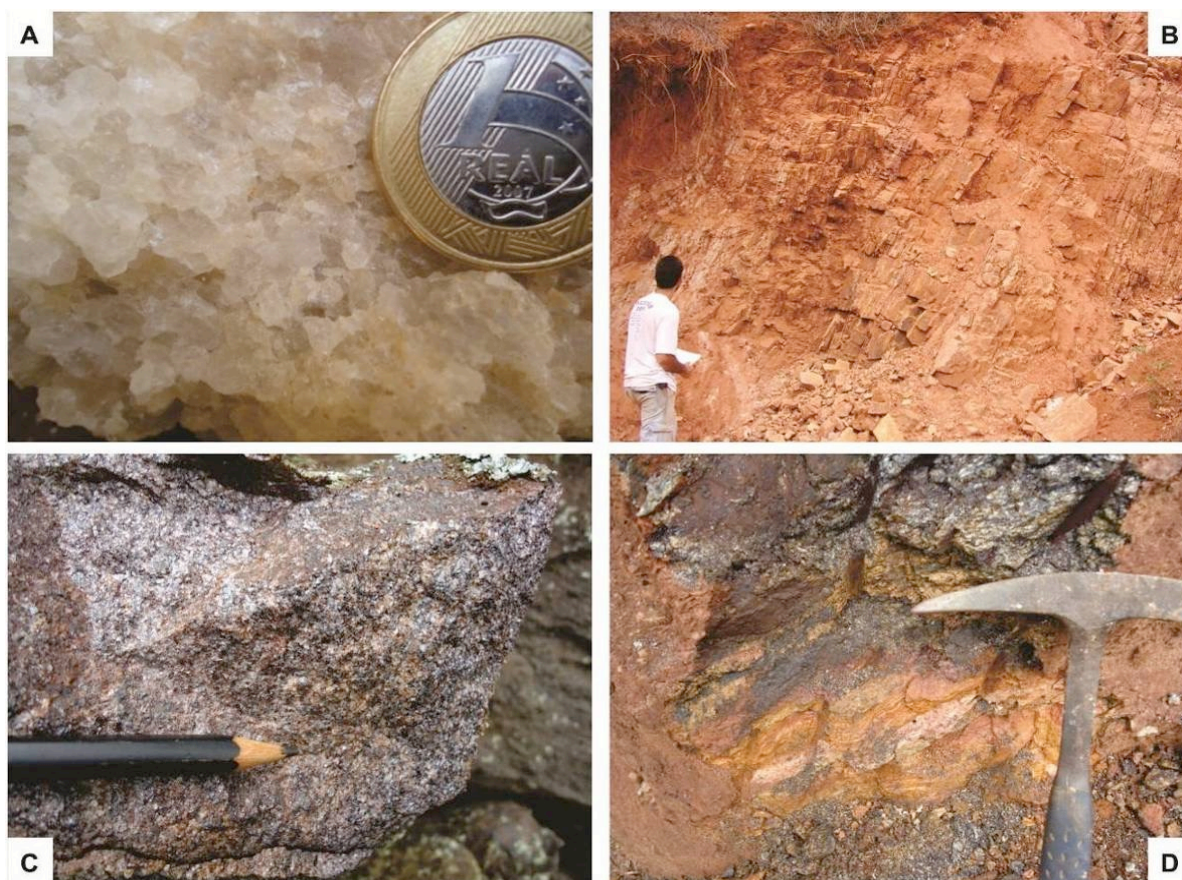
Em análise de campo, pode-se separar os corpos de hidrotermalito em dois tipos: quartzoso e ferruginoso. Ambos formam veios, lentes e corpos acamadados, encaixados em rochas de unidades diversas, mas sempre ao longo de zonas de cisalhamento.

O hidrotermalito ferruginoso é composto essencialmente por magnetita, hematita e quartzo (Figura 22C). Foi encontrado somente ao longo da Zona de Cisalhamento de Ponte Nova, no Complexo Mantiqueira (Figura 7 e Apêndice). À medida que se aproxima deste tipo de hidrotermalito é possível notar um enriquecimento em ferro no ortognaisse Mantiqueira (Figura 22D), até que o gnaisse se mostre completamente substituído, característica que evidencia uma gênese hidrotermal.

O hidrotermalito quartzoso é composto essencialmente por quartzo com textura sacarooidal de granulação grossa, tendo mica e feldspato (geralmente caolinizado) como minerais acessórios (Figura 22A). Suas ocorrências estão limitadas à Zona de Cisalhamento de Abre Campo e podem mostrar restos de gnaisse intercalados no hidrotermalito (Figura 7 e Figura 22B).

Os corpos de hidrotermalito constituem bens minerais importantes para a região. O hidrotermalito ferruginoso é a substância com maior número de requerimentos na área estudada. O hidrotermalito quartzoso constitui “saibreiras”, das quais se retira material para calçamento das estradas de terra.

Figura 22 — Fotos de corpos de hidrotermalito da Folha Viçosa.



Legenda: A, detalhe de hidrotermalito quartzoso com granulação grossa (ponto V-61); B, hidrotermalito quartzoso em afloramento (ponto V-667); C, hidrotermalito ferruginoso rico em magnetita (ponto V-171); D, ortogneisse do Complexo Mantiqueira apresentando enriquecimento em magnetita, próximo ao contato com hidrotermalito ferruginoso (ponto V-171). Fonte: O autor.

3.9 Diques máficos

Rochas máficas livres da foliação regional ocorrem como diques e blocos rolados (Figuras 23A e 23C). Foram mapeados quatro afloramentos que mostram diques in situ, os melhores deles em leitos de drenagens (Figura 7 e Apêndice).

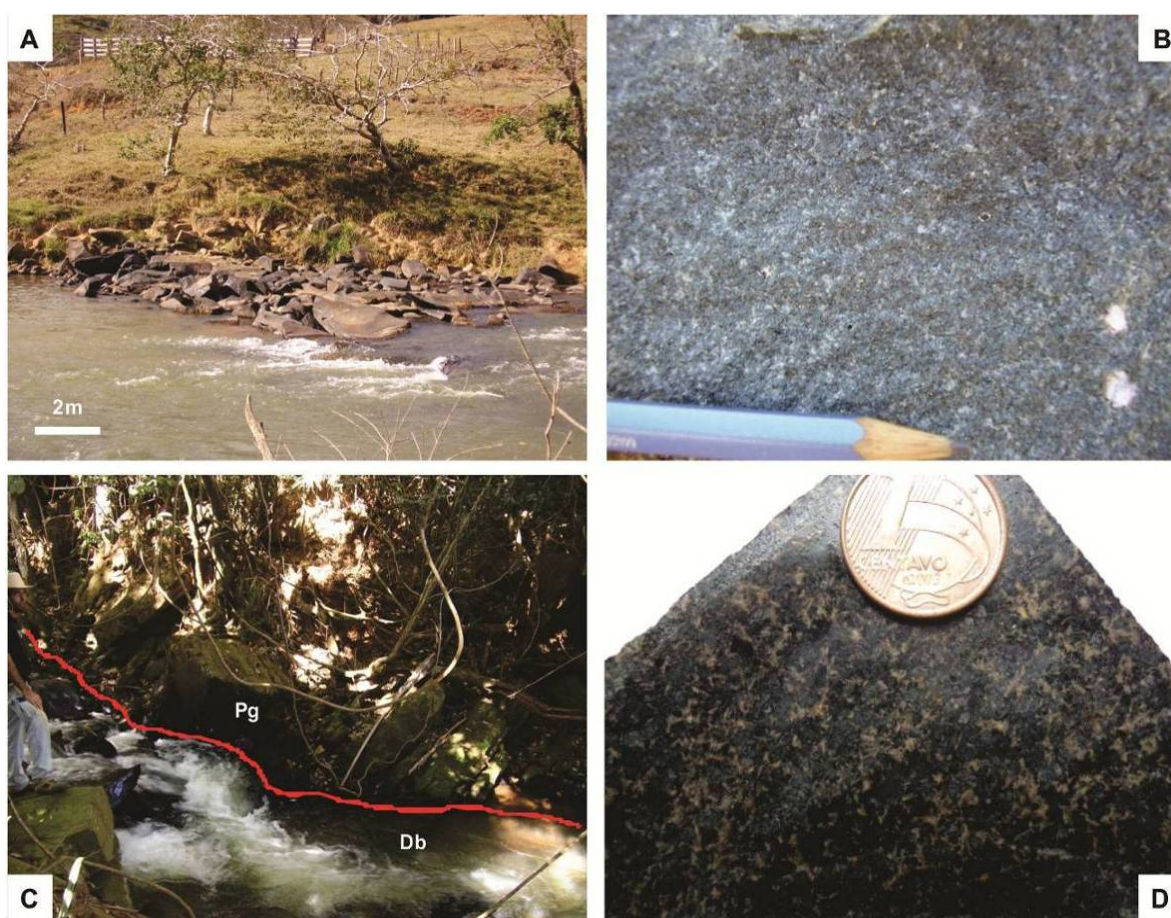
Os diques são subverticais e se orientam nas direções NE-SW e NW-SE. Estão sempre encaixados em estruturas rúpteis e cortam todas as unidades anteriormente descritas. O contato é brusco e se faz ao longo de planos de fraturas. Nas bordas de diques é possível observar disjunções colunares, cujos planos são sempre perpendiculares à direção da intrusão. Estas rochas máficas estão livres de deformação e não há indícios de interferência dessas intrusões na estruturação

dúctil das rochas encaixantes, isto é, a foliação das encaixantes não sofreu mudança de atitude nas proximidades do contato com os diques máficos.

Os diques máficos, quando inalterados, são pretos a esverdeados. Apresentam textura afanítica a microfanerítica, por vezes porfírica (Figura 23B).

Essas rochas máficas são essencialmente compostas por plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio. Anfibólio pode aparecer em quantidade significativa. Os minerais acessórios são magnetita, zircão, feldspato potássico e rara granada.

Figura 23 — Feições dos diques máficos.



Legenda: A, Dique de diabásio em leito de drenagem (ponto V-611); B, detalhe do diabásio porfírico no mesmo afloramento da foto anterior; C, dique de diabásio (Db) em contato brusco com paragneisse (Pg) do Grupo Andrelândia (ponto V-649); D, detalhe do piroxênio-hornblenda gabronorito (ponto V-820). Fonte: O autor.

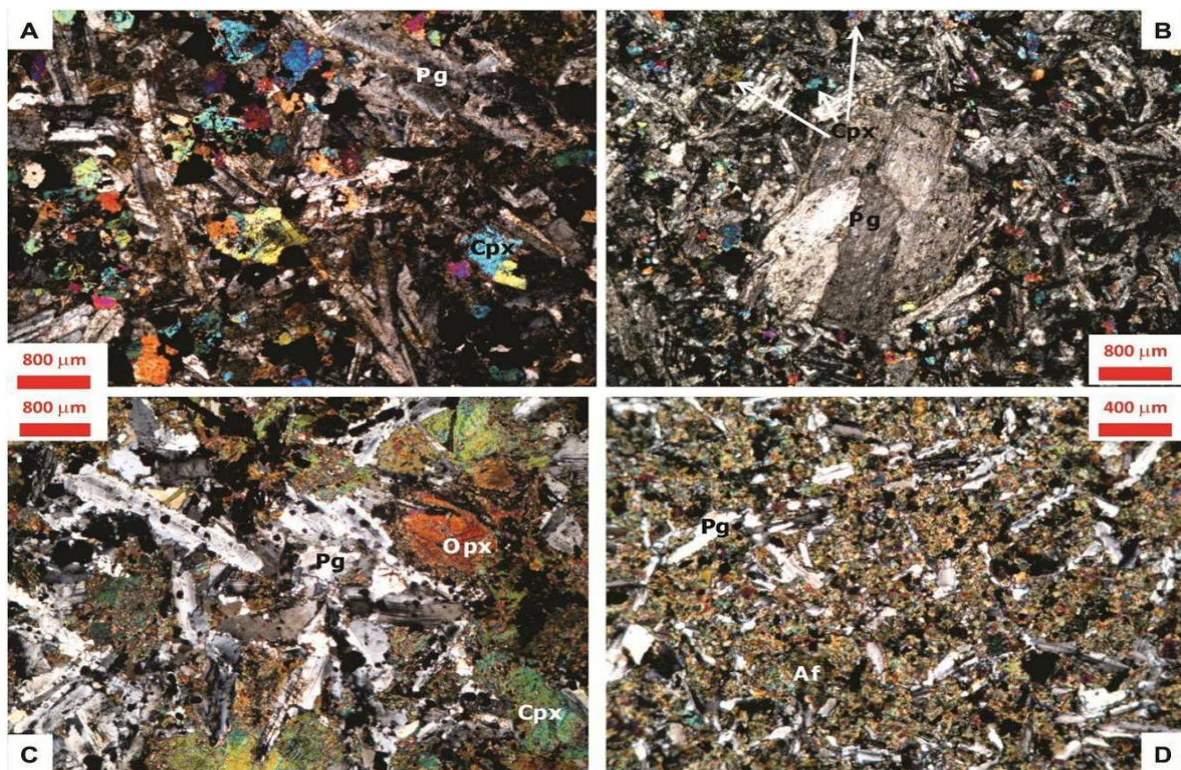
Os processos de alteração são representados por piroxênio uralitizado e plagioclásio caulinizado e saussuritizado (materiais que podem preencher fraturas

nos fenocristais de plagioclásio). Microfraturas na rocha podem estar preenchidas por óxidos de ferro.

Utilizando critérios de textura (Williams *et al.*, 1982), é possível detalhar a classificação das rochas máficas em dois litotipos:

- Diabásio (Figuras 24A, 24B e 24D): rocha de granulação fina a média, constituída por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e agregados de anfibólio como minerais essenciais, e óxidos de ferro como acessório. Possui trama intergranular com fenocristais de plagioclásio;
- Piroxênio-anfibólio gabronorito (Figuras 23D e 24C): rocha constituída por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e agregados de anfibólio, como minerais essenciais, e óxidos de ferro e granada como acessórios. Possui granulação média a grossa com arranjo subofítico.

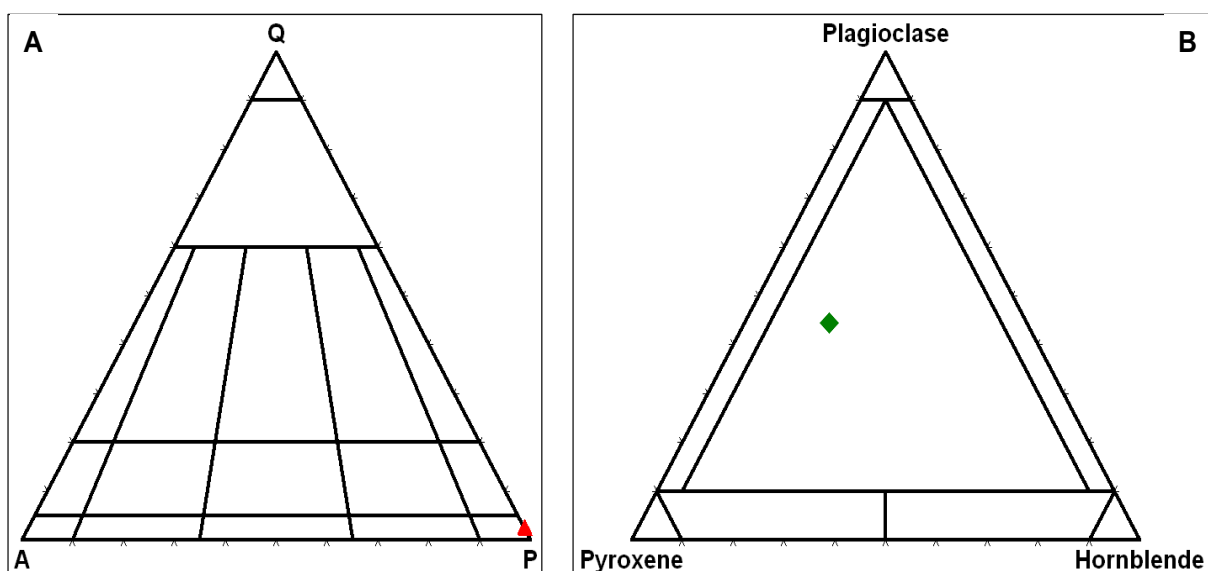
Figura 24 – Fotomicrografias das rochas máficas.



Legenda: A, diabásio apresentando trama intergranular com ripas de plagioclásio (Pg) e matriz rica em clinopiroxênio (Cpx), nicóis cruzados, ponto V-611; B, fenocristais de plagioclásio (Pg) e cristais menores de clinopiroxênio (Cpx), nicóis cruzados, ponto V-649; C, gabronorito apresentando clinopiroxênio (Cpx), ortopiroxênio (Opx) e ripas de plagioclásio (Pg), nicóis cruzados, ponto V-820; D, diabásio fino composto por ripas de plagioclásio (Pg) em meio a uma matriz de anfibólio (Af), nicóis cruzados, ponto V-821. Fonte: O autor.

Estas rochas máficas possuem composição basáltica. O diagrama de classificação de rochas ígneas plutônicas máficas (LeMaitre, 1989) foi utilizado afim de quantificar os minerais máficos essenciais, classificando o correspondente plutônico como piroxênio-hornblenda gabronorito (Figura 25).

Figura 25 – Composição modal de dique máfico fanerítico em diagrama para rochas plutônicas.



Fonte: O autor.

3.10 Cobertura aluvionar

Consiste de depósitos sedimentares em ambiente fluvial meandrante (Figura 26A). Os sedimentos têm granulometria muito variável, de argila a seixo, e recobrem partes dos grandes vales. As porções grossas, compostas por seixos a blocos, ocorrem na forma de barras de pontal nos meandros dos rios (Figura 26B). Sedimentos de granulometria areia possuem importância econômica como agregados para construção civil. Os maiores depósitos se localizam, principalmente, na porção noroeste da área, próximos à cidade de Guaraciaba.

Figura 26 — Coberturas superficiais.



Legenda: A, terraços aluvionares em rios meandrantos (ponto V-226); B, barras de pontal com cascalheiras (ponto V-117). Fonte: O autor.

3.11 Metamorfismo

A área de estudo apresenta metamorfismo regional crescente de oeste para leste. A Descontinuidade de Abre Campo marca o limite metamórfico entre a fácies anfíbolito, a oeste, e granulito, leste, registradas pelas rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, respectivamente (e.g., Fischel 1998). A análise do metamorfismo aqui apresentada considera somente as paragêneses minerais sincinemáticas à foliação regional, originada na Orogenia Brasileira. Os produtos de retrometamorfismo foram referidos nas descrições anteriores das unidades.

No extremo oeste da área, a unidade que apresenta metamorfismo mais baixo é o Grupo Dom Silvério que contém xistos pelíticos com paragênese a quartzo + micas + almandina + estauroлита + cianita, evidenciando a fácies anfíbolito baixo do metamorfismo regional de pressão intermediária (cf. Yardley, 2004).

O ortogneise Mantiqueira, que sempre apresenta claras evidências de migmatização e, muitas vezes, atinge taxas elevadas de fusão parcial, representa processo anatético em condições da fácies anfíbolito acima da temperatura mínima da fusão granítica, ou seja, acima de ca. 630 °C.

Os anfibolitos do Complexo Mantiqueira podem ser granatíferos ou não, mas sempre apresentam paragênese a plagioclásio + hornblenda marrom-esverdeada + clinopiroxênio, indicando fácies anfibolito alto (cf. Yardley, 2004).

Da mesma forma, os anfibolitos Pedra Preta e Santo Antônio do Gramma também registram a fácies anfibolito alto, com paragênese a plagioclásio + hornblenda marrom-esverdeada + clinopiroxênio, e evidências de fusão parcial.

O ortognaisse enderbítico a charnockítico do Complexo Juiz de Fora contém a associação plagioclásio + quartzo + hiperstênio ± clinopiroxênio ± feldspato potássico, típica da fácies granulito (cf. Yardley, 2004).

O paragnaisse do Grupo Andrelândia apresenta paragênese mineral composta de quartzo + feldspato potássico + plagioclásio + granada + biotita ± sillimanita, e é rico em leucossoma granítico formado pelo intenso processo de fusão parcial, indicando metamorfismo na transição de fácies anfibolito-granulito. A rocha calcissilicática apresenta associação da fácies granulito, com ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada. Como se trata de metamorfismo de rocha originalmente carbonática (marga), com baixo conteúdo original de silicatos aluminosos hidratados, a rocha calcissilicática não se presta a uma avaliação precisa do metamorfismo. Desta forma, pode-se considerar que o metamorfismo regional do Grupo Andrelândia atingiu a transição de fácies anfibolito-granulito, na área mapeada.

4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise das estruturas identificadas implica na atuação de três fases deformacionais dúcteis (D1, D2 e D3) e uma fase rúptil tardia. Em escala regional, as fases dúcteis representam o estágio de maior encurtamento crustal seguido de escape lateral, responsável pela compartimentação tectônica da faixa orogênica neoproterozóica (Heilbron *et al.*, 2003; Alkmim *et al.*, 2006; Noce *et al.*, 2007). As fases dúcteis relacionam-se com o estágio colisional do Orógeno Araçuaí, cujo acervo de idades determina o intervalo principal em ca. 585-550 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 2007, 2011; Silva *et al.*, 2011).

A fase D1 indica transporte tectônico para norte, ao passo que a fase D2 imprimiu vergência dirigida para oeste. A terceira fase deformacional (D3) se manifesta em continuidade ao encurtamento crustal D1-D2, quando ocorre o escape lateral de massa, hoje materializado nas grandes zonas de cisalhamento regionais de direção NNE-SSW (e.g., Zona de Cisalhamento de Abre Campo; Noce *et al.*, 2003, 2007; Alkmim *et al.*, 2006). Estas zonas de cisalhamento provavelmente foram geradas no intervalo entre 560 Ma e 535 Ma (Costa *et al.*, 1998; Peres *et al.*, 2004; Alkmim *et al.*, 2006).

As estruturas rúpteis são fraturas relacionadas essencialmente à tectônica mesozóico-cenozóica, ligada à abertura do Oceano Atlântico e ao reajustamento isostático que se seguiu. Noce *et al.*, (2003) identificaram o Horst da Serra da Boa Vista, uma feição originada pela tectônica cenozóica na porção leste da região estudada (Figura 7 e Apêndice).

Em imagens aéreas, a área exibe três domínios morfoestruturais: i) domínio de colinas policonvexas; ii) depressão de Ubá; iii) e o feixe de lineamentos de Abre Campo (Figura 26). Nos dois primeiros domínios predominam estruturas com baixo ângulo de mergulho. Rumo a oeste entra-se no domínio da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, uma complexa faixa de cisalhamento que ocupa grande parte da área estudada (Figura 7, Apêndice e Figura 27), apresentando continuidade nas regiões vizinhas a norte, sul e oeste. Este domínio é marcado por forte cisalhamento transpressivo e verticalização das estruturas dúcteis.

Figura 27 – Imagem Geocover destacando seus três domínios estruturais.



Fonte: O autor.

4.1 Acervo dúctil

As unidades geológicas envolvidas na estruturação tectônica da área pertencem a diferentes idades, do Paleoproterozóico ao Neoproterozóico. Tais

unidades exibem um acervo estrutural que reflete a última deformação, associada ao Evento Brasileiro, responsável pela obliteração total de estruturas mais antigas.

4.1.1 Deformação pré-Brasileira

Alguns autores citam uma fase de deformação mais antiga reconhecida na região (Noce *et al.*, 2007, Heilbron *et al.*, 2003), que afetaria essencialmente as rochas do Complexo Mantiqueira. Entretanto, na área estudada, estas estruturas foram completamente obliteradas, devido à forte intensidade da tectônica brasileira.

4.1.2 Deformação Brasileira

Este evento imprimiu uma vasta gama de estruturas em todas as unidades pré-cambrianas mapeadas, incluindo padrões de sobreposição de estruturas.

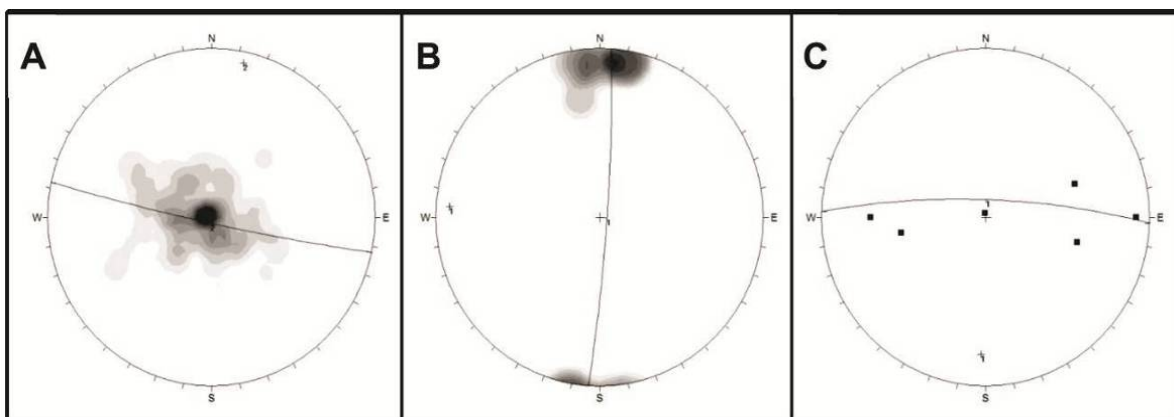
Estruturas de Fase D₁

São representadas por uma foliação (S₁), uma lineação de estiramento mineral (L₁) e dobras intrafoliais. Esta fase está impressa nas rochas do Complexo Mantiqueira e Grupo Dom Silvério, na porção oeste da área mapeada.

A foliação S₁ possui baixo ângulo de mergulho (Figura 28A) e é marcada pela orientação preferencial dos constituintes das tramas lepidoblásticas e nematoblásticas, assim como pelos ribbons de quartzo e porfiroclastos de feldspatos que imprimem textura milonítica bem desenvolvida nas rochas do Complexo Mantiqueira (Figura 29A). No ortognaisse Mantiqueira S₁ está disposta paralelamente ao bandamento composicional e nos xistos do Grupo Dom Silvério ocorre paralela ao acamamento sedimentar (Figura 29B).

A lineação de estiramento mineral (L₁), contida em S₁, é marcada pelo alongamento dos grãos de quartzo, mica, feldspato e anfibólio, e se apresenta sub-horizontal, com máximos para norte e sul (Figura 28B), indicando transporte tectônico para norte.

Figura 28 – Diagrama de polos.



Legenda: A, diagrama de pólos de S1, 149 medidas, máximo 097/06; B: diagrama de L1, 27 medidas, máximo 003/05; C, diagrama de eixos de dobra, 6 medidas. Fonte: O autor

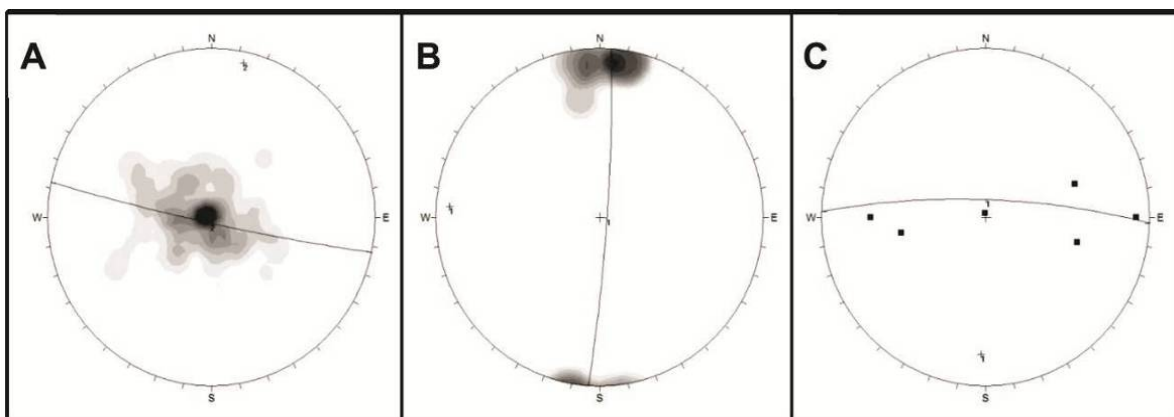
Estruturas de Fase D₂

Estão restritas à porção central da área, a leste da Zona de Cisalhamento de Ponte Nova, e são mais desenvolvidas nas rochas do Complexo Mantiqueira e Grupo Dom Silvério.

A foliação S2 possui médio ângulo de mergulho para leste, entre 30° e 50° (Figura 29A), se expressa pela orientação preferencial de mica, anfibólio e quartzo, e também pode apresentar caráter milonítico. A lineação de estiramento mineral (L2) é marcada pelo alongamento de quartzo, mica e feldspato, e é down dip, com máximos para leste e nordeste (Figura 29B), indicando transporte tectônico geral para oeste.

Dobras D2, vergentes para W, são freqüentes. Desenvolvem-se sobre a foliação S1 ou sobre o bandamento composicional paralelo a esta foliação (Figura 30C). Seus eixos têm caimento ora para NNE, ora para SSW (Figura 29C).

Figura 29 – Diagrama de polos.



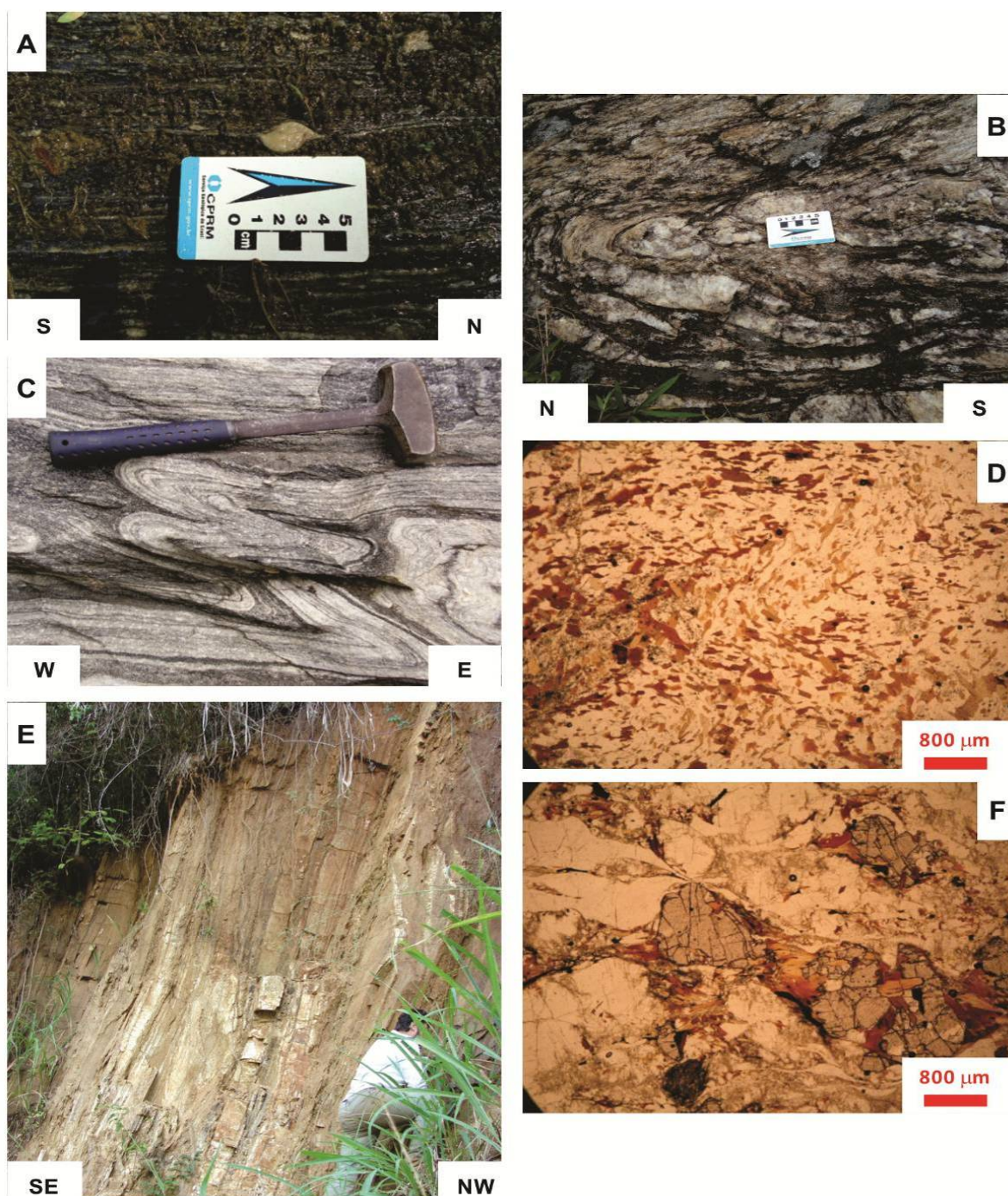
Legenda: A, diagrama de pólos de S2, 26 medidas, máximos 090/45 e 122/50; B, diagrama de L2, 11 medidas, máximos 098/45 e 040/35; C, diagrama de eixos de dobra, 15 medidas, máximos 187/06 e 018/02. Fonte: O autor

Estruturas de Fase D₃

Esta fase parece ser conseqüência da progressão deformacional da fase D₂ e está intimamente ligada à Zona de Cisalhamento de Abre Campo, a qual se caracteriza como uma complexa, espessa e extensa faixa de cisalhamento, definindo um domínio estrutural muito distinto dos demais (Figura 27).

A foliação S₃ mostra elevado ângulo de mergulho (superior a 50°) para leste (Figuras 31A e 30E). Esta foliação tem marcante caráter milonítico, representado em rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e Grupo Andrelândia (Figura 30F). Agulhas e fitas de quartzo com extinção ondulante e porfiroclastos de feldspato sigmoidais, estirados paralelamente à foliação S₃, são comuns nas rochas dessas unidades, no domínio da Zona de Cisalhamento de Abre Campo.

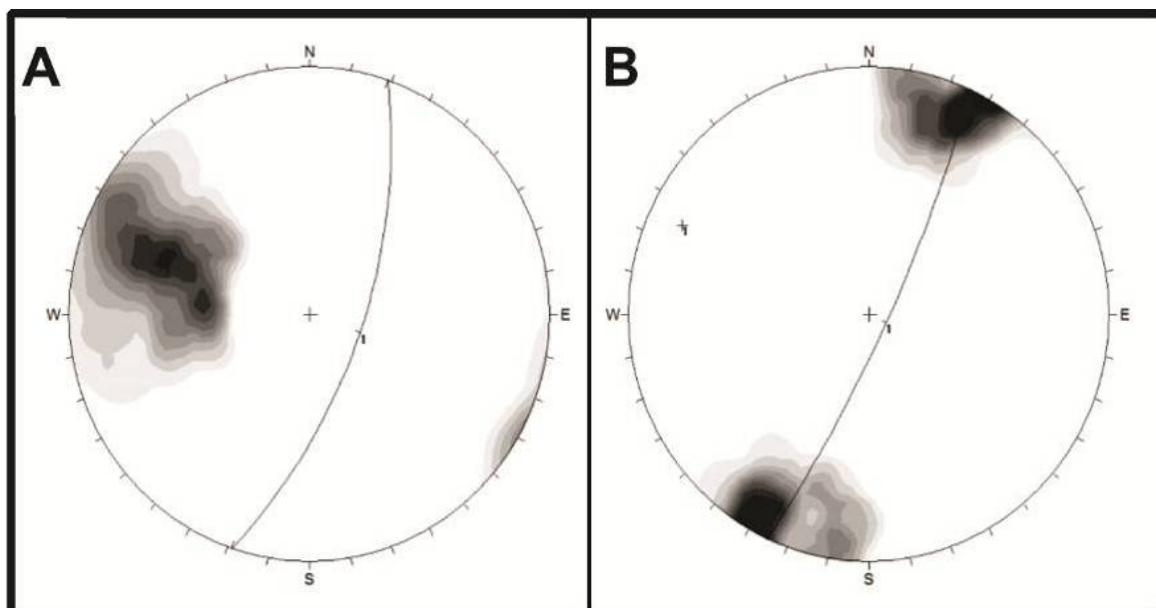
Figura 30 – Estruturas de deformação.



Legenda: A, porfiroclasto sigmoidal de feldspato em ortogneisse Mantiqueira, indicando movimento reverso da capa para norte (ponto V-94); B, dobra intrafolial em mica-quarzo xisto do Grupo Dom Silvério; C, dobra com vergência para oeste em ortogneisse Mantiqueira (ponto V-33); D, fotomicrografia de mica-quarzo xisto dobrado do Grupo Dom Silvério, nicóis paralelos, (ponto V-126); E, ortogneisse saprolitizado do Complexo Juiz de Fora apresentando foliação com elevado ângulo de mergulho na Zona de Cisalhamento de Abre Campo (ponto V-521); F, paragneisse do Grupo Andrelândia com porfiroclastos de granada sigmoidais e desenvolvimento de estrutura SC, nicóis paralelos (ponto V-503). Fonte: O autor.

A lineação de estiramento mineral (L3), dada pelo alongamento de quartzo, mica e anfibólio, é do tipo strike, com caimento ora para NNE, ora para SSW (Figura 31B).

Figura 31 – Diagrama de polos.



Legenda: A, diagrama de pólos de S3, 185 medidas, máximo 118/64; B, diagrama de L3, 38 medidas, máximos 023/07 e 204/06. Fonte: O autor.

Associando-se as relações de L3 com S3 aos dados cinemáticos obtidos em campo, pode-se constatar que a Zona de Cisalhamento de Abre Campo é do tipo transpressiva dextral, com transporte tectônico do bloco superior dirigido para SW. Eventualmente, blocos com cinemática contrária são encontrados, fato que é absolutamente normal em zonas de cisalhamento de dimensão regional.

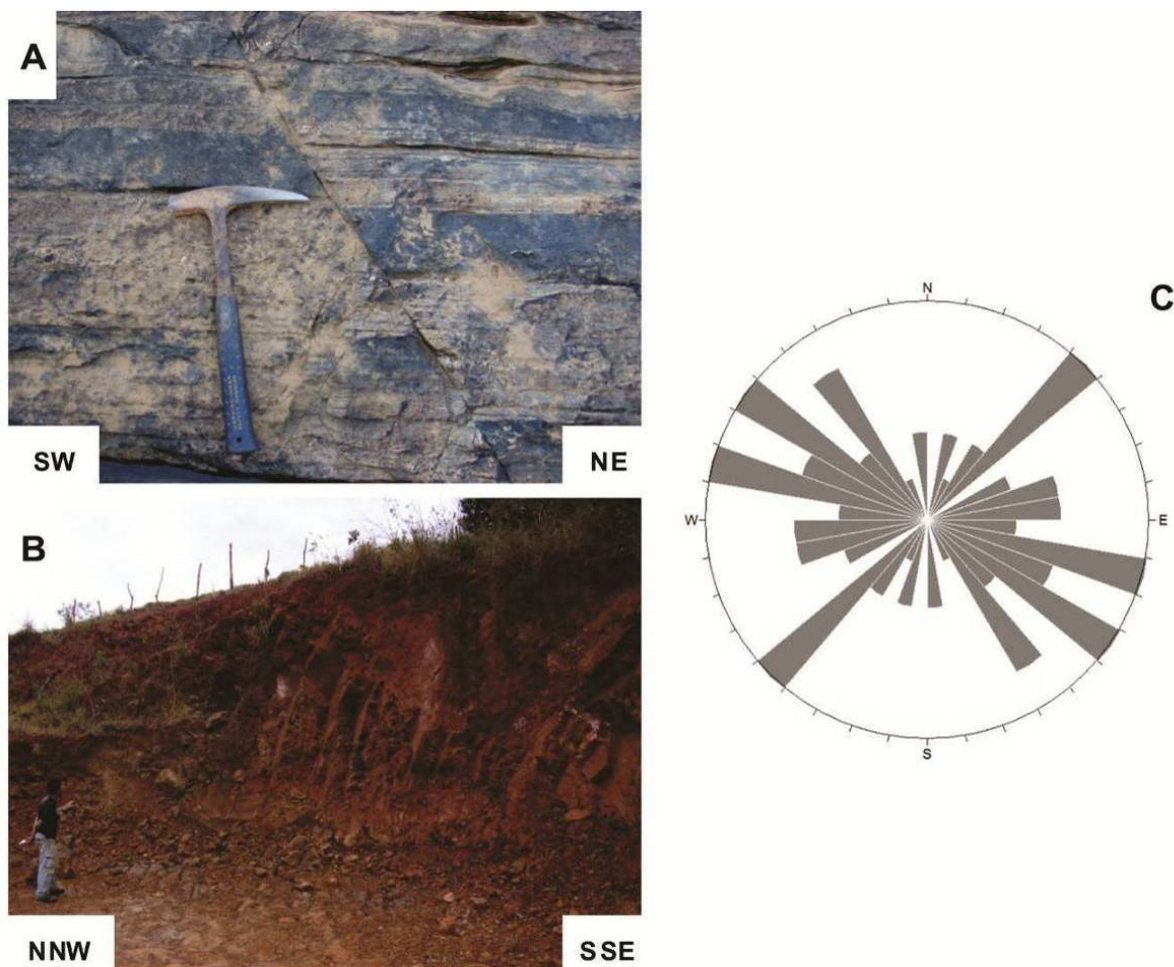
Dobras D3 são corriqueiras e apresentam a mesma morfologia das dobras referentes à fase D2 (Figura 29C), mas têm maior ângulo de mergulho do plano axial. As dobras D3 são mais evidentes nos paragneisses.

4.2 Acervo rúptil

Estas estruturas são representadas por fotolineamentos marcantes. A direção preferencial dos grandes lineamentos é NE-SW, com uma família

secundária de direção NW-SE. De acordo com Noce *et al.*, (2003), em toda a Folha Ubá e na porção oeste da Folha Viçosa, ocorre uma feição da tectônica cenozóica, denominada de Horst da Serra da Boa Vista, com direção NE-SW.

Figura 32 – Estruturas rúpteis.



Legenda: A, falha de escala métrica (ponto V-540); B, diáclases bem desenvolvidas em anfibólito (ponto V-661); C, diagrama de roseta da direção dos planos de fratura, 44 medidas, com pétalas dominantes em N45E, N75W e N55W. Fonte: O autor

As fraturas possuem direções dispersas, usualmente com mergulhos altos a verticais, com penetratividade média a elevada e espaçamento milimétrico a decimétricos (Figuras 32A e 32B). A despeito desta dispersão, direções preferenciais foram identificadas segundo NE, NW e WNW (Figura 32C). O processo de fraturamento na região se comportou de maneira homogênea.

Entretanto, as fraturas são mais freqüentes em porções de granulação mais fina, melanocráticas e/ou máficas. Os diques máficos são sempre mais fraturados, relativamente a suas encaixantes.

Pesquisas para exploração de bauxita foram realizadas em vários pontos pela Companhia Brasileira de Alumínio. Tais depósitos ocorrem predominantemente na porção leste da área e desenvolvem-se, principalmente, sobre o ortognaisse do Complexo Juiz de Fora e o paragnaisse do Grupo Andrelândia, estando localizadas nos topos e encostas das serras da região. Estes depósitos possivelmente são controlados pelas falhas normais, que ocorrem amplamente no setor leste da área (Figura 7 e Apêndice).

5 LITOQUÍMICA

Foram realizadas vinte e sete análises litoquímicas sobre amostras de rochas da área mapeada (Tabelas 2 e 3). Foi dado destaque para os anfibolitos das diversas unidades, em vista da carência de dados sobre estas rochas na literatura e da sua importância para esta dissertação.

Tabela 2 – Amostras selecionadas para análise litoquímica.

Amostra	Rocha Amostrada	Unidade Litoestratigráfica
V2A	Biotita gnaiss	Complexo Mantiqueira
V25C	Anfibolito Médio	Complexo Mantiqueira
V33B	Anfibolito Médio	Complexo Mantiqueira
V101	Anfibolito Fino Granadífero	Complexo Mantiqueira
V177C	Anfibolito Médio	Complexo Mantiqueira
V343	Anfibolito Grosso	Complexo Mantiqueira
V426	Anfibolito Fino	Complexo Mantiqueira
V445	Anfibolito Médio	Complexo Mantiqueira
V544C	Anfibolito Médio	Complexo Mantiqueira
V603	Anfibolito Grosso	Complexo Mantiqueira
V616	Anfibolito Grosso	Complexo Mantiqueira
V645	Anfibolito Fino	Complexo Mantiqueira
V813	Anfibolito Médio	Complexo Mantiqueira
V24C	Metamáfica Afanítica	Complexo Mantiqueira
V26	Metamáfica Afanítica	Complexo Mantiqueira
V111	Metamáfica Afanítica	Complexo Mantiqueira
V407D	Metamáfica Afanítica	Complexo Mantiqueira
GQ19	Ortogramulito	Complexo Juiz de Fora
V37	Melanossoma gnaiss	Complexo Juiz de Fora
V586	Anfibólio-piroxênio gnaiss	Complexo Juiz de Fora
V594	Anfibolito	Anfibolito Pedra Preta
V661	Anfibolito	Anfibolito Santo Antônio do Grama
V5B	Anfibólio xisto	Gr. Dom Silvério
V649	Basalto	Diques Máficos
V821	Basalto	Diques Máficos
V611	Diabásio	Diques Máficos
V819	Diabásio	Diques Máficos

Fonte: O autor.

Tabela 3 – Elementos maiores e traços das rochas analisadas.

Amostra	Anfólio xisto - Gr. Dom Silvério	Anfólio Médio - CM	Anfólio Médio - CM	Anfólio Médio - CM	Anfólio Grosso - CM	Anfólio Fino - CM	Anfólio Médio - CM	Anfólio Fino Granadífero - CM	Anfólio Grosso - CM	Anfólio Fino - CM	Anfólio Médio - CM	Anfólio – Pedra Preta	Anfólio Grosso - CM	Anfólio – Santo Antônio do Grama	Anfólio Médio - CM	Melanossoma gnaiss - CJF	Ortognulito - CJF	Anfólio-piroxênio gnaiss - CJF	Biotita gnaiss – CM	Metamáfica Afanítica - CM	Metamáfica Afanítica - CM	Metamáfica Afanítica - CM	Metamáfica Afanítica - CM	Diabásio	Diabásio	Basalto	Basalto
	V5B	V177C	V25C	V544C	V616	V645	V33B	V101	V343	V426	V445	V594	V603	V661	V813	V586	GQ19	V37	V2A	V407D	V24C	V26	V111	V611	V819	V649	V821
Elementos Maiores (%)																											
SiO ₂	44,64	51,92	51,66	51,11	50	49,69	46,4	48,69	48,75	49,71	48,66	48,08	49,33	47,87	49,39	62,77	53,36	51,82	71,39	48,66	49,09	49,86	50,06	47,97	48,84	52,13	48,18
Al ₂ O ₃	14,36	13,67	13,13	15,15	14,35	13,54	14,35	12,8	13,38	14,43	13,72	14,6	13,03	14,34	13,08	16,51	15,38	17,34	15,15	14,11	14,33	13,13	13,21	12,73	13,65	14,12	14,62
Fe ₂ O ₃	14,27	11,94	13,89	9,41	13,81	13,43	16,8	19,08	13,21	12,86	13,41	12,28	16,54	12,43	14,13	5,24	10,79	8,72	1,96	13,12	16,84	14,92	14,39	14,52	13,62	11,32	12,47
MgO	6,25	5,81	6,06	8,89	5,76	6,88	5,3	5,2	7,43	6,92	7,34	7,09	5,6	7,51	7,34	2,84	4,78	6,85	0,52	6,59	5,19	5,78	5,82	4,83	6,17	3,62	7,81
CaO	12,11	9,71	9,05	11,28	9,46	10,84	8,3	10,01	10,93	11,48	10,98	12,07	8,87	12,88	11,39	5	7,24	8,26	2,16	10,02	8,13	10,03	9,35	8,41	10,04	5,87	10,85
Na ₂ O	2,47	2,53	3,12	1,18	2,96	2,88	3,04	1,79	2,11	2,54	2,38	2,87	2,46	2,41	2,17	4,8	4,03	3,2	3,79	3,14	2,26	2,36	2,39	2,72	2,72	3,21	2
K ₂ O	0,88	1,48	0,5	0,43	1,09	0,76	1,26	0,33	0,46	0,38	0,43	0,36	1,21	0,16	0,33	1,23	1,68	1,6	4,27	0,49	1,18	0,72	0,71	1,71	0,69	3,2	0,31
TiO ₂	2,42	1,7	1,67	0,65	1,71	1,17	2,96	2,07	2,33	0,78	2,24	1,58	2,4	1,31	1,1	0,6	1,2	1,11	0,28	2,28	2,28	2,42	2,8	4,15	2,7	2,91	1,92
P ₂ O ₅	0,21	0,18	0,12	0,06	0,27	0,12	0,57	0,19	0,2	0,06	0,24	0,22	0,31	0,13	0,1	0,2	0,47	0,26	0,08	0,28	0,3	0,27	0,33	0,72	0,34	0,79	0,19
MnO	0,22	0,18	0,18	0,13	0,2	0,2	0,22	0,25	0,19	0,21	0,2	0,21	0,22	0,23	0,23	0,07	0,16	0,14	0,02	0,18	0,21	0,22	0,21	0,18	0,2	0,17	0,18
Cr ₂ O ₃	0,006	0,026	0,012	0,064	0,028	0,018	0,011	0,007	0,039	0,035	0,033	0,011	0,022	0,011	0,011	0,01	0,014	0,005	0,041	0,018	0,005	0,006	0,028	0,003	0,019	<0,002	0,039
PF	1,9	0,6	0,4	1,4	0,1	0,2	0,5	-0,7	0,7	0,4	0,1	0,4	-0,3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,2	0,8	-0,1	0	0,3	1,6	0,7	2,2	1,1
TOT/C	0,48	<0,02	<0,02	0,17	0,06	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	0,12	0,06	0,12	0,11	0,03	<0,02	0,1	0,08	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	<0,02	0,06	<0,02	0,03	0,04	<0,02	0,04	0,04	0,09	<0,02	0,08	0,36	0,07	<0,02	0,07	0,03	0,1	<0,02	<0,02	<0,02	0,04	0,11	0,02	0,18	0,14	0,1	0,11
SOMA	99,73	99,75	99,8	99,81	99,76	99,75	99,71	99,75	99,73	99,82	99,74	99,75	99,72	99,78	99,79	99,77	99,63	99,72	99,86	99,73	99,73	99,73	99,62	99,61	99,72	99,53	99,69
Elementos Traços (ppm)																											
Ba	242	299	70	49	273	98	598	85	132	41	139	134	315	75	46	657	956	507	713	209	437	180	1081	605	193	1265	613
Be	<1	1	<1	1	1	<1	<1	<1	1	<1	1	2	2	1	<1	1	2	1	<1	1	1	1	1	3	2	4	1
Co	48,8	40	45,3	39,9	42,4	49,7	53,6	66	63,6	50,2	39,2	49,3	49,8	47	55,8	17,4	29,6	36,9	3,3	53,2	60	51,3	42,8	40,3	52,2	30,3	47,3
Cs	0,2	0,3	<0,1	<0,1	1	<0,1	0,3	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,2	<0,1	<0,1	0,3	0,3	0,7	0,5	<0,1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,2	0,7	<0,1
Ga	20,1	20,7	19,2	12,6	20	16,3	22,2	19,8	19,5	14,4	19,2	16,2	21,5	16,2	16,6	17,8	20,4	16,9	16,4	19,4	22,5	21	20,8	25,2	21,5	23,8	18,7
Hf	3,8	3,9	2,8	0,6	5,3	2	5,4	3,9	3,2	1,2	3,9	3	5,8	2,3	1,9	2,4	4,3	3,8	4,5	3,9	5,2	4,7	5,8	6,9	5,4	9,2	2,5

Nb	27,3	11,4	9,5	5,1	10,8	7,6	13,9	8,4	13,8	1	15,9	29,6	12,3	13,5	5,7	2,5	8	14	8,2	16,2	12,9	20,5	24,1	28,8	25,7	49	10,9
Rb	17,5	15,6	3,3	2,9	41,1	9,2	25,2	1,6	11,9	10,3	8,9	4,5	47,1	1,1	1	27,5	39,7	56,4	109	10,2	31,6	18,6	21,2	35,9	17,1	87,8	6,6
Sn	1	2	1	1	2	2	1	2	1	<1	1	1	2	<1	1	<1	2	1	<1	1	2	2	2	3	2	2	<1
Sr	350,9	199,3	245,1	84	168,6	198,6	299,3	127,7	238,5	73,4	269,7	268,9	148,1	170,7	135,5	843,5	936,6	538,7	270	284,6	254,1	286,8	259,6	768,1	356	1141,9	268,1
Ta	1,8	0,6	0,5	0,3	0,6	0,5	0,7	0,5	0,9	0,1	0,9	1,9	0,8	0,9	0,3	0,1	0,4	0,7	0,4	1	0,7	1,2	1,5	1,7	1,6	2,8	0,6
Th	2,2	8,3	<0,2	0,7	4	0,7	3,5	0,3	1,8	0,7	2	2,5	4,7	1,2	<0,2	<0,2	3,5	6,5	30,7	2,5	5,7	3,5	3,4	4,4	3,7	10,2	1,4
U	0,4	1,7	0,1	0,4	0,9	0,1	0,6	0,2	0,5	0,6	0,4	0,6	1,1	0,3	<0,1	0,1	0,7	0,7	1,7	0,5	1,2	0,8	0,7	0,9	0,9	1,9	0,4
V	384	326	314	238	268	326	234	433	387	283	368	324	385	299	321	86	230	146	<8	353	233	389	381	446	361	242	318
W	1,1	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,4	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,9	<0,5
Zr	148,8	151,3	109,8	33,6	191,5	84,6	205	146,5	126,9	46,3	141,1	103,7	212	85,2	64,8	107,9	144,1	150,6	153	155,2	197,2	183,1	221,9	259	194,2	335	103,8
Y	29,4	25,7	32	15,7	39,2	27,2	37,7	48,3	28,5	33,1	27,2	27	44,2	32,5	21,8	7,5	26,1	23,4	11,4	32,6	36,3	35	42	38,5	32,2	36,2	23,5
Sc	36	35	42	38	36	44	28	41	40	44	39	39	37	43	46	11	25	21	3	38	28	36	37	25	34	15	38
Mo	0,2	0,8	0,4	0,3	1,4	0,3	1	1	0,5	0,4	0,8	0,5	1,3	0,7	0,3	0,5	0,6	0,8	8,7	0,3	1	1	0,7	0,9	1,3	1,6	0,6
Cu	66,0	76,3	25,8	17,9	117,1	179,4	21,5	264,9	99,7	17,2	60,4	110,1	161,3	55,3	79,6	24,3	77,8	27,2	4,5	123,2	81,1	130,6	133,3	85,8	75,3	10,7	103,4
Pb	0,9	2,4	4,1	2,6	0,8	0,5	1,9	0,2	0,5	0,2	0,3	0,2	1	0,2	0,2	0,3	1	1,5	7,2	0,3	1,6	0,8	0,5	2,5	0,7	5,6	0,4
Zn	30	26	28	12	43	24	73	21	14	17	16	31	55	24	16	32	44	24	29	18	67	38	26	102	25	113	12
Ni	13,0	31,6	25,6	32,8	40,8	19,6	32,7	27,5	60,9	19,7	15,5	31,3	46,5	10,1	23,7	23,2	16,5	32,6	4,8	23,3	60	28,4	29,4	40	54,7	7,5	45,2
As	0,6	0,7	1,5	0,6	1,3	<0,5	0,6	0,5	<0,5	0,5	0,6	<0,5	1,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	1	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	1,3	2	1	<0,5	<0,5	6,8	1	9,2	145,6	2,2	<0,5	1,1	2	1,2	9,2	0,9	1,9	0,6	<0,5	2	1,2	2	1,8	1,8	<0,5	2	<0,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Elementos Terras Raras (ppm)

Amostra	V5B	V177C	V25C	V544C	V616	V645	V33B	V101	V343	V426	V445	V594	V603	V661	V813	V586	GQ19	V37	V2A	V407D	V24C	V26	V111	V611	V819	V649	V821
La	18,5	23,7	5,5	7	21,5	15,3	26,7	12,2	16,5	14,6	15,1	20,4	24,1	9,8	6,3	12,9	27,9	27,6	57,1	33	25,4	20,4	20,7	43,6	25,7	76,2	11,3
Ce	42,3	51,8	15,1	12,4	49,7	23,8	57,1	27,4	36,8	8,8	34,7	43,1	58,1	22,9	16,6	27,8	64,8	58	113,7	47,8	52,7	46,9	44,9	98,9	59,1	165,4	25,2
Pr	5,54	6,04	2,36	1,24	6,23	4,11	7,31	4,01	4,49	3,15	4,66	5,16	7,26	3,07	2,28	3,43	7,68	6,94	11,26	8,11	6,68	6,04	6,32	12,44	7,38	18,45	3,37
Nd	24,0	23,3	12	4,7	26,8	16,2	32,2	19,1	19,2	12,6	19,5	21,6	30,9	14,5	10,5	13,4	32,3	28	37,7	32,9	28,6	27,7	28,1	52,5	31,5	69,2	14,8

Sm	5,43	5,18	3,74	1,32	6,24	4,06	6,91	5,06	4,57	2,76	4,82	4,38	6,95	3,69	2,87	2,45	6,65	5,15	5,75	6,34	6,17	6,19	6,77	10,72	6,69	12,11	3,72
Eu	1,89	1,45	1,23	0,55	1,74	1,31	2,42	1,58	1,48	0,96	1,62	1,42	1,93	1,29	0,95	0,92	1,97	1,46	0,81	2,07	1,92	1,98	2,08	3,31	2,21	3,32	1,33
Gd	5,71	5,64	4,82	1,9	7,13	4,67	7,25	6,44	5,3	3,98	5,64	5,04	8,14	4,92	3,47	2,04	6,35	4,58	4,22	6,84	6,54	6,52	7,5	10,6	7,35	10,17	4,36
Dy	5,42	4,93	5,39	2,53	6,99	4,72	6,63	7,15	4,97	4,67	5,55	4,8	7,94	5,41	3,89	1,39	4,99	4,23	2,46	6,42	6,33	6,2	7,21	7,69	6,22	6,64	4,26
Tb	0,94	0,84	0,91	0,38	1,15	0,83	1,18	1,18	0,85	0,72	0,89	0,81	1,33	0,87	0,63	0,27	0,96	0,74	0,56	1,07	1,09	1,12	1,29	1,44	1,1	1,3	0,73
Ho	1,05	0,99	1,12	0,57	1,49	1,11	1,33	1,51	1,02	1,01	1,11	1,01	1,68	1,19	0,82	0,27	0,96	0,81	0,39	1,26	1,27	1,24	1,47	1,44	1,17	1,23	0,85
Er	2,95	2,7	3,28	1,72	4,09	3,12	3,82	4,47	2,93	2,91	2,9	2,9	4,68	3,44	2,42	0,7	2,66	2,32	0,94	3,26	3,59	3,48	4,18	3,75	3,22	3,06	2,33
Tm	0,43	0,38	0,48	0,27	0,59	0,46	0,54	0,66	0,41	0,45	0,39	0,41	0,65	0,47	0,34	0,1	0,37	0,32	0,12	0,45	0,52	0,5	0,58	0,49	0,46	0,43	0,33
Yb	2,57	2,5	2,91	1,67	3,88	3,25	3,4	4,12	2,52	2,87	2,53	2,76	4,24	3,21	2,2	0,6	2,45	2,19	0,7	2,97	3,33	3,07	3,79	2,86	2,87	2,54	2,07
Lu	0,38	0,37	0,42	0,26	0,58	0,49	0,51	0,63	0,39	0,46	0,39	0,42	0,66	0,49	0,34	0,09	0,36	0,31	0,1	0,44	0,5	0,45	0,56	0,42	0,4	0,37	0,31
Amostra	V5B	V177C	V25C	V544C	V616	V645	V33B	V101	V343	V426	V445	V594	V603	V661	V813	V586	GQ19	V37	V2A	V407D	V24C	V26	V111	V611	V819	V649	V821

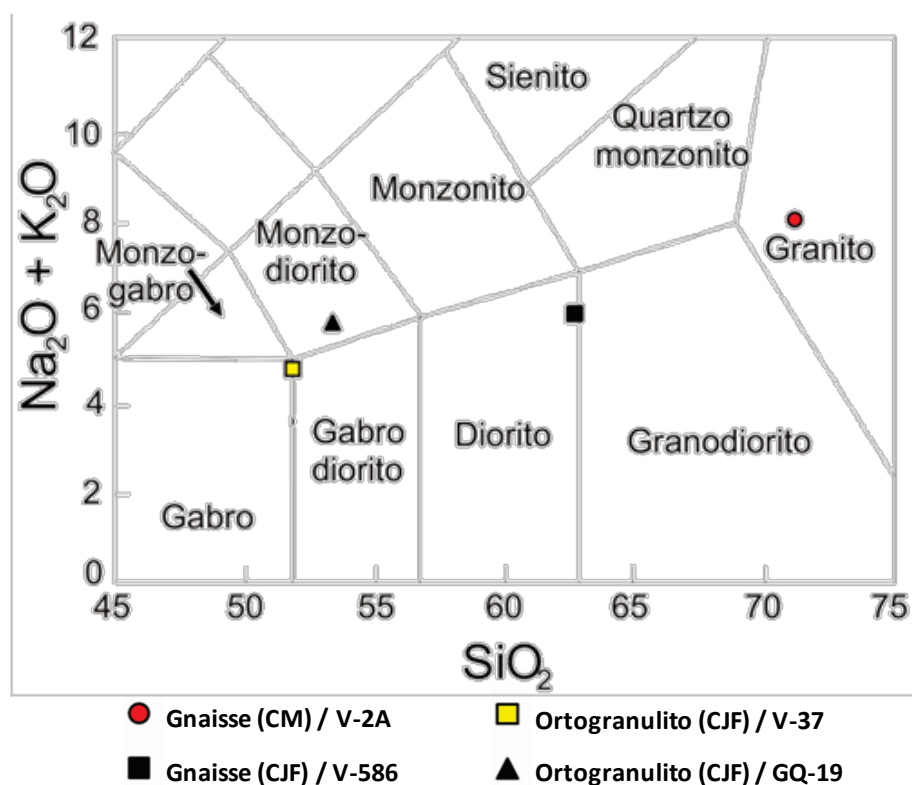
Fonte: O autor.

5.1 Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora

Foram analisados um biotita gnaisse do Complexo Mantiqueira e, do Complexo Juiz de Fora, um ortogranulito, um anfibólio-piroxênio gnaisse e o melanossoma do gnaisse migmatítico (Tabelas 2 e 3).

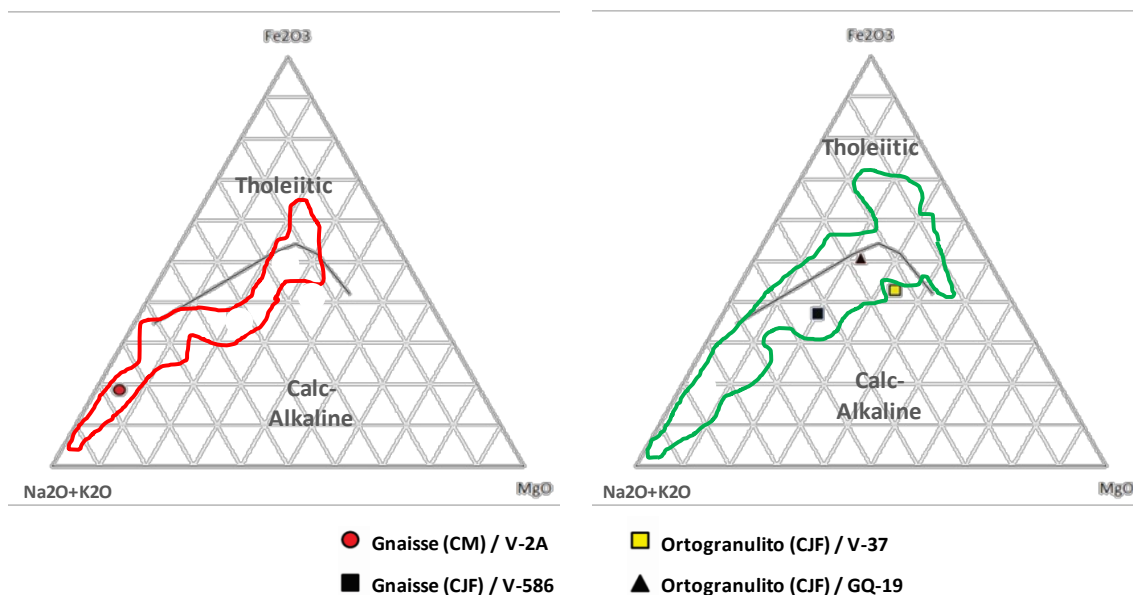
A amostra de ortognaisse do Complexo Mantiqueira apresenta composição granítica (Figura 33), e se coloca na extremidade inferior do trend cálcio-alcálico (Figura 34A). Seu padrão de Elementos Terras Raras (ETR) mostra empobrecimento em terras raras pesadas (ETRP) em relação às leves (ERTL), anomalia negativa de Eu pouco proeminente e conteúdo total de ETR compatíveis com a assinatura de granito de série cálcio-alcálica de arco magmático continental (Figura 35C).

Figura 33 – Classificação das amostras de litotipos dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua *et al.*, (2000).



Fonte: O autor

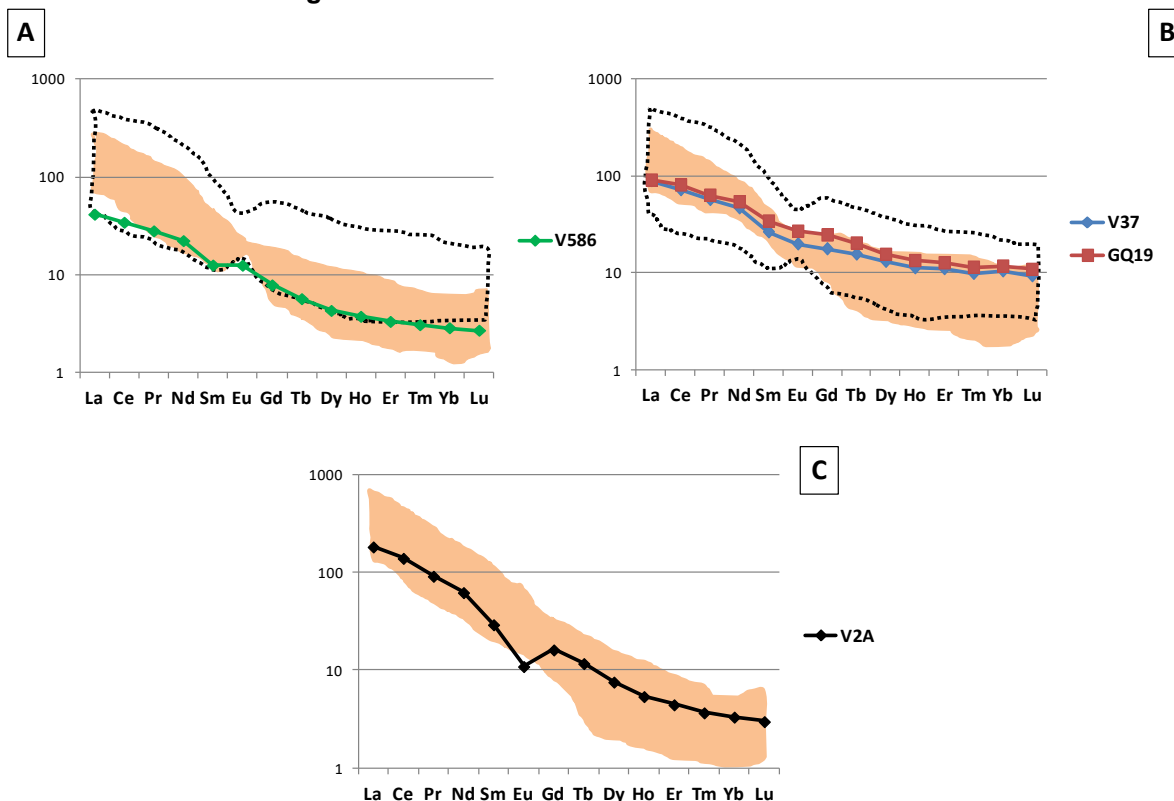
Figura 34 – Classificação das amostras dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora no diagrama AFM de Jensen (1976).



Legenda: Em vermelho, dados geoquímicos extraídos de Duarte (1998) e Duarte *et al.*, (2002). Em verde, dados geoquímicos extraídos de Duarte *et al.*, (1997), Noce *et al.*, (2007) e Novo (2009).
 Fonte: O autor.

As amostras do Complexo Juiz de Fora têm composição geral em torno do diorito, sendo que o ortogneiss é monzodiorítico, o melanossoma do migmatito está no limite entre diorito e tonalito, e o anfibólio-piroxênio gnaiss situa-se no limite entre grabrodiorito, gabro e monzodiorito (Figura 33). No diagrama AFM situam-se no campo cálcio-alcálico (Figura 34B). Todas as amostras analisadas descrevem curvas similares no diagrama de ETR, com um leve enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados. O gnaiss destaca-se por empobrecimento mais acentuado em todos os elementos terras raras, quando comparado ao melanossoma do gnaiss migmatítico e ao ortogneiss (Figura 35A e Figura 35B).

Figura 35 – Padrões de Elementos Terras Raras.



Legenda: Padrões de Elementos Terras Raras para amostras do ortogneisse (A) e de granulitos intermediários (B), ambos do Complexo Juiz de Fora (GQ-19, V-37 e V-586), e ortogneisse (C) do Complexo Mantiqueira (V-2A), normalizados para condrito (Taylor & McLennan 1985). Em laranja, dados geoquímicos extraídos de Duarte (1998) e Duarte *et al.*, (1997, 2002). Em pontilhado, dados geoquímicos extraídos de Novo (2009). Fonte: O autor.

5.2 Rochas anfibolíticas

Foram analisadas doze dos anfibolitos que se encontram intercalados no ortogneisse Mantiqueira, uma amostra do Anfibolito Pedra Preta, uma do Anfibolito Santo Antônio do Grama e uma amostra do anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério (Tabelas 2 e 3).

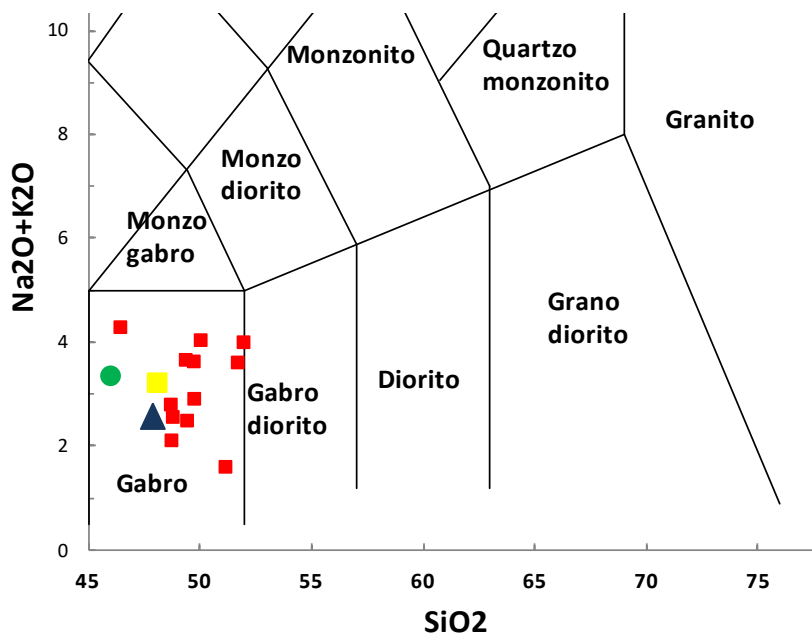
Os anfibolitos do Complexo Mantiqueira apresentam composição gabrótica toleítica (Figuras 36 a 37) e constituem uma série de médio Ti, com amostras igualmente distribuídas pelos campos de alto e baixo Ti (Figura 38). No diagrama de ETR mostram sutil empobrecimento em terras raras pesadas e anomalia de Eu ausente a levemente negativa (Figura 39A). Uma única amostra (V-544C) apresenta

empobrecimento acentuado em todos os ETR, quando comparada às demais. A amostra V-426 apresenta forte anomalia negativa de Ce. Estes anfibolitos apresentam grande dispersão na maioria dos diagramas discriminatórios de ambiente tectônico (Figuras 40A a 40D). Porém, na figura 40A, as análises mostram uma tendência aos campos de basalto intra-placa e MORB, enquanto que na figura 38B as análises formam um nítido agrupamento nos campos de basalto continental e de ilha oceânica.

A amostra de anfibólio xisto (V-5B), representante do Grupo Dom Silvério, foi coletada próxima à PCH Brecha, município de Guaraciaba, em afloramento fresco e se apresenta intercalada em meio a um biotita xisto. Seu protólito caracteriza-se como basalto toleítico de alto titânio (Figuras 36 a 38). Com relação ao ambiente geotectônico, a amostra indica assinatura de basalto intra-placa com tendência a basalto de ilha oceânica (Figuras 39A a 39D). O padrão de distribuição de ETR na amostra analisada evidencia moderado enriquecimento em ETRL em relação a ETRP ($LaN/YbN = 7,18$) e anomalia de európio positiva ($Eu/Eu^* = 2,08$) (Figura 39A). No diagrama de multi-elementos a amostra apresenta leve enriquecimento em alguns elementos de grande raio iônico, em relação aos elementos de alta carga (HFSE) que se apresentam em curva sub-horizontalizada (Figura 39B).

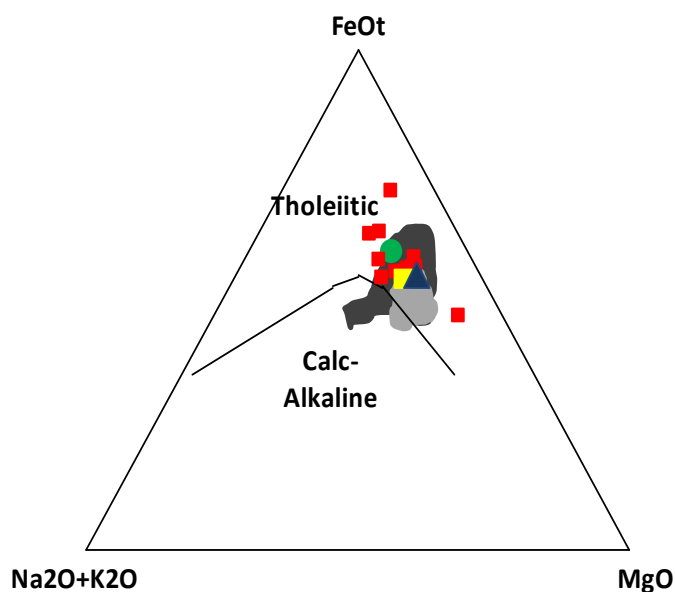
A amostra do ortoanfíbólito Pedra Preta (V-594), situa-se no campo composicional do basalto, no diagrama binário SiO_2 versus $Na_2O + K_2O$ (Figura 35). Possui afinidade toleítica e assinatura de ambiente intraplaca (Figuras 40A a 40D). A amostra apresenta um padrão de terras raras com enriquecimento em ERT leves e empobrecimento em ETRP ($LaN/YbN = 7,39$). A anomalia de európio é discreta e negativa ($Eu/Eu^* = 1,6$) (Figura 37A). O anfíbólito mostra composição similar aos padrões intraplaca e MORB-E (Sun & McDonough 1989), com leve enriquecimento (1 a 3 vezes os padrões) em todos os elementos analisados (Figura 39A). A amostra apresenta leve enriquecimento em alguns elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) com relação aos elementos de alta carga (HFSE) (Figura 39B).

Figura 36 – Classificação das amostras de anfibolito no diagrama TAS para rochas plutônicas (SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Cox *et al.*, (1979) modificado por Wilson (1989).



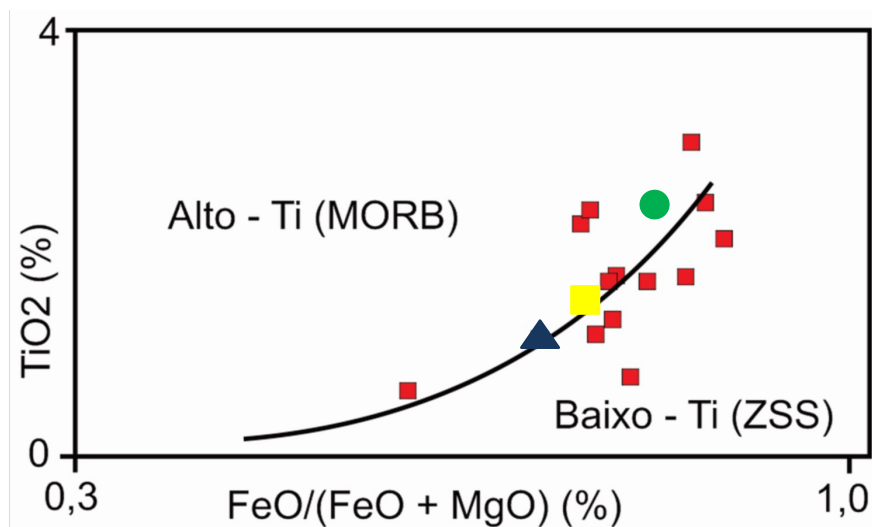
Legenda: Símbolos cheios: quadrados vermelhos, lentes anfibolíticas intercaladas no ortogneisse Mantiqueira; círculo verde, anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério; quadrado amarelo, Anfibolito Pedra Preta; triângulo azul, Anfibolito Santo Antônio do Grama. Fonte: O autor.

Figura 37 – Classificação das amostras de anfibolito no diagrama AFM de Jensen (1976).



Legenda: Quadrados vermelhos, lentes anfibolíticas intercaladas no ortogneisse Mantiqueira; Círculo verde, anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério; quadrado amarelo, Anfibolito Pedra Preta; triângulo azul, Anfibolito Santo Antônio do Grama; nuvem cinza clara, Anfibolito Santo Antônio do Grama na área-tipo (Queiroga 2010); nuvem cinza escura, xistos verdes basálticos do Membro Rio Preto, Grupo Macaúbas (Gradim *et al.*, 2005). Fonte: O autor.

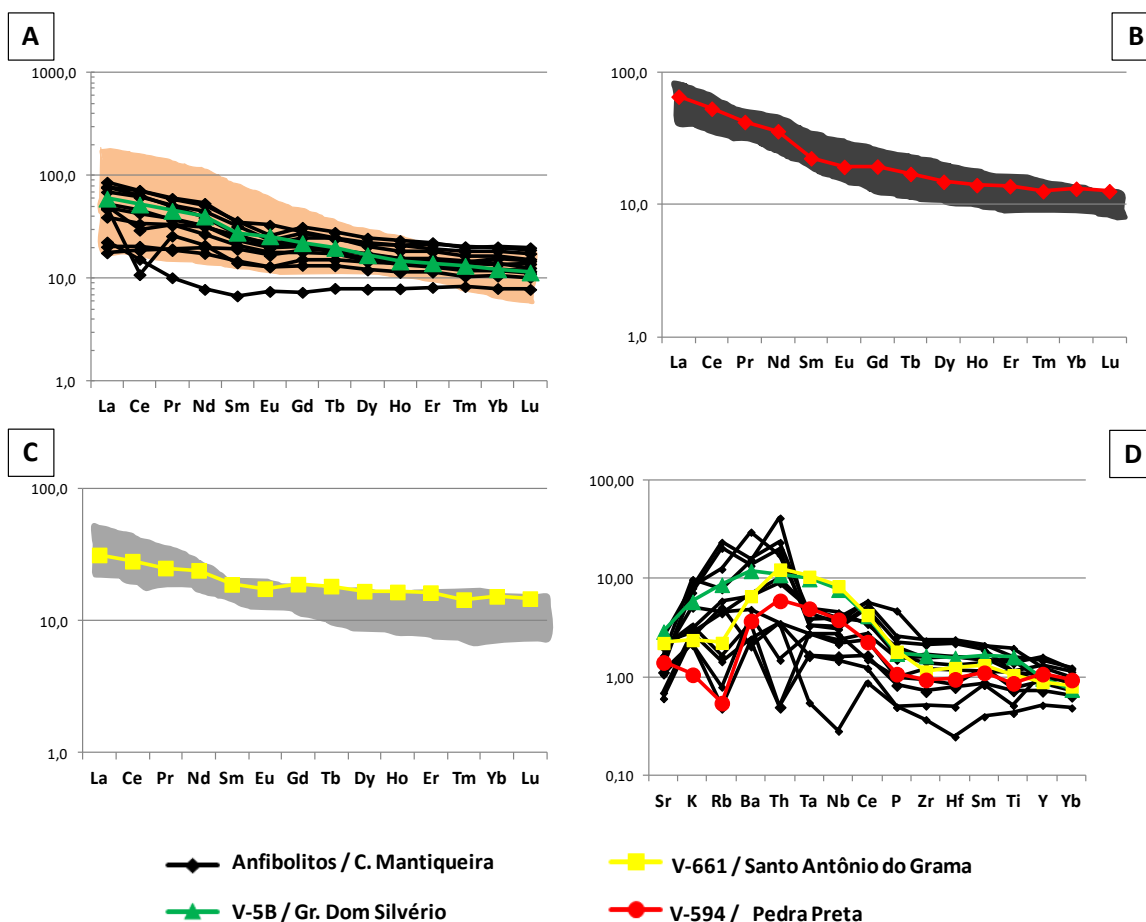
Figura 38 – Discriminação das amostras de anfibolito no diagrama $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ versus TiO_2 .



Legenda: Discriminação das amostras de anfibolito no diagrama $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ versus TiO_2 , em relação às séries de alto e baixo titânio de complexos ofiolíticos (Serri 1981; SSZ, ambientes supra-subducção). Quadrados vermelhos, lentes anfibolíticas intercaladas no ortogneisse Mantiqueira; círculo verde, anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério; quadrado amarelo, Anfibolito Pedra Preta; triângulo azul, Anfibolito Santo Antônio do Grama. Fonte: O autor.

A amostra do ortoanfibolito Santo Antônio do Grama (V-661) situa-se no campo composicional do basalto (Figura 36). Trata-se de uma rocha com afinidade toleítica, com Ti relativamente baixo e assinatura oceânica (Figuras 40A a 40D). Os dados mostram enriquecimento moderado em ERT leves ($\text{LaN}/\text{YbN} = 3,05$). A anomalia de európio é pouco expressiva e negativa ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,4$) (Figura 38A). A rocha possui composição entre MORB-T e MORB-E (Sun & McDonough 1989), com leve enriquecimento (1 a 2 vezes) em todos os elementos analisados (Figura 39A). No diagrama do tipo spider, a amostra apresenta leve enriquecimento em alguns elementos litófilos de grande raio iônico com relação aos elementos de alta carga (HFSE) que se apresentam em curva sub-horizontalizada (Figura 39B).

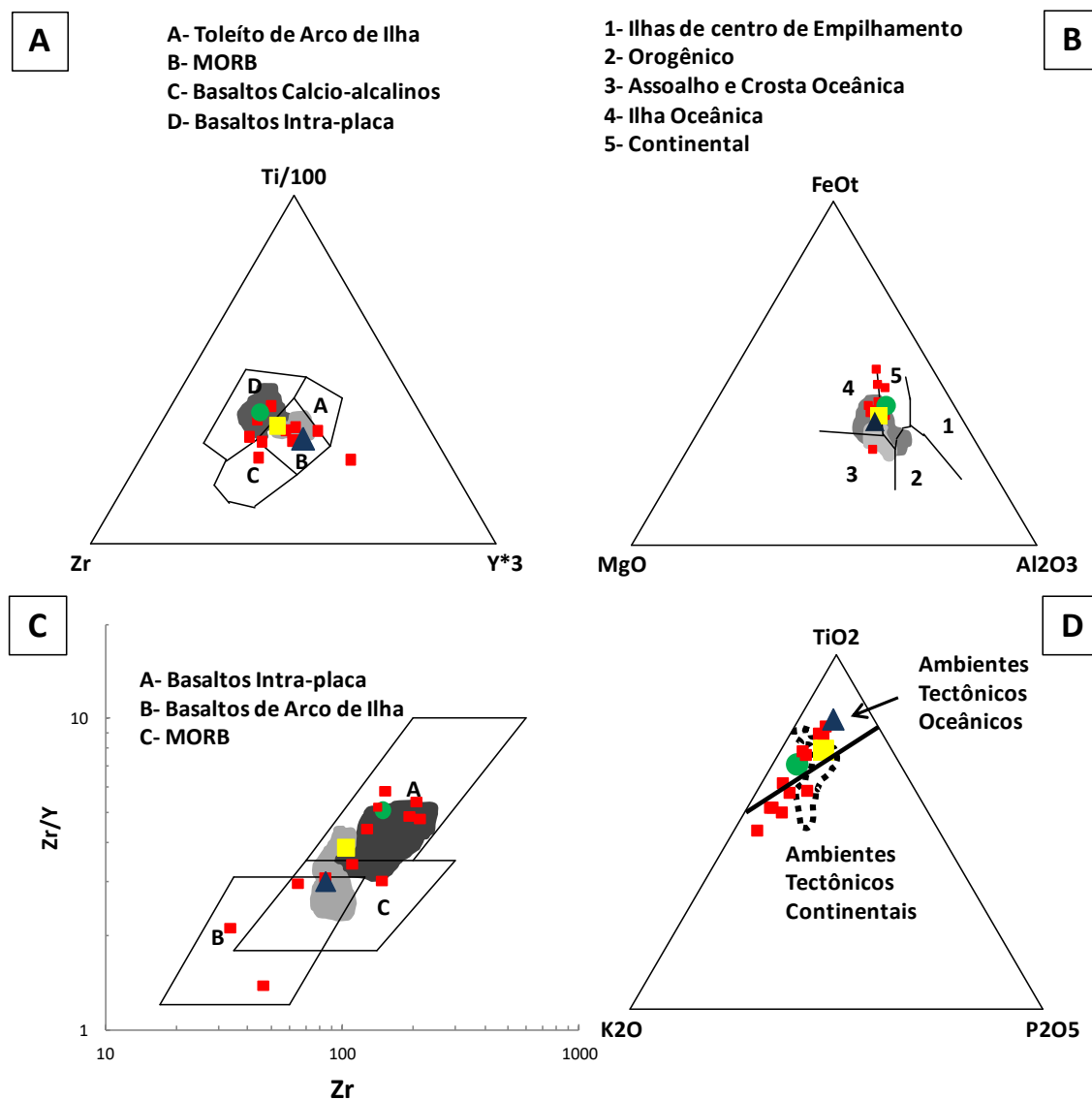
Figura 39 – Padrões de Elementos Terras Raras.



Legenda: es de Elementos Terras Raras (A, B e C), normalizados pelo condrito de Boynton (1984), e aranhograma de elementos incompatíveis (D) para as amostras de anfibolito, normalizados pelo MORB de Pearce (1983). A nuvem cinza claro representa os dados geoquímicos extraídos de Queiroga (2010) para os anfibolitos Santo Antônio do Grama, e a nuvem cinza escuro representa os dados geoquímicos extraídos de Gradim *et al.*, (2005) e Uhlein (1991) para os xistos verdes basálticos do Membro Rio Preto (Grupo Macaúbas). A nuvem laranja representa os dados geoquímicos extraídos de Duarte (1998) e Duarte *et al.*, (2002) para anfibolitos do Complexo Mantiqueira. Fonte: O autor.

Vale ressaltar que diagramas discriminantes podem acrescentar mais sobre os processos sofridos pela rocha do que seu ambiente petrogenético propriamente dito. Ou seja, os efeitos da cristalização fracionada, mistura de magmas e mobilidade química dos elementos podem impor ambigüidades aos resultados.

Figura 40 – Distribuição das amostras de anfibolito em diagramas discriminatórios de ambiente tectônico.



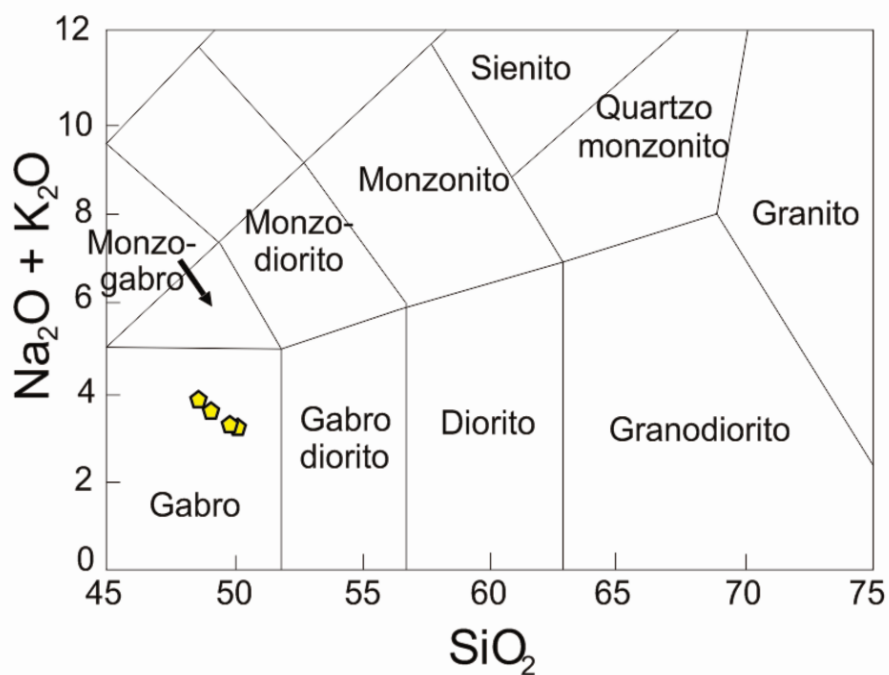
Legenda: A) Pearce e Cann (1973); B) Pearce *et al.*, (1977); C) Pearce & Cann (1973); D) Pearce *et al.*, (1975). Símbolos: quadrados vermelhos – lentes anfibolíticas intercaladas ao biotita gnaisse do Complexo Mantiqueira, círculo verde – anfibólio xisto (Grupo Dom Silvério), quadrado amarelo – anfibolito Pedra Preta, triângulo azul – anfibolito Santo Antônio do Grama. A nuvem cinza claro representa os dados geoquímicos extraídos de Queiroga (2010) para os anfibolitos Santo Antônio do Grama, e a nuvem cinza escuro representa os dados geoquímicos extraídos de Gradim *et al.*, (2005) e Uhlein (1991) para os xistos verdes do Membro Metabásico Rio Preto (Gr. Macaúbas). A linha pontilhada marca a geoquímica de Brandalise (1991a) para anfibolitos do Gr. Dom Silvério. Fonte: O autor.

5.3 Rochas metamáficas afaníticas

Foram analisadas quatro amostras de rochas metamáficas afaníticas (Tabelas 2 e 3). Os valores de perda ao fogo (PF) das amostras variaram entre 0,1 e 0,8%, indicativo do baixo grau de alteração das amostras estudadas. Os valores da soma dos óxidos ficaram entre 99,62% e 99,73%. O ferro foi analisado como ferro total sob a forma de ferro férrico (Fe_2O_3^t).

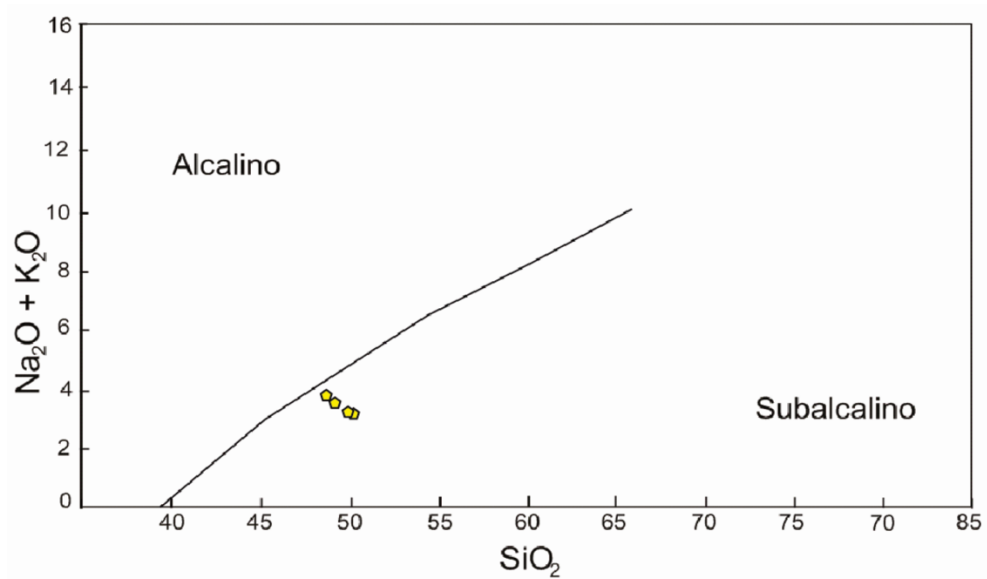
As amostras apresentam composição gabróica (Figura 41). No diagrama TAS (curva de Irvine & Baragar, 1971) as amostras plotam no campo da série subalcalina (Figura 42), enquanto que no diagrama AFM todas as amostras plotam no campo da série toleítica (Figura 43). A classificação química e caracterização da série das rochas metamáficas afaníticas estudadas ratificam a classificação destas como gabros toleíticos. No diagrama de elementos terras raras mostra leve empobrecimento de terras raras pesados em relação aos leves (Figura 44).

Figura 41 – Classificação das amostras de rocha metamáfica afanítica no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua *et al.*, (2000).



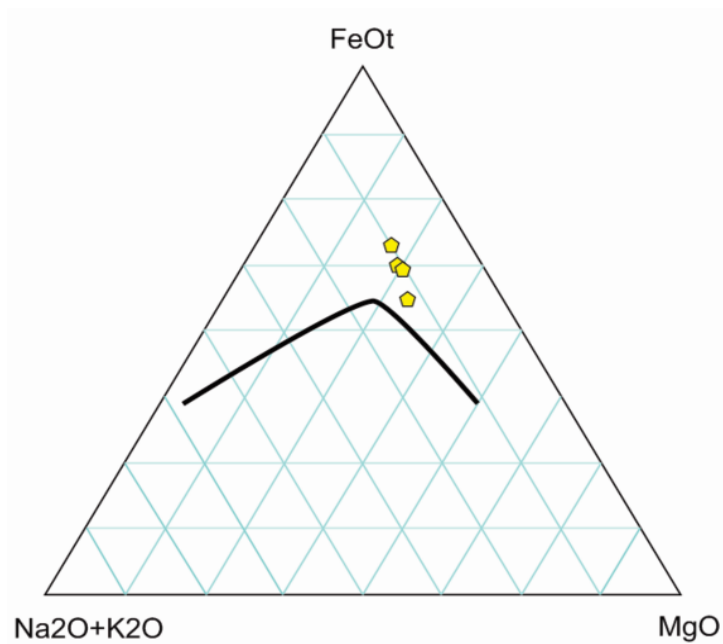
Fonte: O autor.

Figura 42 – Discriminação de série no diagrama TAS com a curva de Irvine & Baragar (1971) para as rochas metamáficas afaníticas.



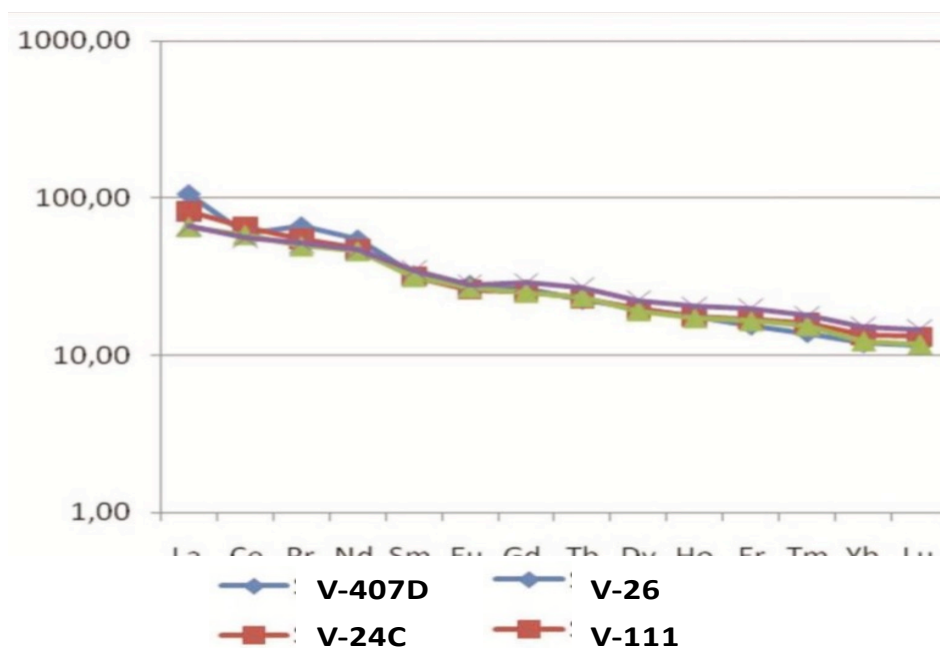
Fonte: O autor.

Figura 43 – Classificação das amostras de rocha metamáfica afanítica no diagrama AFM de Jensen (1976).



Fonte: O autor.

Figura 44 – Padrões de elementos terras raras normalizados para condrito (Taylor & Mclennan, 1985) para as rochas metamáficas afaníticas.



Fonte: O autor..

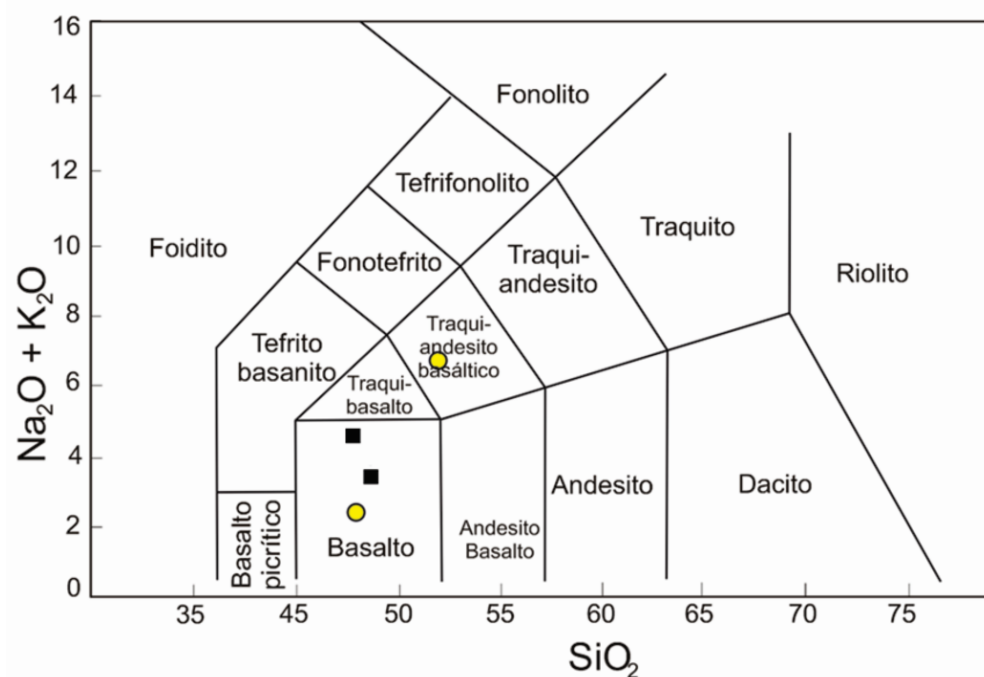
5.4 Diques máficos

Averiguaram-se duas amostras de diabásio e duas de basalto, coletadas em diques máficos (Tabelas 2 e 3). Os valores de perda ao fogo (PF) das amostras variaram entre 1 e 2%, indicativo do baixo grau de alteração das amostras estudadas. Os valores da soma dos óxidos ficaram entre 99,53% e 99,72%. O ferro está representado como ferro total sob a forma de ferro férrico (Fe_2O_3t).

As amostras apresentam composição predominantemente basáltica, com apenas uma amostra projetada no campo do traqui-andesito basáltico (Figura 45). No diagrama TAS (curva de Irvine & Baragar, 1971) as amostras distribuem-se pela zona limítrofe entre a série alcalina e subalcalina (Figura 46A), enquanto que no diagrama AFM, todas as amostras plotam no campo da série toleítica (Figura 46B). A classificação química e caracterização da série dos diabásios e basaltos estudados ratificam a classificação destas rochas como basaltos toleíticos.

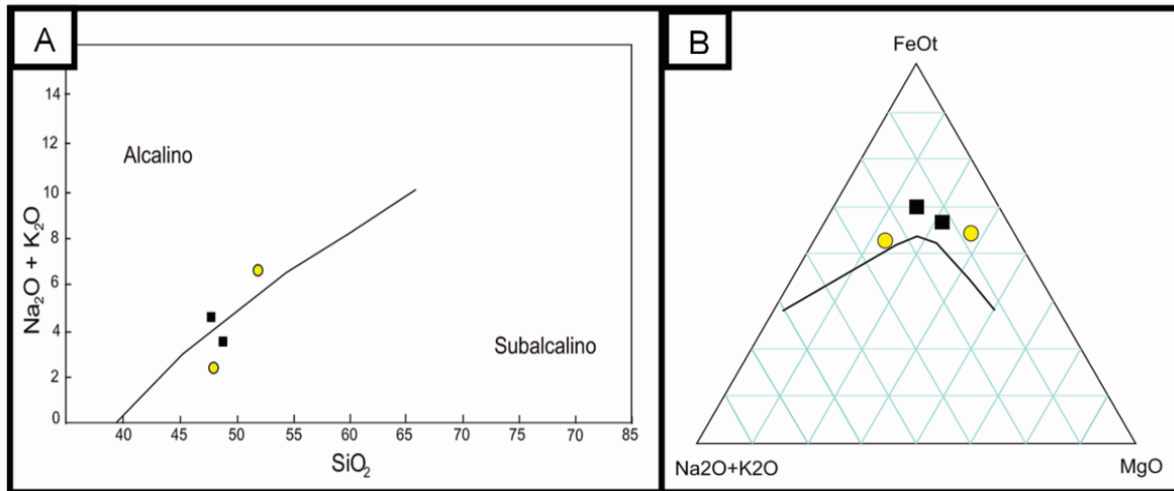
As quatro amostras apresentam valores de TiO_2 variando entre 1,92% e 4,15% e razões Ti/Y entre 243 ppm e 296 ppm. Estes valores permitem inserir os basaltos e diabásios numa suíte de alto- TiO_2 segundo os critérios sugeridos por Peate (1987); dado confirmado pelo posicionamento das amostras no gráfico de Serri (1981) – figura 48. A amostra menos evoluída tem valores de $\text{SiO}_2 = 48,18\%$, $\text{MgO} = 7,81\%$, $\text{Ni} = 113$ ppm e $\text{Cr} = 39$ ppm. Estes valores não caracterizam a amostra parental da suíte como tendo composição basáltica primária (p.ex.: $\text{Ni} > 500$ ppm e $\text{Cr} > 1000$ ppm; Wilson, 1989). A amostra mais evoluída da suíte tem valores de $\text{SiO}_2 = 52,13\%$, $\text{MgO} = 3,62\%$, $\text{Ni} < 20$ ppm e $\text{Cr} < 2$ ppm (Tabela 3).

Figura 45 – Classificação química para os basaltos e diabásios no diagrama TAS (Total de Alcalis versus Sílica; LeMaitre, 1989).



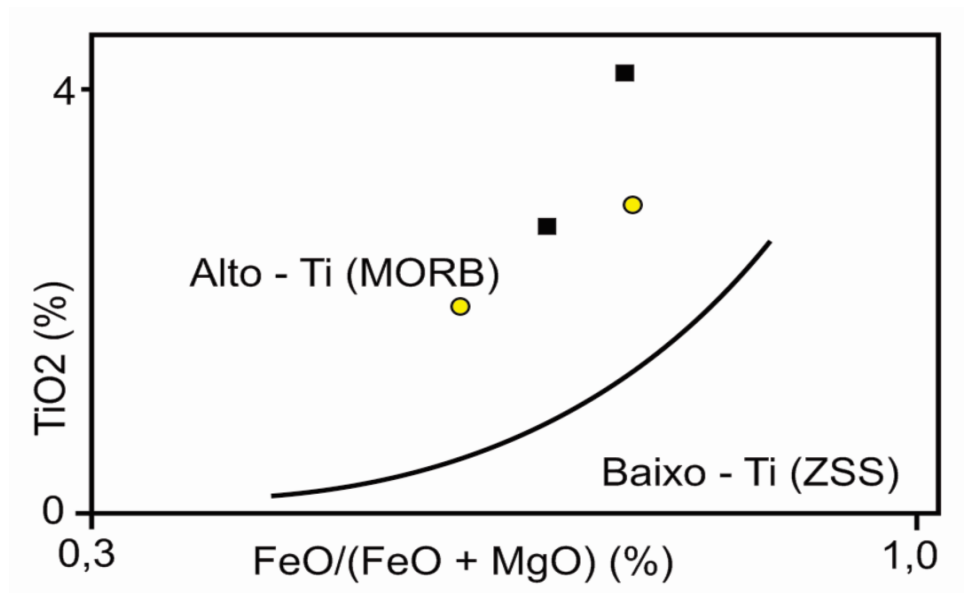
Legenda: Símbolos: basalto – círculos e diabásio – quadrados. Fonte: O autor.

Figura 46 – Discriminação de série para os basaltos e diabásios.



Legenda: A) no diagrama TAS com a curva de Irvine & Baragar (1971); B) no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). Símbolos: basalto – círculos e diabásio – quadrados. Fonte: O autor.

Figura 47 – Discriminação de série de alto e baixo titânio para os basaltos e diabásios, curva de Serri (1981).



Legenda: Símbolos: basalto – círculos e diabásio – quadrados. Fonte: O autor.

6 GEOCRONOLOGIA

O presente capítulo apresenta as metodologias utilizadas na preparação das amostras, e na aquisição dos dados isotópicos pelos métodos U-Pb em zircão (em equipamentos LA-MC-ICP-MS e SHRIMP), Sm-Nd e Sr em rocha total (em equipamento ID-TIMS) Os resultados obtidos com as análises, seu tratamento e sua interpretação encontram-se descritos e ilustrados a seguir.

6.1 Amostragem

Foram realizadas análises isotópicas U-Pb em zircão (em equipamentos LA-MC-ICP-MS e SHRIMP), Sm-Nd e de Sr (ambas em rocha total) em uma amostra do Anfibólito Pedra Preta (V-594), uma amostra do paragnaisse do Grupo Andrelândia (V-832) e uma amostra de anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério (V-5B), (Tabela 4).

Tabela 4 – Informações das amostras analisadas pelo método U-Pb.

Nome	Unidade	Rocha	Análise	Técnica	Material	UTM_X	UTM_Y	Lab
V-5B	Grupo Dom Silvério	Anfibólio xisto	U-Pb	SHRIMP	Zircão	713.389	7.726.435	ANU
V-594	Anfibólito Pedra Preta	Anfibólito	U-Pb	LA-ICPMS	Zircão	747.048	7.723.672	USP
V-832	Gr. Andrelândia	Paleossoma Paragnaisse	U-Pb	LA-ICPMS	Zircão	758.816	7.712.053	USP

Fonte: O autor.

6.2 Preparação de amostras

As amostras para análise geocronológica U-Pb foram preparadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS e no Laboratório do CPGeo/USP. Os procedimentos para a preparação dessas amostras foram:

- Britagem (Britador de Mandíbulas);
- Moagem (Moinho de disco);
- Peneiramento;

- Mesa de Wiffley (mesa de separação);
- Secagem em capela com luz artificial;
- Separação de pesados por líquido denso (Bromofórmio 2,89g/cm³);
- Secagem com luz natural na capela de exaustão;
- Separação magnética, utilizando imã de mão e o separador isodinâmico Frantz (com inclinação de 10° e variação da amperagem de 0,2 a 1,5 Å);
- Seleção dos zircões em lupa, a catação foi realizada buscando amostrar todas as famílias de zircões, nas correspondentes porcentagens;
- Preparação dos Mounts (alinhamento dos grãos em moldes padronizados para preparação da resina e polimento);
- Limpeza dos Mounts com Ultra-som;
- Metalização dos Mounts com carbono;
- Imageamento por catodoluminescência acoplada ao MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura);
- Desmetalização com polimento;
- Seleção dos spots em imagem digital;
- Análise isotópica utilizando o equipamento LA-ICPMS;
- Utilização do software ISOPLOT 3.0 para tratamento dos dados.
- A seguir descreve-se o método de análise pontual (ou in situ) em zircões com o equipamento que, de forma abreviada, é descrita como *LA-MC-ICP-MS*.

Todos os zircões selecionados foram montados de forma alinhada, geralmente 6 a 12 fileiras, sobre a superfície de um cilindro em epoxy (araldite) com 25 mm de diâmetro e 10 mm de altura. Após seca, a superfície foi cuidadosamente polida com pasta diamantada até os grãos ficarem expostos, permitindo assim as análises por ICP-MS.

As imagens convencionais dos zircões foram obtidas por meio de lupa binocular estereoscópica, Leica MZ 6 (70X), e as imagens de catodoluminescência

com o microscópio eletrônico de varredura, Quanta-250-FEI, com detector de catodoluminescência da Oxford Instruments Co.

As amostras destinadas a datação geocronológica pelo método Sm-Nd foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do CPMTC-UFMG.

Os procedimentos para a preparação dessas amostras foram:

- Britagem manual em bigorna;
- Moagem (moinho de bolas de ágata);
- Secagem em estufa.

6.3 Procedimentos analíticos

6.3.1 Sm-Nd e Sr (ID-TIMS)

As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR-UERJ), onde todos os procedimentos químicos foram processados em ambiente limpo e sob pressão positiva do ar (Valeriano *et al.*, 2008), como descrito a seguir.

A cada amostra de rocha total pulverizada, com aproximadamente 100 mg foram acrescentados cerca de 50 µg de solução dupla de traçadores isotópicos ^{149}Sm - ^{150}Nd . A digestão da amostra foi realizada em bombas PTFE revestidas com jaqueta de aço, iniciada por um período de 3 dias com mistura de HF (6ml) e de HNO_3 6N (0.5ml), seguida de mais 2 dias em HCl 5N. Em seguida, Sm e Nd foram separados quimicamente por meio de duas colunas sucessivas de trocas de íons, usando HCl: na primeira, foi utilizada a resina Biorad® AG50W-X8 (100-200 mesh) para a separação dos elementos Terra Raras (REE) e, na segunda coluna foi usada a resina Eichrom® LN-B-25S (50-100 µm) para a separação de Sm e Nd. Posteriormente estes elementos foram depositados separadamente em filamentos duplos de rênio, previamente desgaseificados, junto com H_3PO_4 , utilizado como ativador iônico. As razões isotópicas foram medidas com o espectrômetro de massas TRITON® multi-collector thermal ionization mass spectrometer (TIMS).

A aquisição de dados foi feita em modo estático usando um arranjo de oito coletores do tipo Faraday. As razões isotópicas foram normalizadas pelo material de referência JNd1 (com base na razão isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e corrigidos para viés instrumental de massa e para o conteúdo de traçador, com valores de brancos abaixo de 1ng para Nd e 0.1ng para Sm. Cada razão isotópica de Nd representa a média de 16 blocos com 10 ciclos cada, com um erro padrão absoluto calculado para 2sigma.

6.3.2 U-Pb (LA-MC-ICP-MS)

As análises geocronológicas U-Pb de grãos de zircão efetuadas no CPGeo-USP foram realizadas pela técnica LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation - Multi Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) num equipamento do tipo NEPTUNE (Thermo Scientific). O espectrômetro possui analisador de Energia (ESA = electrostatic analyser) e analisador de massa de setor magnético. O sistema de detecção está equipado com 9 coletores tipo Faraday, 6 contadores de ions (multi ion counting - MIC) e 1 multiplicador de elétrons (Secondary Electron Multiplier - SEM).

Para as análises isotópicas de zircão, montados em resina de epoxi, foi utilizado um equipamento de laser excimer (ArF -193 nm) acoplado ao espectrômetro de massa. A frequência do pulso de laser utilizado no processo de ablação dos cristais pode variar entre 5 a 100 Hz e a energia aplicada é variável entre 0 a 20 mJ. As partículas removidas do zircão são transportadas por gás de He até a tocha onde são ionizadas.

Os parâmetros do laser utilizado foram: taxa de repetição de 6 Hz, energia de 5 a 7 mJ/pulso e tamanho de pontos de análises (*spot size*) de 19 μm a 39 μm (Tabela 5).

Tabela 5 – Condições de operação do Laser e MC-ICP-MS.

Laser	
<p>Tipo de Laser: Excimer 193 nm</p> <ul style="list-style-type: none"> • Potência de saída do Laser 5-7 mJ/pulso. • Taxa de repetição dos feixes de laser 6 Hz. • Tamanho do <i>spot</i> de Laser 19, 29 e 39µm. 	<p>MC-ICP-MS Neptune</p> <ul style="list-style-type: none"> • Configuração dos coletores: Faradays: ^{206}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U MIC's: ^{202}Hg, $^{204}\text{Hg}+^{204}\text{Pb}$, ^{207}Pb • Injeção de Gás: Fluxo de resfriamento (Ar) 15 l/min Fluxo auxiliar (Ar) 0,85 l/min Fluxo de transporte de amostra 0,85 l/min (Ar) + 0,75 l/min (He) <p>Aquisição: 50 ciclos de 1,049 s</p>

Fonte: O autor

A configuração mista dos coletores utilizada para medidas simultâneas de isótopos de Hg, Pb, Th e U foi conforme demonstrado a seguir:

6.3.2.1 Configuração dos coletores e intercalibrações

A configuração mista dos coletores utilizada para medidas simultâneas de isótopos de Hg, Pb, Th e U foi conforme demonstrado a seguir:

^{202}Hg	$^{204}\text{Hg}+^{204}\text{Pb}$	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	(219,7)	^{232}Th	^{238}U
MIC3	MIC4	L4	MIC6	L3	Axial	H2	H4

Na linha superior aparecem os isótopos dos elementos de interesse, inclusive a massa virtual no detector axial. Na linha inferior os MIC's correspondem aos contadores de íons com base em multiplicador compacto de elétrons denominados de channeltron, enquanto que os demais detectores são os clássicos copos Faraday. A calibração de ganho dos copos Faraday e a calibração cruzada do Copo Faraday L4 versus MIC's 3, 4 e 6 são realizadas antes de iniciar os procedimentos da seção de aquisição de dados de amostras e padrão. O ganho dos copos Faraday relativo ao axial, assumindo igual a 1.000000, é efetuado mediante a aplicação de uma fonte de corrente bastante estabilizada, cerca de $3,3 \times 10^{-10}$ A. Para a calibração cruzada Faraday x MIC's, necessária para a obtenção da razão

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, utiliza-se uma solução de Pb de 200ppt. O fator de conversão em volts do ^{206}Pb em cps é calculado lendo repetidas vezes, de forma alternada, o sinal em milivolts e cps com MIC respectivo. Usualmente este fator é de cerca de 62.500 cps/mV, valor original de fábrica.

6.3.2.2 Correções de fracionamento

As razões isotópicas de elementos obtidas com ICP-MS são em geral diferentes do valor “verdadeiro”, ou aquelas obtidas com TIMS, em razão de fracionamentos isotópicos e interelementar inerentes ao ICP.

Os fracionamentos isotópicos e interelementares dos dados obtidos pelo instrumento utilizado foram avaliados e corrigidos com base no padrão de zircão GJ-1 (padrão de referência internacional do GEMOC ARC National Key Center, Austrália), o qual é analisado a cada 5 ou 10 zircões (geralmente um spot ou um ponto de análise por cristal). As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e os erros estimados (Jackson *et al.*, 2004) neste padrão obtidos por TIMS em Oslo são: $0,06014 \pm 0,000010$ (0,017%) e $0,0975 \pm 0,00041$ (0,42%), respectivamente. O branco (background) e o padrão GJ-1 são lidos no início e no fim destes zircões intercalados. As leituras individuais do padrão são subtraídas das médias respectivas dos brancos, visto que as leituras não são efetuadas simultaneamente. Todas estas leituras são submetidas a um critério de rejeição ao nível de 1s (um sigma).

A correção conhecida como mass bias é baseada na média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e razão extrapolada das diversas medidas de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas no padrão (Simon *et al.*, 2004). As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variaram entre 0,064 e 0,039, correspondendo a uma correção de fracionamento isotópico e instrumental entre 0,96 a 1,54 para um valor esperado de 0,06014 no padrão. No caso da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ os fatores variaram muito menos (entre 1,10 a 1,25) em relação ao valor esperado de 0,09750 no referido padrão. A principal causa da variação na razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida deve ser consignada à variação na sensibilidade no MIC 6 ao longo do período de 6 meses de análise.

6.3.2.3 Correções de Pb comum

O método mais rotineiramente utilizado para correção de Pb comum em zircões baseia-se na presença do isótopo de ^{204}Pb . Fortuitamente, a presença de Pb comum é praticamente desprezível, em razão do raio do Pb^{2+} (1,20 Å) ser muito maior que o do Zr^{2+} que é da ordem de 0,80 Å e, por isso não é aceito facilmente na estrutura do zircão. O ^{204}Pb pode ser avaliado sem problemas com TIMS ou mesmo com SHRIMP. No caso do Laser, o sinal correspondente à massa 204 varia muito e é afetado fortemente pela presença do ^{204}Hg (proveniente dos gases de Ar e He). Este ^{204}Hg pode ser avaliado em função do ^{202}Hg cuja razão $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ é igual a 4,35. A sessão analítica só é iniciada quando o nível de ^{202}Hg tornar-se estável e em torno de 5.000 cps, ou seja, em torno de 1150 cps para ^{202}Hg cujo erro correspondente é de 34 cps. Este erro representa cerca de 3 até 11 vezes o sinal correspondente ao ^{204}Pb esperado (3 a 13 cps) para o padrão usado, GJ-1. Na maioria dos casos é inócua a tentativa de correção do Pb comum quando se utiliza ICP-MS. Não obstante, para manter a coerência, a correção de chumbo comum é efetuada rotineiramente. Esta correção pode tornar-se efetiva somente nos casos em que o teor de Pb comum é muito alto. Isto pode ser avaliado por meio da razão $^{202}\text{Hg}/^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ e revelar-se menor que 3,8 quando se incide o Laser sobre a amostra. Mesmo assim defronta-se com uma dificuldade que é a de saber qual o fator a ser utilizado na correção para ^{204}Pb devido à presença de ^{204}Pb de contaminação cruzada. No presente caso este fator deve ficar entre cerca de 3,8 a 4,351.

Uma das maneiras de correção de chumbo comum, empregado no presente trabalho, foi avaliar a fração de ^{206}Pb e ^{207}Pb não radiogênicos, conforme preconizado por Williams (1998):

$$f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$$

$$f_{207} = [^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$$

Onde c = razão respectiva do Pb comum.

Para calcular a composição do isótopo de Pb comum utiliza-se a curva de evolução isotópica em dois estágios proposta por Stacey & Kramers (1975) para

uma dada idade estimada inicial e recalculada ao final pela idade mais precisa inferida pelo método da concórdia. As razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (onde * = fração radiogênica) são corrigidas a partir das frações f_{206} e f_{207} para ciclos individuais. Em termos gerais, os ciclos com valores de f_{206} acima de 0.0050 (i.e., 0.50% de presença de Pb comum) são descartados por configurarem um valor anormal para zircões (spots) selecionados com certo critério. Como regra geral, áreas ou superfícies esbranquiçadas parecendo porosas ou quando apresentarem microfraturas preenchidas são sumariamente descartadas. Apresentam geralmente Pb comum em quantidade não usual para zircões. As razões $^{202}\text{Hg}/^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ são mais baixas que 3,8, podendo ser tão baixas quanto 1,0.

6.3.2.4 Cálculo das razões e estimativa de erros

As razões e seus erros absolutos (1s) de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são calculadas com um programa desenvolvido no LGI-UFRGS (Chemale Jr. *et al.*, 2008).

As razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, em amostras homogêneas como no padrão GJ-1, dispõem-se segundo uma disposição linear crescente e inclinação estimada em cerca de 0,00022, ou seja, correlação positiva. Em geral são desprezadas as 6 ou 7 primeiras razões que podem ser afetadas ou reflexos de Pb de contaminação superficial. Para o cálculo do fator de correção de fracionamento e erro associado utilizou-se o valor de intercepção estimado, segundo o formalismo proposto por Youden (1951), também adotado por Koešler *et al.*, (2002). As razões de $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e seus respectivos fatores de correção (mass bias) são estimados a partir dos valores médios, após a rejeição dos valores discrepantes, visto que as razões não apresentam nenhuma tendência em relação ao tempo de análise. As razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ foram calculadas assumindo $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$ conforme expressão abaixo: $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \times (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) \times 137,88$. Nos casos em que $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentem uma correlação positiva ou negativa, utiliza-se o mesmo procedimento descrito acima.

6.3.3 U-Pb SHRIMP

A amostra de zircão do anfibólio xisto (V-5B) do Grupo Dom Silvério foi enviada para análise no Laboratório de Geocronologia da Australian National University (ANU - Canberra). As análises SHRIMP foram realizadas utilizando as microsondas iônicas SHRIMP I e II, nas quais foram determinadas as razões entre as massas Zr^{20+} , $^{204}Pb^{+}$, $^{206}Pb^{+}$, $^{207}Pb^{+}$, $^{208}Pb^{+}$, $^{238}U^{+}$, $^{232}Th^{16}O^{+}$, $^{238}U^{16}O^{+}$. Os dados são reduzidos no programa SQUID e as incertezas associadas às razões são de 1σ . As idades foram calculadas utilizando o programa ISOPLOT 3.0.

6.4 Resultados obtidos

São aqui descritos os resultados das análises isotópicas U-Pb, Sm-Nd e de Sr nas amostras selecionadas (Tabela 4).

6.4.1 Amostra V-594 – Anfibolito Pedra Preta

A amostra deste ortoanfibolito foi coletada em uma pedreira ativa (para extração da rocha ornamental denominada “Granito Via Láctea”), em afloramento (UTM E 747.048 / N 7.723.672, Zona 23K) próximo ao Córrego Pedra Preta, Município de Jequeri (Figura 7 e Apêndice). Foi selecionada uma amostra livre de intemperismo e alteração hidrotermal, e com a menor quantidade possível de vênulas quartzo-feldspáticas (embora, na prática, seja impossível evitá-las completamente).

6.4.1.1 Geocronologia U-Pb (LA-MC-ICP-MS)

Os grãos de zircão apresentam alta heterogeneidade, incluindo cristais frequentemente quebrados, límpidos e transparentes. Na maior parte dos cristais é possível visualizar textura de crescimento magmático, assim como marcantes sobrecrescimentos metamórficos (Figuras 48 e 49).

Foram executados noventa (90) spots nos zircões, sendo que setenta e sete (77) corresponderam a grãos herdados (Tabela 6). Destes, oito foram descartados, tendo-se em vista os critérios admitidos para a confiabilidade dos dados analíticos no cálculo das idades (ou seja, porcentagem de discordância, porcentagem de Pb comum e erros individuais das diferentes razões isotópicas medidas).

Sessenta e nove (69) spots foram responsáveis pelo estabelecimento de quatro intervalos de idades. Os spots com razões Th/U tipicamente magmáticas apresentaram uma grande variedade (Figura 49). Logo, apesar de não usual, fez-se um diagrama de densidade relativa (Figura 51). Considerando todos os zircões analisados, foram identificadas quatro modas com as respectivas médias de idades em 1172 ± 11 Ma (39%), 1510 ± 27 Ma (16%), 2016 ± 24 Ma (43%) e 2731 ± 78 Ma (2%). Estas populações de zircão herdadas testemunham o caminho por onde este magma básico atravessou a crosta.

A idade de cristalização magmática foi avaliada a partir de cinco cristais de zircão, mas dois deles (Zr-03-C-II-19b e Zr-03-C-IV-12b) foram excluídos do cálculo final da idade por apresentarem razões Th/U compatíveis com metamorfismo, além do percentual de discordância e do erro individual das razões medidas serem elevados, mesmo fornecendo idades similares às obtidas com os dados utilizados para o cálculo final. O resultado, com base em três grãos (Zr-03-C-I-06, Zr-03-C-IV-05 e Zr-03-C-V-07), fornece a idade concordante de 895 ± 16 Ma para a cristalização magmática do Anfibolito Pedra Preta (Figura 52).

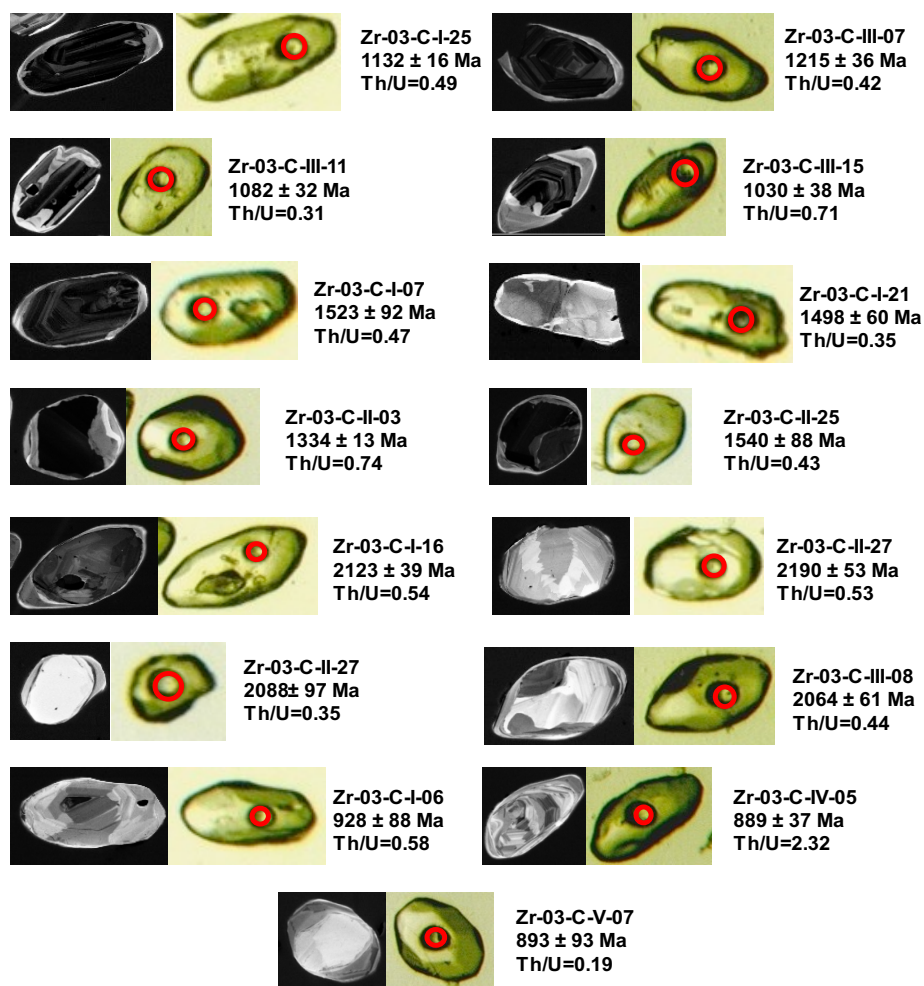
Muito embora ocorram dois grãos (Zr-03-C-V-11 e Zr-03-C-I-39) que fornecem idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 611 ± 50 Ma, deve-se considerar que o spot Zr-03-C-V-11 apresenta discordância elevada e o spot Zr-03-C-I-39 mostra elevado erro individual das razões medidas. Portanto, não se tem apoio analítico consistente para utilizar estes spots. Outro ponto a ser considerado, são as altas razões Th/U desses spots, as quais são interpretadas como resultado da homogeneização causada pela migmatização sofrida pela rocha.

Ressaltam-se, também, algumas evidências de metamorfismo e migmatização, como as freqüentes bordas recristalizadas em grãos de diferentes idades, a exemplo do grão Zr-03-C-I-1a com idade magmática de 2731 ± 39 Ma e

sobrecrescimento metamórfico em 540 ± 72 Ma, e o grão Zr-03-C-II-10a com idade magmática em 1196 ± 27 Ma e borda metamórfica de 579 ± 40 Ma.

Após detalhada avaliação, os dados de seis spots foram utilizados para cálculo da idade do metamorfismo, todos com baixas razões Th/U (Zr-03-C-I-22, Zr-03-C-I-26, Zr-03-C-I-28, Zr-03-C-II-10b, Zr-03-C-III-20b e Zr-03-C-IV-03). Estes forneceram a idade concordante de 571 ± 10 Ma para o metamorfismo regional brasileiro, registrado pelo Anfibolito Pedra Preta (Figuras 49 e 53).

Figura 48 – Imagens de catodoluminescência e fotos de lupa ótica de cristais de zircão com spots de 29 μm do equipamento LA-MC-ICP-MS, da amostra do Anfibolito Pedra Preta.



Legenda: Os círculos em vermelho indicam spot sobre zircão magmático. Fonte: O autor.

Tabela 6 – U-Pb (LA-ICP-MS) de zircões do Anfibolito Pedra Preta (V-594)

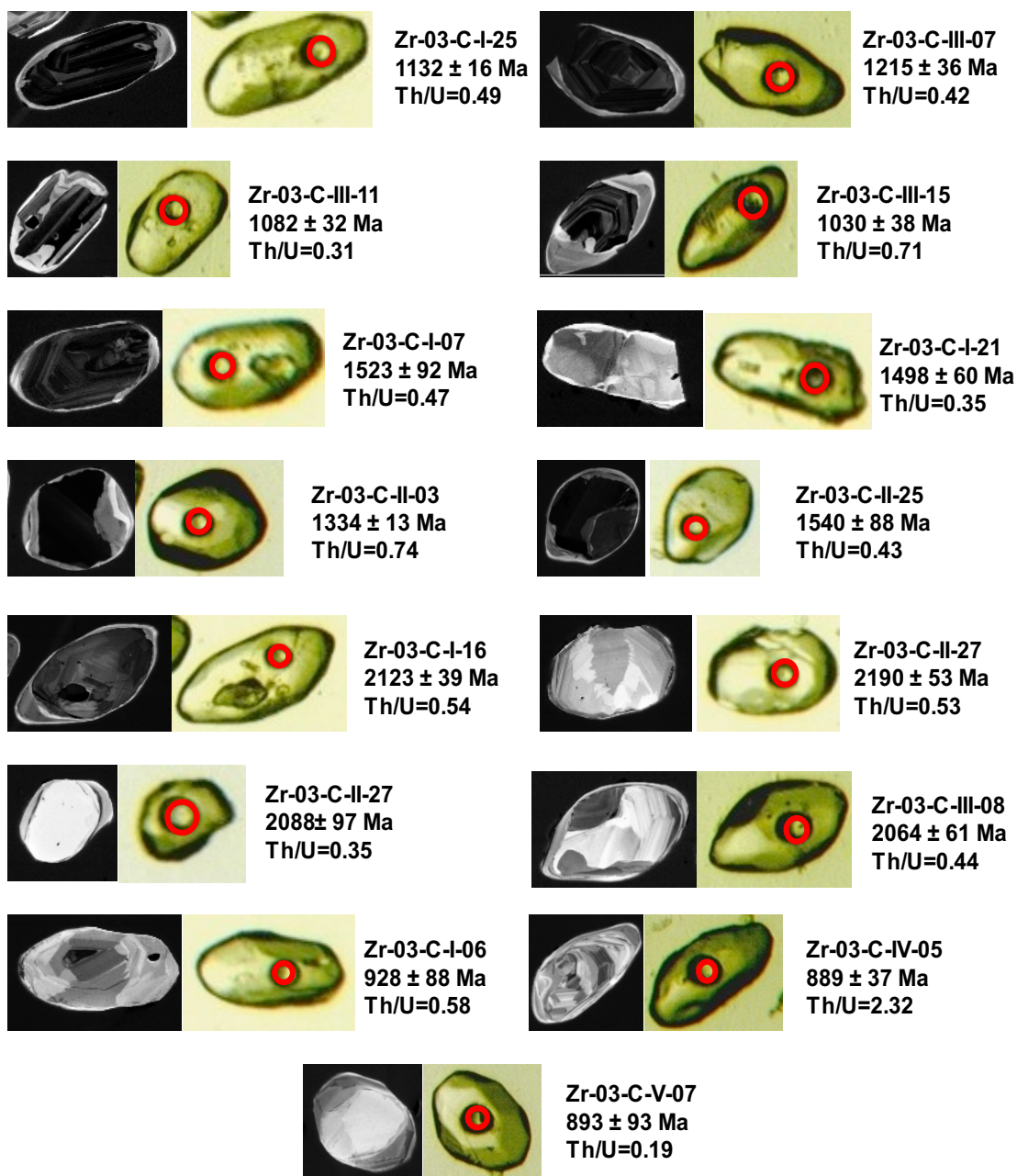
Spot number	Th ppm	U ppm	Pb ppm	f 206	Ratios						Age (Ma)				% Disc.	Age (Ma)	±		
					²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
Zr_03_C_I_01a	36,6	49,0	29,6	0,0017	11,00081	1,59	0,42267	1,06	0,18877	1,18	2273	24	2523	40	2731	32	17	2731	39
Zr_03_C_I_01b	4,2	12,9	1,5	0,0231	0,73274	23,46	0,08688	14,19	0,06117	18,69	537	76	558	131	645	121	17	540	72
Zr_03_C_I_02	46,2	104,8	27,3	0,0014	2,23931	2,77	0,19896	1,35	0,08163	2,42	1170	16	1193	33	1237	30	5	1175	28
Zr_03_C_I_03	111,6	110,0	38,6	0,0013	3,01374	2,49	0,23583	1,19	0,09268	2,19	1365	16	1411	35	1481	32	8	1481	82
Zr_03_C_I_04	37,6	43,5	10,8	0,0054	1,81926	5,01	0,17274	2,79	0,07638	4,16	1027	29	1052	53	1105	46	7	1034	26
Zr_03_C_I_05	26,1	34,6	17,6	0,0031	6,32183	3,67	0,35141	1,66	0,13047	3,27	1941	32	2021	74	2104	69	8	2104	120
Zr_03_C_I_06	17,9	31,3	6,4	0,0027	1,53470	8,53	0,15361	5,37	0,07246	6,64	921	49	999	85	944	63	2	928	88
Zr_03_C_I_07	37,5	81,0	25,5	0,0022	3,15966	2,87	0,24187	1,42	0,09475	2,49	1396	20	1447	42	1523	38	8	1523	92
Zr_03_C_I_08	24,0	52,1	12,5	0,0028	2,06803	4,25	0,18900	2,19	0,07936	3,64	1116	24	1138	48	1181	43	6	1121	22
Zr_03_C_I_09	20,5	30,0	8,0	0,0057	2,13204	6,79	0,19287	4,21	0,08017	5,32	1137	48	1159	79	1201	64	5	1146	41
Zr_03_C_I_10	49,5	84,1	18,8	0,0038	2,03708	5,15	0,18795	4,46	0,07861	2,59	1110	49	1128	19	1162	30	4	1123	65
Zr_03_C_I_12	82,9	70,3	29,8	0,0016	5,94787	3,01	0,34271	2,51	0,12587	1,66	1900	48	1968	21	2041	34	7	1959	52
Zr_03_C_I_21	5,7	16,2	4,6	0,0060	3,36788	4,76	0,26164	2,71	0,09336	3,91	1498	41	1497	64	1495	58	0	1498	60
Zr_03_C_I_13	73,1	114,9	27,4	0,0017	2,28228	3,09	0,20222	2,93	0,08186	0,99	1187	35	1207	14	1242	12	4	1203	43
Zr_03_C_I_14	52,9	124,5	38,2	0,0010	4,17036	2,28	0,28809	2,11	0,10499	0,86	1632	34	1668	20	1714	15	5	1677	36
Zr_03_C_I_15	21,6	33,0	15,7	0,0026	7,37043	3,89	0,38528	3,69	0,13875	1,23	2101	77	2157	31	2212	27	5	2156	70
Zr_03_C_I_16	27,5	51,6	21,8	0,0014	7,09400	2,20	0,38618	2,01	0,13323	0,89	2105	42	2123	24	2141	19	2	2123	39
Zr_03_C_I_17	36,7	86,0	23,7	0,0019	3,12092	3,46	0,24162	2,97	0,09368	1,78	1395	41	1438	16	1502	27	7	1434	53
Zr_03_C_I_18	67,8	349,3	86,3	0,0004	2,82992	2,08	0,23057	1,91	0,08902	0,83	1337	26	1364	10	1405	12	5	1383	26
Zr_03_C_I_19	8,3	29,3	12,6	0,0036	7,14960	4,67	0,38047	4,42	0,13629	1,49	2078	92	2130	36	2181	32	5	2125	82
Zr_03_C_I_20	38,5	76,5	34,5	0,0015	5,75620	3,22	0,32226	2,04	0,12955	2,49	1801	37	1940	62	2092	52	14	2092	86
Zr_03_C_I_22	0,8	45,7	5,1	0,0018	0,78215	6,49	0,09417	3,96	0,06024	5,14	580	23	587	38	612	31	5	581	43
Zr_03_C_I_23	9,6	49,4	11,6	0,0036	2,40108	7,07	0,16724	5,80	0,10413	4,04	997	58	1243	88	1699	69	41	1699	150
Zr_03_C_I_24	128,3	42,4	12,9	0,0054	1,42228	6,19	0,14043	4,78	0,07345	3,93	847	41	898	56	1027	40	17	1027	160
Zr_03_C_I_25	64,7	133,1	33,4	0,0017	2,07658	3,06	0,19142	1,63	0,07868	2,59	1129	18	1141	35	1164	30	3	1132	16
Zr_03_C_I_26	5,3	102,7	11,9	0,0023	0,76176	3,91	0,09290	1,63	0,05947	3,56	573	9	575	23	584	21	2	573	18
Zr_03_C_I_27	9,7	18,5	10,3	0,0047	7,63088	5,93	0,41036	3,93	0,13487	4,44	2217	87	2189	130	2162	96	-3	2190	53
Zr_03_C_I_28	5,1	84,9	9,4	0,0044	0,75372	4,28	0,09167	2,41	0,05963	3,54	565	14	570	24	590	21	4	566	26
Zr_03_C_I_29	92,1	193,0	52,5	0,0015	2,20444	8,21	0,18834	7,45	0,08489	3,46	1112	83	1182	97	1313	45	15	1313	130
Zr_03_C_I_30b	5,7	40,9	11,2	0,0053	2,99179	8,23	0,20797	7,19	0,10433	4,01	1218	88	1406	116	1703	68	28	1703	150
Zr_03_C_I_30a	90,4	159,3	67,3	0,0008	4,74954	2,49	0,29515	1,24	0,11671	2,16	1667	21	1776	44	1906	41	13	1906	76
Zr_03_C_I_32	42,5	49,9	26,5	0,0020	6,30678	3,20	0,34856	1,83	0,13123	2,63	1928	35	2019	65	2114	56	9	2114	91
Zr_03_C_I_33	25,8	61,1	25,2	0,0024	5,54093	3,38	0,31855	1,76	0,12616	2,88	1783	31	1907	64	2045	59	13	2045	100
Zr_03_C_I_34	109,7	269,3	65,8	0,0008	2,01045	2,69	0,18330	1,23	0,07955	2,40	1085	13	1119	30	1186	28	9	1186	93
Zr_03_C_I_35	83,1	176,3	45,6	0,0009	2,11835	2,63	0,19376	0,93	0,07929	2,46	1142	11	1155	30	1179	29	3	1143	19
Zr_03_C_I_36	92,4	122,1	42,0	0,0023	5,42650	22,25	0,35088	12,02	0,11217	18,72	1939	233	1889	420	1835	344	-6	1910	170
Zr_03_C_I_37	75,7	262,2	60,6	0,0010	1,97010	2,69	0,18465	0,97	0,07738	2,51	1092	11	1105	30	1131	28	3	1094	19
Zr_03_C_I_39	6,2	16,6	1,9	0,0000	0,86573	16,10	0,10431	3,35	0,06019	15,74	640	21	633	102	611	96	-5	640	41

Zr_03_C_I_41	21,5	44,6	10,6	0,0058	1,84256	5,14	0,17175	3,02	0,07781	4,17	1022	31	1061	55	1142	48	11	1032	27
Zr_03_C_II_02	22,3	39,5	13,1	0,0050	2,42546	6,15	0,20195	4,05	0,08711	4,63	1186	48	1250	77	1363	63	13	1214	41
Zr_03_C_II_03	104,1	141,7	44,8	0,0012	2,77948	2,43	0,22909	1,09	0,08799	2,18	1330	14	1350	33	1382	30	4	1334	13
Zr_03_C_II_04	3,0	13,8	3,4	0,0158	2,30684	19,19	0,20231	12,59	0,08270	14,48	1188	150	1214	233	1262	183	6	1201	120
Zr_03_C_II_07	66,3	87,3	22,5	0,0026	1,99477	3,47	0,18123	1,76	0,07983	2,99	1074	19	1114	39	1193	36	10	1081	34
Zr_03_C_II_08	77,5	114,2	52,2	0,0017	5,29891	2,45	0,32144	1,18	0,11956	2,14	1797	21	1869	46	1950	42	8	1950	75
Zr_03_C_II_09	77,7	72,4	39,2	0,0019	6,16822	3,31	0,34595	2,35	0,12931	2,33	1915	45	2000	66	2089	49	8	2089	81
Zr_03_C_II_10b	1,5	35,4	3,7	0,0026	0,76451	8,69	0,09347	5,30	0,05932	6,89	576	31	577	50	579	40	1	576	57
Zr_03_C_II_10a	71,4	139,4	35,7	0,0014	2,13533	2,73	0,19369	1,49	0,07996	2,29	1141	17	1160	32	1196	27	5	1147	30
Zr_03_C_II_11	55,7	156,5	62,7	0,0009	5,24015	2,22	0,30156	1,26	0,12603	1,82	1699	21	1859	41	2043	37	17	2043	64
Zr_03_C_II_13	32,1	34,8	16,9	0,0031	5,45794	4,10	0,32436	2,67	0,12204	3,11	1811	48	1894	78	1986	62	9	1986	110
Zr_03_C_II_14	134,1	87,1	48,9	0,0010	5,68132	2,56	0,32580	1,30	0,12647	2,21	1818	24	1929	49	2049	45	11	2049	77
Zr_03_C_II_15	59,7	103,4	51,7	0,0010	5,94325	2,14	0,33515	1,00	0,12861	1,89	1863	19	1968	42	2079	39	10	2079	66
Zr_03_C_II_17	14,9	31,5	8,6	0,0074	2,21560	6,89	0,18831	4,20	0,08533	5,46	1112	47	1186	82	1323	72	16	1134	82
Zr_03_C_II_18	55,4	160,2	64,6	0,0007	4,54228	2,99	0,27078	1,97	0,12166	2,26	1545	30	1739	52	1981	45	22	1981	79
Zr_03_C_II_19b	1,8	39,1	5,6	0,0020	1,35337	8,33	0,13897	4,45	0,07063	7,05	839	37	869	72	947	67	11	844	69
Zr_03_C_II_20	63,4	116,8	52,1	0,0007	4,72860	2,41	0,30196	0,86	0,11357	2,25	1701	15	1772	43	1857	42	8	1857	80
Zr_03_C_II_21	74,2	85,5	44,6	0,0009	5,40803	2,33	0,32643	0,88	0,12016	2,16	1821	16	1886	44	1959	42	7	1959	76
Zr_03_C_II_22	27,8	54,5	26,7	0,0062	5,97001	2,70	0,33135	1,48	0,13067	2,26	1845	27	1971	53	2107	48	12	2107	78
Zr_03_C_II_23	33,3	57,7	15,8	0,0026	2,06563	4,11	0,18873	2,30	0,07938	3,41	1115	26	1137	47	1182	40	6	2121	45
Zr_03_C_II_25	56,4	133,5	46,3	0,0007	3,22635	2,73	0,24470	1,33	0,09562	2,39	1411	19	1464	40	1540	37	8	1540	88
Zr_03_C_II_27	4,9	14,1	7,6	0,0037	7,03119	5,88	0,37479	3,27	0,13606	4,88	2052	67	2115	124	2178	106	6	2088	97
Zr_03_C_III_03	8,6	42,6	9,3	0,0060	2,65263	2,37	0,22204	2,01	0,08665	1,26	1293	26	1315	16	1353	17	4	1312	35
Zr_03_C_III_04b	41,5	79,5	24,4	0,0014	3,16547	3,13	0,24480	2,84	0,09378	1,31	1412	40	1449	45	1504	20	6	1500	27
Zr_03_C_III_04a	124,2	182,9	68,7	0,0006	4,99156	3,01	0,31525	2,71	0,11484	1,30	1766	48	1818	30	1877	24	6	1861	36
Zr_03_C_III_06	80,4	173,7	59,1	0,0005	4,13836	2,25	0,29226	2,01	0,10270	1,01	1653	33	1662	11	1673	17	1	1662	37
Zr_03_C_III_07	68,5	162,7	30,6	0,0011	2,33320	3,33	0,20974	2,86	0,08068	1,70	1227	35	1222	52	1214	21	-1	1215	36
Zr_03_C_III_08	11,1	25,1	10,6	0,0029	6,76044	3,83	0,36961	2,76	0,13266	2,65	2028	56	2081	38	2133	56	5	2064	61
Zr_03_C_III_10	122,8	156,8	61,8	0,0007	4,98146	2,80	0,31748	2,61	0,11380	1,01	1777	46	1816	18	1861	19	4	1825	45
Zr_03_C_III_11	29,2	94,7	17,2	0,0025	1,90350	2,43	0,18058	2,21	0,07645	1,01	1070	24	1082	16	1107	11	3	1082	32
Zr_03_C_III_14	99,3	92,5	41,5	0,0008	5,39600	2,52	0,32154	2,31	0,12171	1,01	1797	42	1884	22	1981	20	9	1981	38
Zr_03_C_III_15	98,9	141,2	31,4	0,0018	2,05051	2,82	0,19034	2,01	0,07813	1,98	1123	23	1132	29	1150	23	2	1130	38
Zr_03_C_III_16	52,3	53,5	13,6	0,0026	1,81261	4,54	0,17148	2,86	0,07667	3,53	1020	29	1050	48	1113	39	8	1031	51
Zr_03_C_III_19	80,6	170,3	48,9	0,0006	2,86904	2,73	0,22761	1,03	0,09142	2,53	1322	14	1374	38	1455	37	9	1455	95
Zr_03_C_III_20b	0,8	44,7	4,3	0,0048	0,75747	5,04	0,09258	1,33	0,05934	4,86	571	8	573	29	580	28	2	571	14
Zr_03_C_III_21a	75,4	138,3	49,2	0,0007	4,25795	2,39	0,25646	1,41	0,12041	1,93	1472	21	1685	40	1962	38	25	1962	69
Zr_03_C_III_22	57,7	82,0	21,3	0,0015	2,02539	4,17	0,18493	2,78	0,07943	3,11	1094	30	1124	47	1183	37	8	1108	52
Zr_03_C_IV_01b	7,8	92,7	14,5	0,0011	1,52049	3,96	0,13969	2,76	0,07894	2,83	843	23	939	37	1171	33	28	1171	110
Zr_03_C_IV_02a	74,4	240,5	64,8	0,0003	2,41563	2,55	0,20791	0,97	0,08426	2,35	1218	12	1247	32	1299	31	6	1221	21
Zr_03_C_IV_03	14,5	36,7	4,1	0,0071	0,72797	9,56	0,08870	5,87	0,05953	7,54	548	32	555	53	586	44	7	549	61
Zr_03_C_IV_05	97,1	42,1	11,9	0,0022	1,43208	4,17	0,14720	2,32	0,07056	3,47	885	21	902	38	945	33	6	889	37

Zr_03_C_IV_08	36,2	44,7	23,5	0,0019	6,40244	2,96	0,35683	1,45	0,13013	2,57	1967	29	2033	60	2100	54	6	2100	89
Zr_03_C_IV_10	59,7	176,5	43,9	0,0007	2,22569	2,52	0,19870	0,92	0,08124	2,34	1168	11	1189	30	1227	29	5	1171	19
Zr_03_C_IV_12b	13,8	389,0	56,1	0,0007	1,27769	2,08	0,13381	1,18	0,06925	1,71	810	10	836	17	906	15	11	906	69
Zr_03_C_IV_14	32,2	45,0	20,4	0,0021	4,97185	3,70	0,29822	2,54	0,12091	2,69	1682	43	1815	67	1970	53	15	1970	94
Zr_03_C_IV_18	151,3	163,3	64,6	0,0010	4,33579	3,51	0,27129	2,11	0,11591	2,80	1547	33	1700	60	1894	53	18	1894	99
Zr_03_C_V_05	120,4	205,3	62,6	0,0022	2,87487	1,95	0,22535	0,91	0,09252	1,72	1310	12	1375	27	1478	25	11	1478	64
Zr_03_C_V_07	4,2	22,6	3,9	0,0019	1,43561	8,12	0,14621	6,16	0,07121	5,29	880	54	904	73	964	51	9	893	93
Zr_03_C_V_11	26,2	56,2	6,3	0,0008	0,73124	5,45	0,08810	3,52	0,06020	4,16	544	19	557	30	611	25	11	547	36
Zr_03_C_V_12	90,9	257,4	61,0	0,0004	2,06687	2,51	0,18853	0,85	0,07951	2,37	1113	9	1138	29	1185	28	6	1116	17
Zr_03_C_VI_06	78,0	205,4	81,1	0,0004	4,88224	2,39	0,31450	0,88	0,11259	2,22	1763	16	1799	43	1842	41	4	1770	26
Zr_03_C_VI_09	28,8	57,8	26,9	0,0012	6,11349	2,55	0,34141	1,24	0,12987	2,23	1893	23	1992	51	2096	47	10	2096	77

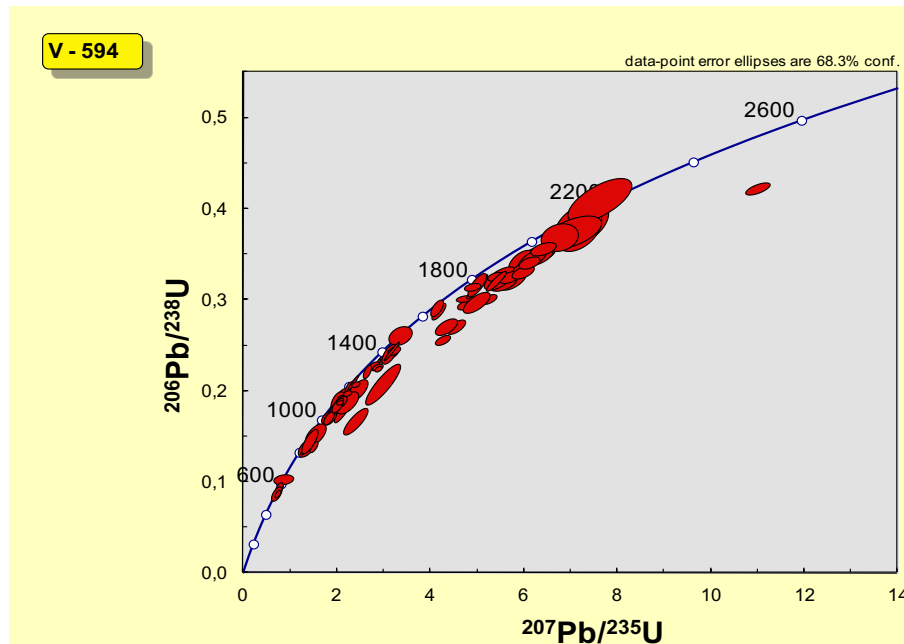
Fonte: O autor.

Figura 49 – Imagens de catodoluminescência e fotos de lupa ótica de cristais de zircão com spots de 29 μm do equipamento LA-MC-ICP-MS, da amostra do Anfibolito Pedra Preta.



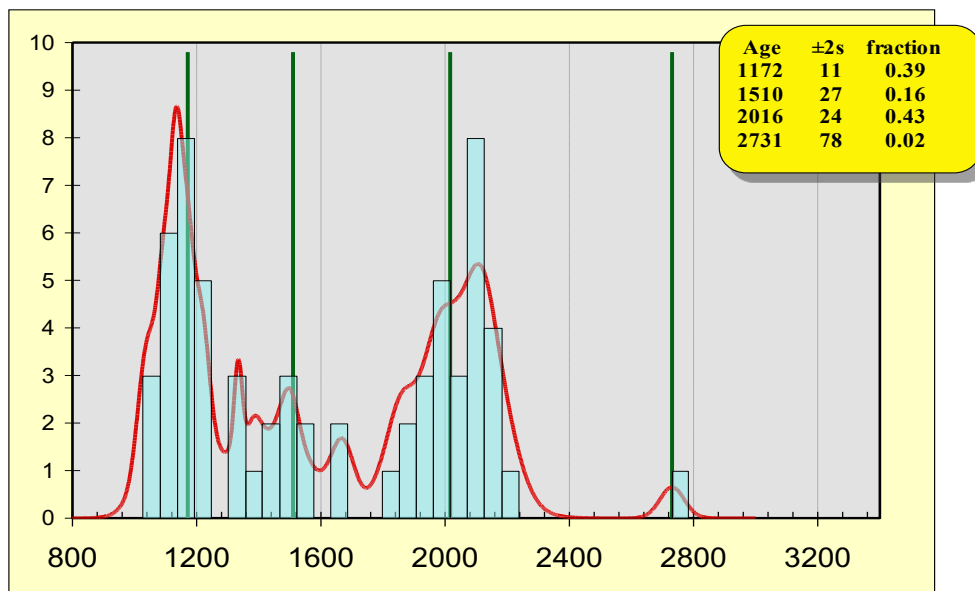
Legenda: Círculos amarelos indicam spots em zircão ou sobrecrescimento metamórfico, e círculo vermelho indica spot em zircão ígneo. Fonte: O autor.

Figura 50 – Diagrama concórdia Wetherill.



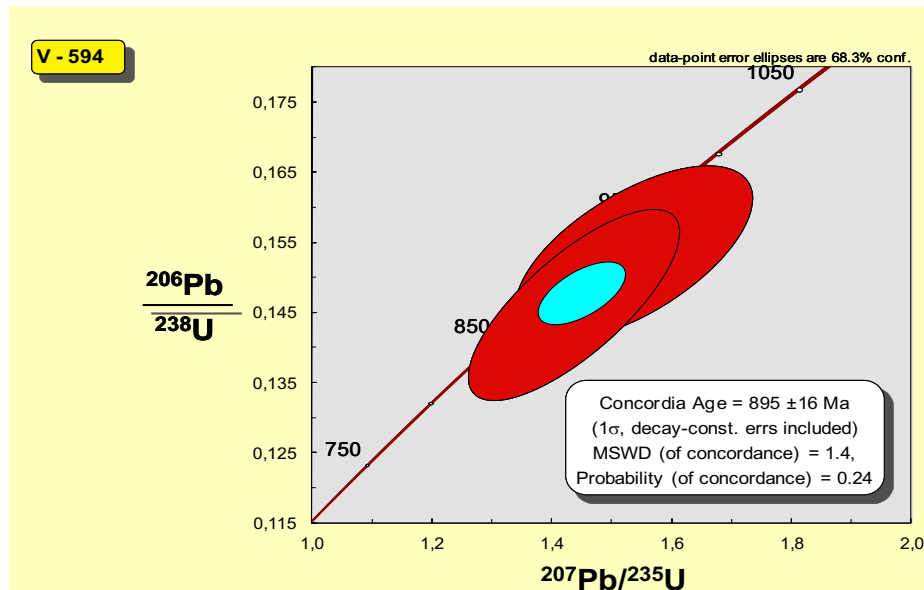
Legenda: Diagrama concórdia Wetherill com todos os spots dos grãos de zircão magmático da amostra do Anfibolito Pedra Preta., i.e., aqueles formados durante a cristalização do protolito ígneo do anfibolito mais os grãos herdados. Fonte: O autor.

Figura 51 – Diagrama de probabilidade.



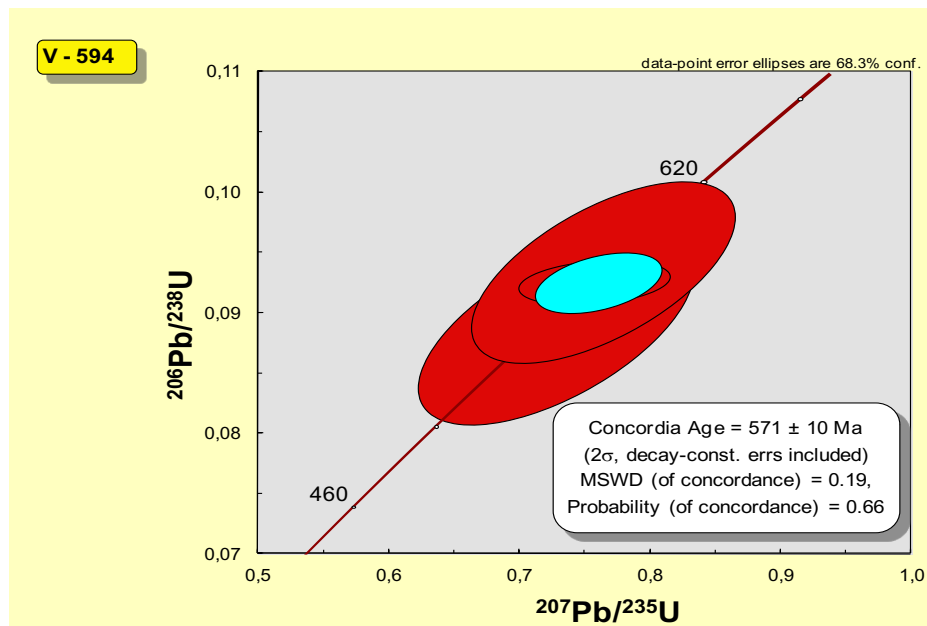
Legenda: Diagrama de probabilidade indicando as populações de grãos de zircão ígneo na amostra do Anfibolito Pedra Preta. Fonte: O autor.

Figura 52 – Idade da cristalização magmática do Anfibolito Pedra Preta.



Legenda: Idade da cristalização magmática (895 ± 16 Ma) do Anfibolito Pedra Preta, em diagrama concórdia Wetherill. Fonte: O autor.

Figura 53 – Idade do metamorfismo do Anfibolito Pedra Preta.



Legenda: Idade do metamorfismo do Anfibolito Pedra Preta, em diagrama da concórdia Wetherill. Fonte: O autor.

6.4.1.2 Dados Isotópicos Sm-Nd e de Sr

Foi selecionada uma parte da amostra V-594 do Anfibolito Pedra Preta para análise isotópica Sm-Nd e de Sr, em rocha total.

Os dados Sm-Nd desta amostra fornecem uma idade-modelo (TDM) em torno de 1,1 Ga e ϵ_{Nd} (895 Ma) de -4,3 (Tabela 7). Este valor negativo do épsilon Nd indica contaminação do magma básico por crosta continental, tal como já havia se detectado pelo grande número de grãos de zircão herdados que apresentam idades do Mesoproterozóico ao Arqueano. Ademais, a assinatura litoquímica desta amostra também sugere ambiente intraplaca continental. A idade-modelo, cerca de 150 Ma mais antiga que a idade de cristalização, também é compatível com tal interpretação.

Tabela 7 – Resultados de análises isotópicas Sm-Nd e de Sr do Anfibolito Pedra Preta.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Std. Err. Abs (2s)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd} (895)	TDM (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Std. Err. Abs (2s)
V-594	2,3	10,00	0,512537	0,000005	0,14	-4,3	1,09	0,704492	0,000006

Fonte: O autor.

A razão medida de isótopos de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ é cerca de 0,7045 (Tabela 7). Em termos de ambientes modernos, este valor de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, assim como a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, é mais compatível com magmatismo de rifte continental do que com ambientes oceânicos (cf., Sun & McDonough 1989).

6.4.2 Amostra V-832 – Paragneisse do Grupo Andrelândia

Uma amostra de paleossoma do paragneisse migmatítico do Grupo Andrelândia foi coletada em afloramento (UTM E758816, N7712053, Zona 23K) na base do Morro do Cruzeiro, Município de Araponga (Figura 7 e Apêndice). Embora muito migmatizada, buscou-se retirar das amostras todas as partes que pudessem representar o neossoma.

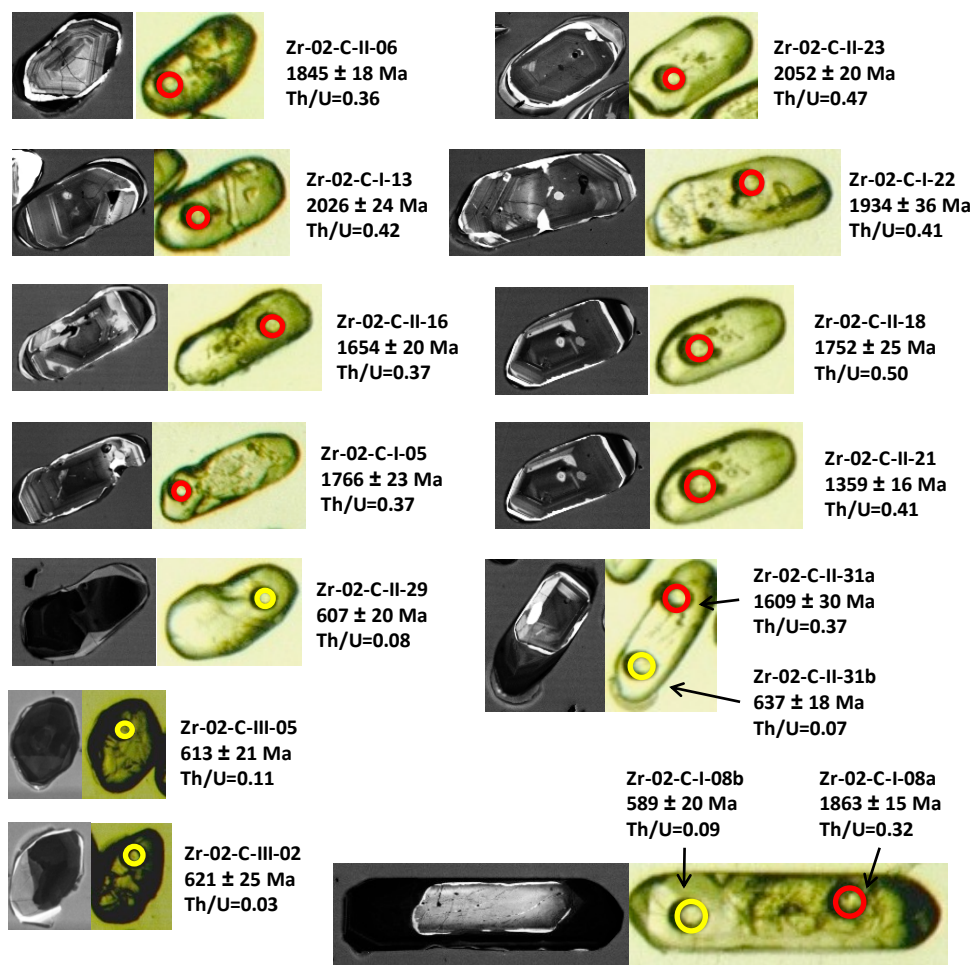
6.4.2.1 Geocronologia U-Pb (LA-MC-ICP-MS)

Os grãos de zircão apresentam alta heterogeneidade, incluindo cristais frequentemente quebrados, límpidos e transparentes. Na maior parte dos cristais é possível visualizar textura de crescimento magmático, assim como marcantes sobrecrescimentos metamórficos (Figuras 48 e 49).

Foram analisados sessenta (60) spots nos grãos de zircão, sendo que cinquenta (50) são grãos detríticos (Tabela 8, Figura 54). Destes, cinco (05) não foram considerados tendo-se em vista os critérios admitidos para a confiabilidade dos dados analíticos no cálculo das idades, ou seja, porcentagem de discordância, porcentagem de Pb comum e erros individuais das diferentes razões isotópicas medidas. Quarenta e cinco (45) spots permitem estabelecer quatro (04) intervalos de idades de grãos detríticos. Foi possível a identificação de duas principais populações morfológicas distintas (Figuras 54 e 55): a primeira, dominante, contém zircões alongados com diâmetro entre 180 e 350 μm e formas subangulosas a arredondadas. A segunda população apresenta zircões com alta esfericidade e diâmetro entre 250 e 300 μm .

No diagrama de densidade relativa (Figura 56), considerando todos os zircões analisados, são identificadas quatro modas com as respectivas médias de idades em 615 ± 17 Ma (16%); 1359 ± 32 Ma (2%); 1728 ± 13 Ma (27%); 1953 ± 10 Ma (55%). Ocorrem grãos arredondados (e.g., Zr-02-C-II-29, Zr-02-C-III-05 e Zr-02-C-III-02, Figura 55) com baixas razões Th/U e idades em torno de 610-620 Ma, que foram considerados como detríticos, e são responsáveis pelo intervalo com média da moda em 615 ± 17 Ma (Figuras 54 e 55). Alguns destes grãos mostram um fino sobrecrescimento, sugerindo que foram recristalizados após incorporados no protolito sedimentar do paragneisse. Desta forma, a idade de 615 ± 17 Ma, representada por 16% dos grãos, define a idade máxima de deposição do protolito sedimentar do paragneisse (Figura 56). A fonte destes grãos detríticos mais jovens seria o próprio arco magmático do Orógeno Araçuai, onde certamente ocorreram processos metamórficos durante o estágio pré-colisional (Pedrosa-Soares *et al.*, 2011).

Figura 54 – Imagens de catodoluminescência e fotos de lupa ótica dos grãos de zircão com spots de 29 µm do LA-ICP-MS, da amostra de paragnaisse do Grupo Andrelândia.



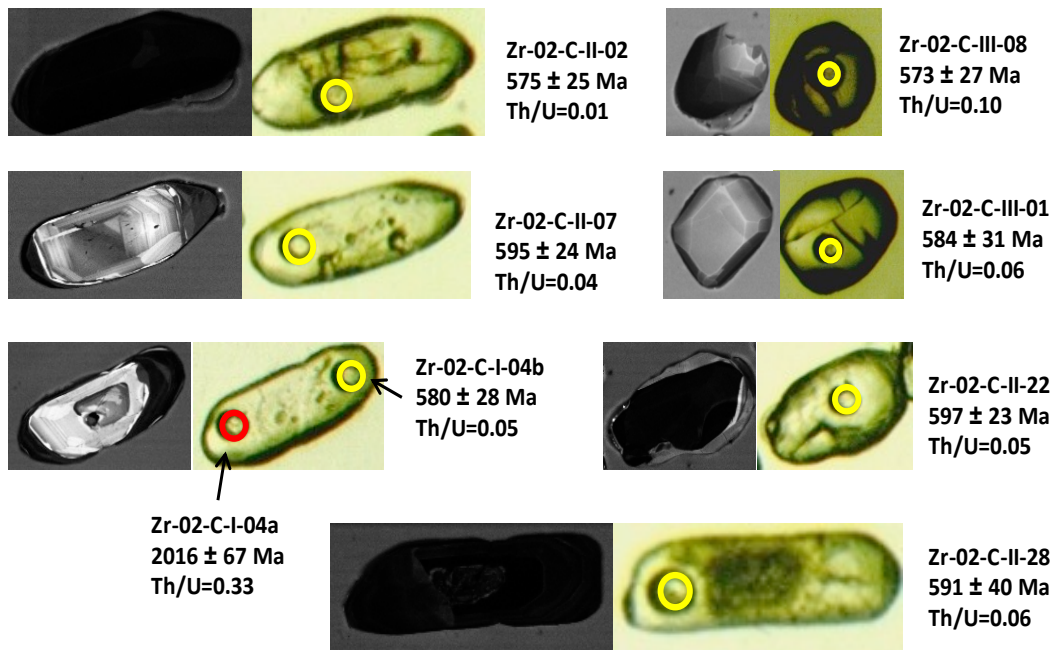
Legenda: Círculos amarelos indicam spots metamórficos e círculos vermelhos indicam spot ígneo, de acordo com as razões Th/U. Fonte: O autor

Dez (10) spots permitem calcular a idade do metamorfismo, mas dois (02) não foram considerados tendo-se em vista a alta porcentagem de discordância, porcentagem de Pb comum e/ou erros individuais das diferentes razões isotópicas medidas (Figura 57). Oito (08) spots (Zr-02-C-I-03; Zr-02-C-II-29; Zr-02-C-II-30; Zr-02-C-II-31b; Zr-02-C-III-02; Zr-02-C-III-05; Zr-02-C-III-07; Tabela 8) forneceram uma idade concordante de 586 ± 9 Ma para o metamorfismo regional.

Ressaltam-se outras evidências do metamorfismo regional, como as frequentes bordas recristalizadas em grãos de diferentes idades, além das baixas razões Th/U (Zr-02-C-I-04a com 2016 ± 67 Ma e borda de 580 ± 28 Ma; Zr-02-C-I-

08a com 1863 ± 15 Ma e com borda de 589 ± 20 Ma; Zr-02-C-I-18a com 1969 ± 29 Ma e com borda de 548 ± 26 Ma; Figuras 55 e 56).

Figura 55 – Imagens de catodoluminescência e fotos de lupa ótica dos grãos de zircão com spots de 29 μ m do LA-ICP-MS, da amostra de paragneisse do Grupo Andrelândia.



Legenda: Círculos amarelos indicam spots metamórficos e círculos vermelhos indicam spot ígneo, de acordo com as razões Th/U. Fonte: O autor.

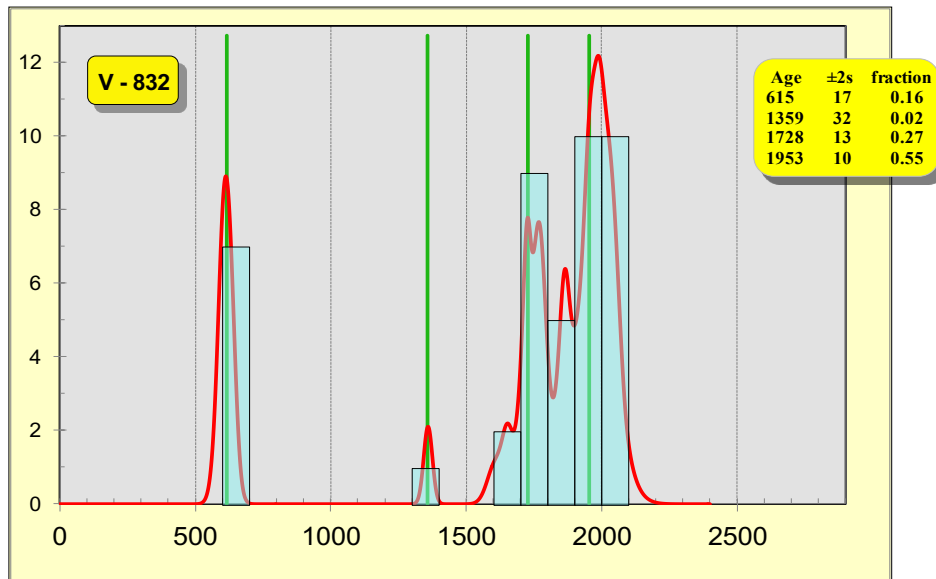
Tabela 8 –U-Pb (LA-ICP-MS) de zircões detríticos do paragnaisse do Grupo Andrelândia (V-832).

Spot number	Th ppm	U ppm	Pb ppm	f 206	Ratios						Age (Ma)						% Disc.	Age (Ma)	±
					²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±			
Zr_02_C_I_01	55,6	167,0	49,8	0,0014	4,34382	2,61	0,27206	2,41	0,11580	1,01	1551	37	1702	19	1892	19	18	1892	63
Zr_02_C_I_02	62,4	182,8	53,4	0,0007	3,75321	3,05	0,24505	2,71	0,11108	1,41	1413	38	1583	42	1817	26	22	1817	19
Zr_02_C_I_03	60,3	1695,3	182,6	0,0002	0,80742	3,06	0,09781	2,31	0,05987	2,00	602	14	601	7	599	12	0	601	26
Zr_02_C_I_04b	14,8	321,9	31,9	0,0013	0,77114	3,18	0,09415	2,99	0,05941	1,06	580	17	580	7	582	6	0	580	28
Zr_02_C_I_05	70,2	190,2	61,2	0,0008	4,69514	3,11	0,31525	2,81	0,10802	1,33	1766	50	1766	50	1766	23	0	1766	26
Zr_02_C_I_04a	28,3	86,1	34,7	0,0013	5,89199	5,43	0,33713	5,27	0,12676	1,30	1873	99	1960	37	2053	27	9	2016	67
Zr_02_C_I_06	98,2	217,2	77,3	0,0005	5,46591	2,87	0,32945	2,61	0,12033	1,21	1836	48	1895	29	1961	24	6	1932	39
Zr_02_C_I_07	75,5	204,7	67,3	0,0005	4,64564	2,47	0,29715	2,21	0,11339	1,11	1677	37	1758	19	1854	21	10	1758	41
Zr_02_C_I_08a	73,6	229,9	65,7	0,0005	5,19024	3,28	0,33084	2,88	0,11378	1,56	1842	53	1851	112	1861	29	1	1863	15
Zr_02_C_I_08b	80,4	901,1	90,4	0,0004	0,78618	2,25	0,09597	2,01	0,05941	1,01	591	12	589	7	582	6	-1	589	20
Zr_02_C_I_09	87,1	172,7	55,4	0,0013	4,10092	3,10	0,27488	2,71	0,10820	1,51	1566	42	1654	43	1769	27	12	1769	28
Zr_02_C_I_10	68,2	198,4	63,1	0,0007	5,37782	3,34	0,33990	2,81	0,11475	1,81	1886	53	1881	125	1876	34	-1	1874	19
Zr_02_C_I_11	54,3	151,9	63,5	0,0007	6,29146	4,13	0,35545	3,96	0,12837	1,18	1961	78	2017	30	2076	24	6	2045	49
Zr_02_C_I_12	119,2	260,1	82,5	0,0009	5,91932	3,30	0,35235	2,88	0,12184	1,60	1946	56	1964	124	1983	32	2	1989	16
Zr_02_C_I_13	80,9	194,8	72,2	0,0004	6,32607	2,17	0,36751	2,01	0,12484	0,82	2018	41	2022	37	2027	17	0	2026	24
Zr_02_C_I_14	57,9	145,9	52,7	0,0007	6,30269	2,13	0,36939	2,01	0,12375	0,68	2027	41	2019	59	2011	14	-1	2012	21
Zr_02_C_I_15	55,2	148,4	51,2	0,0007	5,29738	2,10	0,31480	2,01	0,12205	0,59	1764	35	1868	27	1986	12	11	1986	22
Zr_02_C_I_17	42,9	94,1	33,6	0,0009	4,09400	3,24	0,28540	2,76	0,10404	1,71	1619	45	1653	49	1697	29	5	1709	23
Zr_02_C_I_18b	10,2	348,4	33,5	0,0008	0,71628	3,06	0,08866	2,51	0,05859	1,75	548	14	548	14	552	10	1	548	26
Zr_02_C_I_18a	52,9	156,4	51,6	0,0007	5,69820	2,74	0,34075	2,46	0,12128	1,20	1890	46	1931	55	1975	24	4	1969	29
Zr_02_C_I_19	74,3	197,6	59,1	0,0009	4,12724	2,56	0,26568	2,36	0,11267	1,01	1519	36	1660	25	1843	19	18	1843	32
Zr_02_C_I_20	15,7	66,3	17,9	0,0017	4,55252	3,17	0,30295	2,89	0,10899	1,31	1706	49	1741	92	1783	23	4	1779	30
Zr_02_C_I_22	68,6	167,2	53,7	0,0005	5,77436	3,14	0,35359	2,81	0,11844	1,40	1952	55	1943	55	1933	27	-1	1934	36
Zr_02_C_I_23	66,5	170,8	47,7	0,0008	4,32521	3,04	0,29786	2,72	0,10532	1,35	1681	46	1698	78	1720	23	2	1725	12
Zr_02_C_I_24	101,1	246,9	61,5	0,0006	3,11429	3,25	0,22504	2,98	0,10037	1,30	1308	39	1436	56	1631	21	20	1631	45
Zr_02_C_I_25	69,8	189,0	57,3	0,0007	4,09691	3,05	0,26349	2,76	0,11277	1,30	1508	42	1654	28	1845	24	18	1845	71
Zr_02_C_II_01	71,0	175,1	65,3	0,0005	5,68341	3,92	0,32720	3,82	0,12598	0,89	1825	70	1929	28	2043	18	11	1986	52
Zr_02_C_II_02	12,7	1417,3	136,6	0,0002	0,76125	2,91	0,09402	2,79	0,05873	0,83	579	16	575	6	557	5	-4	575	25
Zr_02_C_II_03	54,9	160,5	51,3	0,0005	4,75532	3,05	0,29196	2,76	0,11813	1,30	1651	46	1777	45	1928	25	14	1928	29
Zr_02_C_II_04	116,5	303,0	82,7	0,0005	4,47591	3,10	0,30079	2,77	0,10792	1,41	1695	47	1727	65	1765	25	4	1771	19
Zr_02_C_II_06	54,4	152,5	39,1	0,0017	5,14920	3,36	0,33106	2,90	0,11280	1,70	1844	53	1844	108	1845	31	0	1845	18
Zr_02_C_II_07	58,9	1559,9	145,8	0,0002	0,79797	2,64	0,09613	2,45	0,06021	0,98	592	14	596	6	611	6	3	595	24
Zr_02_C_II_08	36,1	102,3	41,9	0,0008	6,39920	2,62	0,35692	2,40	0,13003	1,07	1968	47	2032	21	2098	22	6	2033	46
Zr_02_C_II_09	77,3	196,4	68,7	0,0004	5,11389	3,10	0,30946	2,76	0,11985	1,40	1738	48	1838	51	1954	27	11	1954	17
Zr_02_C_II_11	101,7	218,3	68,6	0,0006	4,98270	3,44	0,29989	2,99	0,12050	1,70	1691	51	1816	100	1964	33	14	1964	21
Zr_02_C_II_12	88,5	226,5	82,0	0,0004	5,57858	3,05	0,32672	2,76	0,12384	1,30	1822	50	1913	24	2012	26	9	2012	42
Zr_02_C_II_13	59,1	160,8	45,5	0,0008	3,98455	2,96	0,26194	2,71	0,11033	1,21	1500	41	1631	46	1805	22	17	1805	18
Zr_02_C_II_14	84,3	184,5	77,0	0,0005	6,25042	4,47	0,35412	4,35	0,12801	1,04	1954	85	2012	32	2071	21	6	2035	67

Zr_02_C_II_15	59,7	169,1	59,6	0,0005	6,29575	2,58	0,36592	2,41	0,12479	0,92	2010	48	2018	50	2026	19	1	2025	25
Zr_02_C_II_16	62,0	170,3	43,4	0,0007	3,99390	2,87	0,28520	2,61	0,10157	1,20	1617	42	1633	50	1653	20	2	1654	20
Zr_02_C_II_17	76,3	181,5	68,0	0,0010	5,62585	2,30	0,33829	2,01	0,12061	1,10	1878	38	1920	24	1965	22	4	1952	29
Zr_02_C_II_18	99,0	199,6	74,9	0,0005	4,70412	2,30	0,31852	2,01	0,10711	1,11	1782	36	1768	29	1751	19	-2	1752	25
Zr_02_C_II_19	27,5	122,6	31,2	0,0025	6,34823	4,73	0,36920	2,72	0,12471	3,88	2026	55	2025	134	2025	79	0	2025	40
Zr_02_C_II_20	60,6	149,5	50,8	0,0007	4,85368	2,72	0,31326	2,44	0,11237	1,20	1757	43	1794	22	1838	22	4	1817	38
Zr_02_C_II_21	92,9	227,8	65,2	0,0006	2,69757	2,66	0,22529	2,46	0,08684	1,01	1310	32	1328	21	1357	14	3	1359	16
Zr_02_C_II_22	34,5	723,0	70,5	0,0007	0,80021	2,94	0,09724	2,57	0,05968	1,44	598	15	597	6	592	9	-1	597	23
Zr_02_C_II_23	99,5	214,3	56,8	0,0005	6,63136	2,56	0,37962	2,35	0,12669	1,00	2075	49	2064	64	2053	21	-1	2052	20
Zr_02_C_II_28	58,1	921,1	91,2	0,0004	0,79025	4,47	0,09654	4,34	0,05937	1,09	594	26	591	10	581	6	-2	591	40
Zr_02_C_II_29	45,3	601,5	61,7	0,0013	0,81603	2,32	0,09900	1,97	0,05978	1,21	609	12	606	5	596	7	-2	607	20
Zr_02_C_II_30	56,6	686,7	66,5	0,0005	0,80970	2,89	0,09723	2,59	0,06040	1,28	598	15	602	6	618	8	3	601	24
Zr_02_C_II_31b	22,5	315,7	31,3	0,0019	0,87657	2,24	0,10350	2,01	0,06143	1,01	635	13	639	8	654	7	3	637	18
Zr_02_C_II_31a	45,9	124,2	32,7	0,0015	3,79479	3,05	0,27701	2,81	0,09936	1,21	1576	44	1592	52	1612	19	2	1609	30
Zr_02_C_II_32	74,3	193,9	65,8	0,0005	5,44936	3,01	0,33999	2,76	0,11625	1,20	1887	52	1893	67	1899	23	1	1899	26
Zr_02_C_III_01	14,8	231,5	21,8	0,0014	0,77930	3,61	0,09421	3,41	0,05999	1,18	580	20	585	8	603	7	4	584	31
Zr_02_C_III_02	42,7	1422,4	143,1	0,0003	0,84190	2,78	0,10185	2,57	0,05995	1,06	625	16	620	6	602	6	-4	621	25
Zr_02_C_III_04	231,1	93,3	15,2	0,0045	0,70644	3,36	0,08682	2,78	0,05901	1,87	537	15	543	13	568	11	5	540	25
Zr_02_C_III_05	138,9	1219,8	125,1	0,0003	0,82640	2,29	0,10010	2,00	0,05988	1,12	615	12	612	5	599	7	-3	613	21
Zr_02_C_III_07	237,5	1493,0	150,2	0,0002	0,83246	2,90	0,10146	2,71	0,05951	1,03	623	17	615	6	586	6	-6	613	27
Zr_02_C_III_08	34,6	337,6	34,2	0,0009	0,75992	3,10	0,09231	2,64	0,05971	1,63	569	15	574	6	593	10	4	573	27
Zr_02_C_III_09	44,3	130,7	40,1	0,0010	3,67775	3,23	0,25431	2,86	0,10489	1,51	1461	42	1567	95	1712	26	15	1712	20
Total de Medidas: 60																			
1. Sample and standard are corrected after Pb and Hg blanks																			
2. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ are corrected after common Pb presence. Common Pb assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordant age																			
3. $^{235}\text{U} = 1/137.88 \cdot \text{U}_{\text{total}}$ 4. Standard GJ-1 5. $\text{Th/U} = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} \cdot 0.992743$ 6. All errors in the table are calculated 1 sigma (% for isotope ratios, absolute for ages)																			

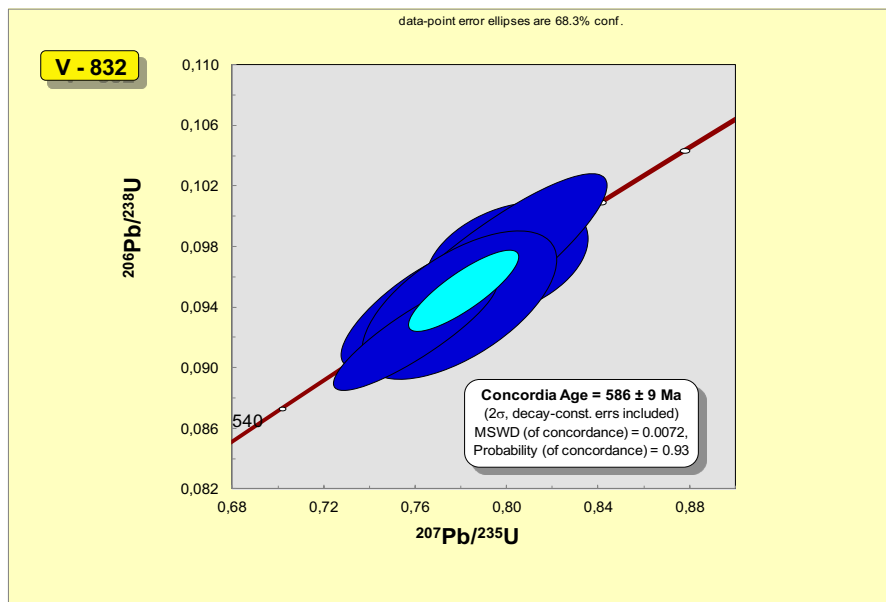
Fonte: O autor.

Figura 56 – Diagrama de probabilidade de idades U-Pb dos grãos detríticos de zircão da amostra de paragneisse do Grupo Andrelândia.



Fonte: O autor.

Figura 57 – Idade concórdia para o metamorfismo da amostra de paragneisse do Grupo Andrelândia, em diagrama concórdia Wetherill.



Fonte: O autor.

6.4.2.2 Dados Isotópicos Sm-Nd e de Sr

Os resultados Sm-Nd, ainda que mostrem indícios de fracionamento devido a alta razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($= 0,17$), indicam idade-modelo (TDM) em torno de 2,8 Ga e ϵNd (0) fortemente negativo ($-11,9$; Tabela 9). Estes dados são compatíveis com a herança de crosta continental do protolito sedimentar do paragnaisse, registrada pelas diversas populações de zircão detrítico, assim como com sua alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,756$; Tabela 9).

Tabela 9 – Resultados analíticos Sm-Nd da amostra do paragnaisse Andrelândia.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Std. Err. Abs (2s)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd (895)	TDM (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Std. Err. Abs (2s)
V-832	3,1	11,30	0,512030	0,000004	0,17	-11,9	2,94	0,755939	0,000010

Fonte: O autor

6.4.3 Amostra V-5B – Anfibolito xisto do Grupo Dom Silvério

A rocha é um anfibólio xisto, representante de protolito ígneo básico metamorfoisado em fácies anfibolito baixa, do Grupo Dom Silvério, cuja amostra foi coletada em afloramento (UTM E713389, N7726435, Zona 23K) na Pequena Central Hidrelétrica (PCH) de Brecha, próximo à cidade de Guaraciaba (Figura 7 e Apêndice). LC52 é seu número no laboratório de geocronologia (SHRIMP) da Universidade de Canberra (Austrália), cujo responsável pelas análises ainda não entregou, a despeito dos inúmeros pedidos, as imagens do mount com a marcação dos spots analisados, impossibilitando uma interpretação mais aprofundada dos dados.

6.4.3.1 Geocronologia U-Pb SHRIMP

Foram analisados dezesseis (16) spots em igual número de grãos de zircão, dos quais cinco (05) são herdados e apresentam idades entre ca. 776 Ma e ca. 2475 Ma (spots 1,1; 3,1; 6,1; 9,1; 10,1; Tabela 10, Figura 58).

Dos onze (11) restantes, sete (07) cristais (spots 2,1; 4,1; 7,1; 8,1; 11,1; 13,1; 15,1; Tabela 10), com razões Th/U tipicamente magmáticas, fornecem uma idade concordante de 629 ± 5 Ma (Figura 59). Quatro (04) zircões (spots 5,1; 12,1; 14,1; 16,1; Tabela 10) foram retirados do cálculo, devido a altas porcentagens de discordância e de Pb comum, e erros individuais nas diferentes razões isotópicas medidas. Desta forma, interpreta-se o valor de 629 ± 5 Ma como a idade de cristalização do protolito magmático do anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério.

Tabela 10 – Dados analíticos U-Pb SHRIMP de zircões do anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério (V-5B).

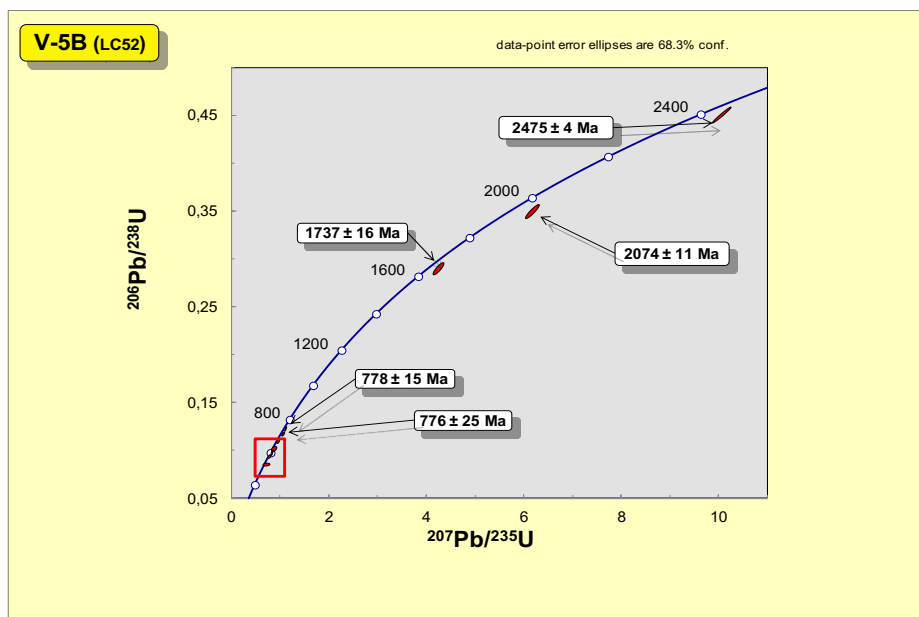
Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^c %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	Isotope ratios					Age (Ma)				% Disc.			
							± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	a	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
1,1	359	144	0,42	38	0,0000	1,10545	1,44	0,12312	1,24	0,86	0,06512	0,73	756	11	748.5	8,8	778	15	4
2,1	306	321	1,08	27	0,0349	0,86213	1,61	0,10250	1,28	0,79	0,06100	0,99	631	10	629	7,6	639	21	2
3,1	91	40	0,46	22.9	0,1557	4,25733	1,65	0,29048	1,42	0,86	0,10630	0,85	1685	28	1644	21	1737	16	5
4,1	184	187	1,06	16.3	0,0788	0,85933	1,82	0,10334	1,33	0,74	0,06031	1,23	630	11	634	8,1	615	27	-3
5,1	614	153	0,26	46.1	1,4848	0,73191	6,28	0,08604	1,27	0,20	0,06169	6,15	558	35	532.1	6,5	663	13 0	20
6,1	411	190	0,48	159	0,0195	10,06493	1,26	0,45113	1,23	0,98	0,16181	0,25	2441	31	2400	25	2474.7	4,3	3
7,1	416	617	1,53	36.5	0,0000	0,85454	1,47	0,10203	1,24	0,85	0,06074	0,78	627	9	626.3	7,4	630	17	1
8,1	235	153	0,67	20.5	0,0000	0,85130	1,75	0,10139	1,29	0,74	0,06090	1,19	625	11	622.5	7,7	636	26	2
9,1	127	57	0,47	38.4	0,0712	6,19092	1,51	0,35016	1,39	0,92	0,12823	0,61	2003	30	1935	23	2074	11	7
10,1	246	163	0,69	25	0,2424	1,05968	1,76	0,11812	1,28	0,73	0,06507	1,20	734	13	719.7	8,7	776	25	7
11,1	281	314	1,15	24.6	-0,0163	0,85280	1,59	0,10177	1,28	0,80	0,06077	0,95	626	10	624.8	7,6	631	20	1
12,1	204	77	0,39	19.5	0,3367	0,95015	2,17	0,11091	1,33	0,61	0,06213	1,72	678	15	678	8,5	679	37	0
13,1	1028	394	0,40	91.6	0,0126	0,86617	1,28	0,10375	1,19	0,93	0,06055	0,47	633	8	636.3	7,2	623	10	-2
14,1	136	73	0,56	11.4	0,0000	0,81411	1,93	0,09803	1,37	0,71	0,06023	1,36	605	12	602.9	7,9	612	29	1
15,1	92	62	0,70	8.21	0,8474	0,87262	3,97	0,10313	1,50	0,38	0,06137	3,68	637	25	632.7	9,1	652	79	3
16,1	228	208	0,94	18.6	0,3932	0,77594	2,37	0,09444	1,52	0,64	0,05959	1,82	583	14	581.7	8,4	589	40	1

Total de Medidas: 16

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for ²⁰⁴Pb and some for ²⁰⁸Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims). disc. = discordance, as

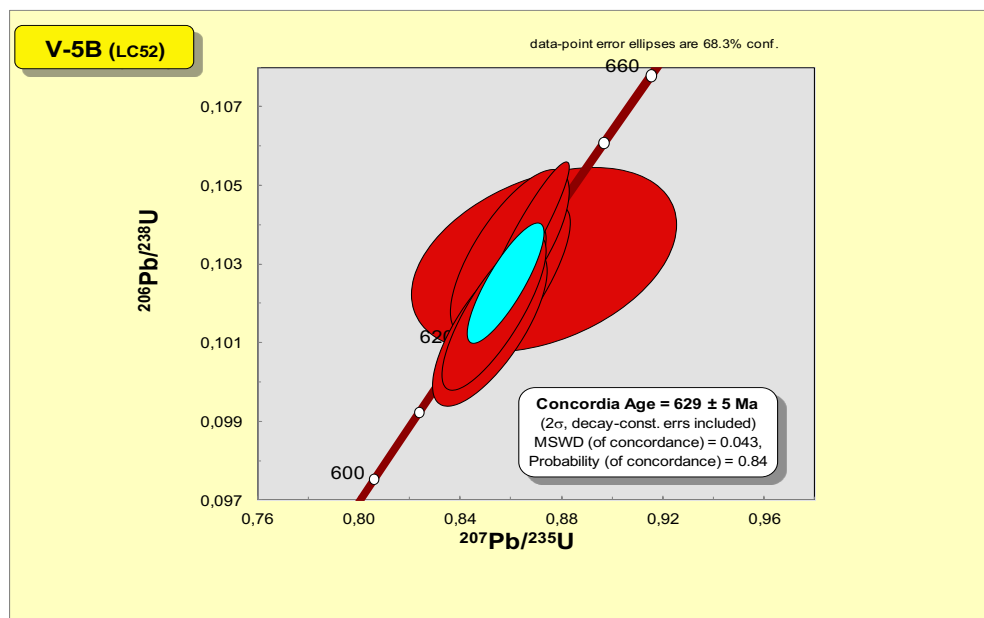
Fonte: O autor.

Figura 58 – Diagrama concórdia Wetherill com os spots dos grãos de zircão magmático e herdados da amostra de anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério.



Fonte: O autor.

Figura 59 – Idade concórdia (629 ± 5 Ma) para a cristalização do protolito magmático da amostra de anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério, em diagrama concórdia Wetherill.



Fonte: O autor.

6.4.3.2 Dados Isotópicos Sm-Nd e de Sr

A análise Sm-Nd forneceu idade-modelo (TDM) de ca. 1 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}}(629\text{Ma})$ pouco negativo, em -1,9 (Tabela 11). Este valor negativo do parâmetro de Nd sugere contaminação por crosta continental, da mesma forma que a razão $\text{Sr}87/\text{Sr}86$ em torno de 0,707 (Tabela 11). Essa possibilidade é corroborada pelos grãos de zircão herdados, com idades do Criogeniano ao Sideriano.

Tabela 11 – Resultados analíticos Sm-Nd e de Sr para o anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Std. Err. Abs (2s)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(629)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Std. Err. Abs (2s)
V-5B	3,3	14,5	0,512521	0,000007	0,14	-1,9	1,02	0,706984	0,000005

Fonte: O autor.

7 SÍNTESE DOS PRINCIPAIS RESULTADOS

As unidades mais antigas, de idade paleoproterozóica, na área mapeada representam o embasamento do Orógeno Araçuaí e incluem rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. Uma extensa zona de cisalhamento dextral, a Descontinuidade de Abre Campo, justapõe, tectonicamente, o Complexo Juiz de Fora, alóctone, e o Complexo Mantiqueira, autóctone. Os ortognaisses do Complexo Mantiqueira são bandados e foliados, de composição granítica, mais raramente tonalítica. Estas rochas mostram estruturas migmatíticas e textura proto-milonítica a milonítica. Dobras abertas a apertadas são comuns. Corpos de anfibolito ocorrem paralelos ao bandamento. A paragênese microclina + hornblenda + biotita + plagioclásio + quartzo expressa o metamorfismo progressivo em fácies anfibolito médio.

As rochas anfibolíticas inseridas no Complexo Mantiqueira ocorrem na forma de bandas e/ou boudins, em diversas escalas. Apresentam composição gabróica a gabro-diorítica, toleiítica, segundo uma série de médio titânio. Levando em consideração a complexibilidade mineral encontrada, a princípio, a distinção entre os anfibolitos será feita apenas pela presença, ou não, de granada. Os anfibolitos sem granada são faneríticos, inequigranulares, melanocráticos, com uma xistosidade mal desenvolvida devido ao tamanho dos grãos. A associação é hornblenda + plagioclásio + biotita + clinopiroxênio, com hornblenda em tons verde acastanhados, marcando assim a fácies anfibolito alto. Já os anfibolitos granatíferos mostram ampla variação na granulação. Através de análises petrográficas, diagnosticou-se a paragênese granada + clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + hornblenda acastanhada, que é típica de fácies granulito. Nestas rochas também ocorre plagioclásio cálcico em contatos poligonais, característica que indica metamorfismo de granulítico (Jordt-Evangelista, 1988). A trama varia de nematoblástica a granonematoblástica. Apresentam uma xistosidade bem desenvolvida, marcada pela orientação da hornblenda, biotita e fitas de quartzo. Os anfibolitos interdigitados ao Complexo Mantiqueira mostram sutil empobrecimento em terras raras pesadas e anomalia de Eu ausente a levemente negativa. Estes anfibolitos apresentam grande dispersão na maioria dos diagramas discriminatórios

de ambiente tectônico, pois revelam uma tendência aos campos de basalto intraplaca e MORB, mas, analisando outras relações elementares, as análises formam um nítido agrupamento nos campos de basalto continental e de ilha oceânica. Alguns desses anfibolitos granatíferos possuem aspecto granulítico, representada pela estrutura maciça e granulação grosseira. As características petrográficas destas rochas implicam em um caráter dúbio quanto sua gênese, que poderiam representar ocorrências pontuais das rochas metaígneas, englobadas na suíte charnockítica Pedra Dourada (Jordt-Evangelista *et al.*, 1994, In: Peres 2000), assim como intrusões ígneas tardias (Figura 48). Preliminarmente, aventam-se hipóteses para explicar a gênese e a relação estratigráfica dos anfibolitos intercalados no Complexo Mantiqueira, aqui estudados. Uma delas postula que os anfibolitos com assinatura intraplaca consistente seriam corpos correlatos do Anfibolito Pedra Preta, intrudidos no embasamento paleoproterozóico durante o rifteamento toniano, e posteriormente deformados e metamorfizados. Outra sugere que os protólitos dos anfibolitos granatíferos poderiam ser sedimentares, como margas posteriormente metamorfisadas. Ainda uma última hipótese considera que alguns corpos de anfibolitos seriam remanescentes oceânicos, interdigitados tectonicamente entre as rochas do embasamento.

Os ortognaisses charno-enderbíticos do Complexo Juiz de Fora são representantes de uma suíte cálcio-alcalina paleoproterozóica. Estas rochas foram geradas em ambiente de margem ativa e experimentaram metamorfismo na fácies granulito, marcado pela paragênese plagioclásio + quartzo + hiperstênio ± clinopiroxênio ± feldspato potássico. Granulitos máficos ocorrem como boudins centimétricos a métricos, alongados na direção NNE-SSW, paralelamente à foliação regional e ao bandamento dos ortognaisses do Complexo Juiz de Fora. A associação mineralógica é dada por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, também caracterizando a fácies granulito.

O Anfibolito Pedra Preta ocorre de forma restrita na porção nordeste da área, onde aflora como morro alongado na direção N-S. Apresenta coloração verde escura e granulação predominantemente grossa a eventualmente média. Geralmente bem foliado, às vezes mostra fino bandamento, descontínuo e irregular,

marcado por vênulas félsicas que podem conter cristais de anfibólio. Possui textura granoblástica a nematoblástica e é composto, essencialmente, por anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio cálcico e titanita, uma assembléia mineral típica de fácies anfibolito alto. Os principais minerais acessórios são apatita, quartzo, calcopirita, pirita, pirrotita e outros opacos. O Anfibolito Pedra Preta tem afinidade toleítica e assinatura de ambiente intraplaca. A amostra apresenta um padrão de terras raras com enriquecimento em ETRL e empobrecimento em pesados ($\text{LaN/YbN} = 7,39$). A anomalia de európio é discreta e negativa ($\text{Eu/Eu}^* = 1,6$). Análises isotópicas U-Pb (LA-ICP-MS) revelam valores concordantes em 895 ± 16 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática do magma máfico, e em 571 ± 10 Ma, considerado como a idade do metamorfismo sin-colisional, além de grande número de grãos de zircão herdados com idades do Mesoproterozóico ao Arqueano. Os dados isotópicos Sm-Nd em rocha total fornecem idade-modelo (TDM) de ca. 1 Ga e $\epsilon\text{Nd}(895 \text{ Ma})$ em torno de -4, dados que associados ao grande número de grãos de zircão herdados e assinatura litoquímica, evidenciam solidamente uma origem em ambiente intraplaca continental (rifte) para o Anfibolito Pedra Preta.

O Grupo Dom Silvério é representado por uma associação metavulcano-sedimentar alóctone que ocorre em uma calha sinformal, limitada por zonas de cisalhamento, sobre o Complexo Mantiqueira (Peres 2000). A unidade basal é constituída por xistos biotíticos portadores de granada e/ou cianita e/ou grafita com intercalações de anfibólio xisto (que representaria um protólito vulcânico máfico), superpostos, em contato gradacional, por mica-quartzo xisto e sericita quartzito. Os xistos pelíticos indicam metamorfismo de fácies anfibolito baixo, zona da cianita. Uma amostra do anfibólio xisto (V-5B) se caracteriza como basalto toleítico de médio titânio, com assinatura intra-placa tendente a oceânica. O padrão de distribuição de terras raras evidencia moderado enriquecimento em ETRL em relação a ETRP ($\text{LaN/YbN} = 7,18$) e anomalia de európio positiva ($\text{Eu/Eu}^* = 2,08$). Uma dezena de cristais de zircão com razões Th/U tipicamente magmáticas fornecem um valor U-Pb (LA-ICP-MS) concordante em 629 ± 5 Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática do magma máfico. Mas, quatro grãos de

zircão, com idades em torno de 770-790 Ma, 1737 Ma, 2074 Ma e 2475 Ma, são herdados. O resultado Sm-Nd forneceu uma idade-modelo (TDM) de ca. 1 Ga e $\epsilon\text{Nd}(629 \text{ Ma})$ em torno de -2. Os dados isotópicos juntamente com os dados litoquímicos evidenciam magma mantélico que foi contaminado por material continental, para o protolito ígneo do anfibólio xisto Dom Silvério.

A coexistência de silimanita prismática e feldspato potássico, juntamente com grande quantidade de fusão parcial, no paragnaisse migmatítico do Grupo Andrelândia, assim como a paragênese ortopiroxênio + clinopiroxênio + granada das intercalações de rocha calcissilicática, implicam em condições de metamorfismo na transição de fácies anfibolito-granulito. Os litotipos Andrelândia constituem escamas tectonicamente interdigitadas no Complexo Juiz de Fora. Dados U-Pb de grãos detríticos de zircão de uma amostra de paleossoma do paragnaisse Andrelândia revelam quatro modas com médias de idade em $615 \pm 17 \text{ Ma}$ (16%), $1359 \pm 32 \text{ Ma}$ (2%), $1728 \pm 13 \text{ Ma}$ (27%) e $1953 \pm 10 \text{ Ma}$ (55%). A idade de $615 \pm 17 \text{ Ma}$ define a idade máxima de deposição do sedimento. Oito spots analíticos U-Pb, em grãos e/ou bordas metamórficas de zircão, fornecem uma idade concordante de $586 \pm 9 \text{ Ma}$ para o metamorfismo regional.

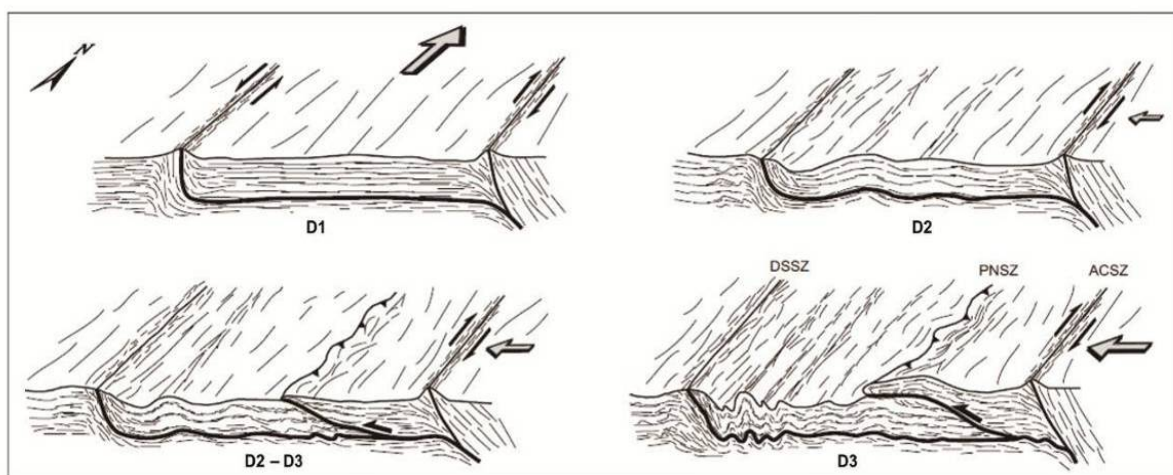
A fase de deformação referente à orogenia paleoproterozóica ocorre raramente no ortognaisse Mantiqueira, pois foi muito obliterada pela deformação brasileira.

Este último e complexo evento tectônico, a Orogenia Brasileira, acarretou a formação de diversas estruturas que se organizam em três fases deformacionais (Figura 60). A fase D1 indica um transporte tectônico para norte (Peres *et al.*, 2004, Alkmim *et al.*, 2007). A fase D2 imprimiu um transporte tectônico dirigido para oeste, assim como a fase D3, que representaria um aumento da intensidade da tectônica para oeste, a qual foi responsável pela formação da Zona de Cisalhamento de Ponte Nova. A evolução da fase D3 teria sido responsável também pela instalação da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, para acomodar o escape lateral de massa ao final do estágio colisional (Figura 60).

Durante o Mesozóico-Cenozóico, ocorreu uma tectônica distensiva em consequência do reajustamento isostático da margem continental. A consequência

desta tectônica são lineamentos visíveis em várias partes da costa e no interior do continente. A direção preferencial dos grandes lineamentos é NE-SW, com uma família secundária de direção NW-SE. De acordo com Noce *et al.*, (2003), em toda a Folha Ubá e na porção oeste da área estudada, ocorre uma feição desta tectônica distensiva denominada de Horst da Serra da Boa Vista com direção NE-SW.

Figura 60 – Fases de deformação do evento Brasileiro.



Legenda: Blocos-diagramas para as fases de deformação do evento brasileiro DSSZ, Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; PNSZ, Zona de Cisalhamento de Ponte Nova; ACSZ, Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Fonte: Peres *et al.*, (2004).

8 CONCLUSÃO

Os dados apresentados trazem novas evidências para o melhor entendimento da evolução do Orógeno Araçuaí, na região de fronteira com o Orógeno Ribeira. Estes dois orógenos são segmentos de um mesmo sistema orogênico brasileiro, a Província Mantiqueira, embora mostrem particularidades decorrentes de diferenças herdadas de distintos ambientes paleotectônicos e paleogeográficos, e da exposição de níveis crustais diversos (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001, 2008; Heilbron *et al.*, 2004, 2008).

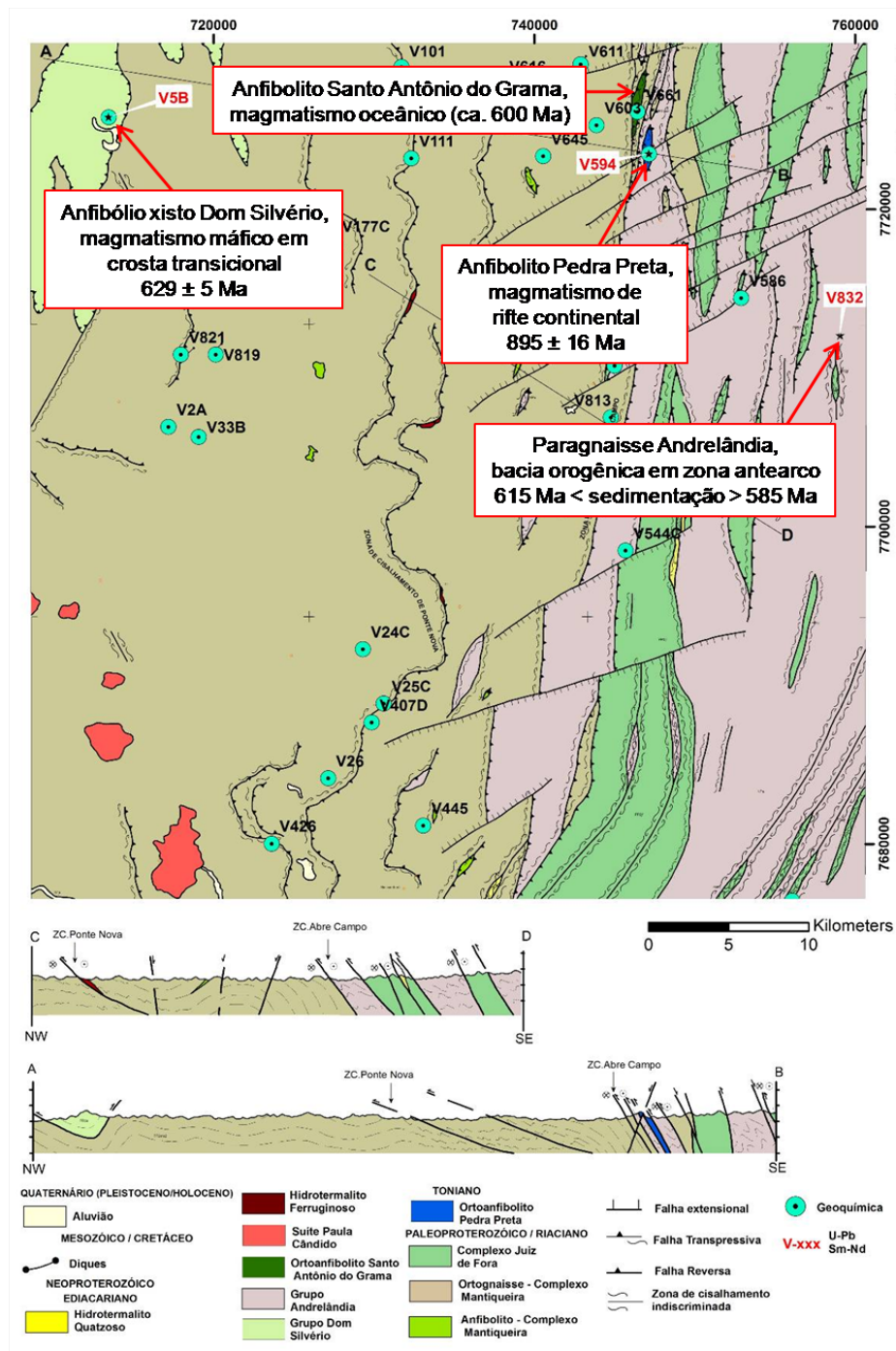
A região enfocada, em parte coberta pelo mapa geológico da Folha Viçosa, apresenta grande número de corpos anfíbolíticos de dimensões centimétricas a quilométricas, intercalados nos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e no Grupo Andrelândia (Gradim *et al.*, 2011). Queiroga (2010) demonstrou que o maior corpo de ortoanfíbólito (metagabro) da região, o Anfíbólito Santo Antônio do Grama, localizado imediatamente a norte da área mapeada, representa uma espessa lasca de crosta oceânica ediacarana, cuja idade de cristalização magmática situa-se em torno de 600 Ma e o metamorfismo impresso em bordas de zircão tem idade em ca. 570 Ma.

Com base nestas informações buscou-se caracterizar outros remanescentes ofiolíticos correlatos do Anfíbólito Santo Antônio do Grama. Por isto, uma amostra do Anfíbólito Pedra Preta, um corpo tectonicamente intercalado no Grupo Andrelândia (Figura 61), foi escolhida para estudos analíticos mais conclusivos, os quais, entretanto, revelaram o primeiro registro de um rifte toniano na região abordada.

O Anfíbólito Pedra Preta, que tem idades de cristalização magmática em 895 ± 16 Ma e de metamorfismo em 571 ± 10 Ma, além de atributos litoquímicos e isotópicos de magmatismo máfico intraplaca em ambiente continental, se correlaciona com o rifteamento toniano do Paleocôntinente São Francisco-Congo, o qual é representado, dentre outros, pelas suítes Salto da Divisa (ca. 875 Ma, Silva *et al.*, 2008) e Pedro Lessa (ca. 900 Ma, Machado *et al.*, 1989), do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares e Alkmim 2011), e por granitos anorogênicos e vulcanismos

bimodais, datados entre 999 Ma e 860 Ma, da Faixa Congo Ocidental (Tack *et al.*, 2001; Thiéblemont *et al.*, 2011).

Figura 61 – Destaque das amostras datadas e suas interpretações, indicadas sobre o mapa geológico simplificado da Folha Viçosa.



Fonte: modificado de Gradim *et al.*, (2011).

Outro corpo de anfibolito, situado cerca de 1 km a NW do Anfibolito Pedra Preta, mas intercalado no Complexo Mantiqueira, apresenta atributos litoquímicos compatíveis com ambiente oceânico e, embora não tenha sido datado, é correlacionado com o Anfibolito Santo Antônio do Grama (Figura 62).

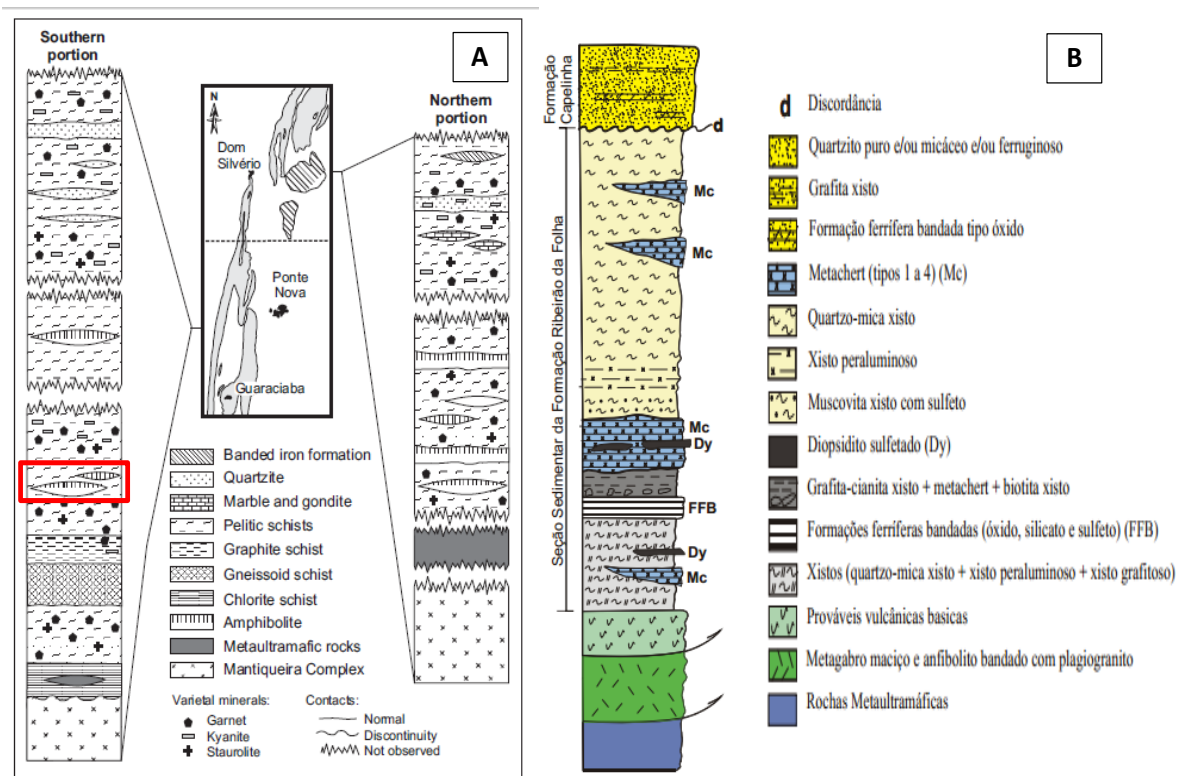
Ainda em relação aos anfibolitos analisados nesta dissertação, chama a atenção o fato das amostras dos corpos intercalados no Complexo Mantiqueira apresentarem atributos litoquímicos contrastantes, espalhando-se por ambientes continentais e intraoceânicos (vide capítulo sobre litoquímica). Isto sugere que os anfibolitos intercalados no Complexo Mantiqueira podem representar não somente diversos ambientes tectônicos como, também, magmatismos de diferentes idades. Esse é um tema importante para estudos futuros, se se considera a multiplicidade de eventos magmáticos que se tem identificado na evolução do Paleocontinente São Francisco-Congo e do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

A amostra de paragnaisse do Grupo Andrelândia (Figura 61), que forneceu idade máxima de sedimentação em 615 ± 17 Ma e idade de metamorfismo em 586 ± 9 Ma, vem reforçar a hipótese de que o Grupo Andrelândia, no Orógeno Araçuaí, também inclui depósitos de bacia orogênica, com contribuição sedimentar proveniente do Arco Magmático Rio Doce (ca. 630-585 Ma; Pedrosa-Soares *et al.*, 2007, 2008; Belém *et al.*, 2011). Em vista da localização da amostra do paragnaisse Andrelândia no cenário regional (Figura 4), situada a oeste do arco magmático e a leste da zona com ofiolitos neoproterozóicos, interpreta-se que esta pilha metassedimentar seja representante de bacia de antearco do Orógeno Araçuaí.

Em relação ao metamorfismo, tanto o Anfibolito Pedra Preta quanto o paragnaisse Andrelândia registram o estágio colisional do Orógeno Araçuaí, limitado por idades U-Pb de zircão metamórfico ou sobrecrecimentos em grãos ígneos entre ca. 585 Ma e ca. 550 Ma (e.g., Silva *et al.*, 2011). Entretanto, para o paragnaisse, spots com razões Th/U metamórficas e idades no intervalo 590-630 Ma sugerem registros de metamorfismo pré-colisional, o qual, naturalmente, teve lugar no arco magmático (Figura 54, Tabela 8).

Os dados da amostra de anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério são mais difíceis de interpretar, em parte devido à falta de imagens dos cristais de zircão analisados. A associação litológica do Grupo Dom Silvério (Figura 62) sugere ambiente oceânico (Brandalise, 1991a; Jordt-Evangelista, 1992; Jordt-Evangelista e Roeser, 1988) e, por isto, foi correlacionada com a sucessão ofiolítica de Ribeirão da Folha-São José da Safira (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992, 1998, 2001; Cunningham *et al.*, 1998; Peres *et al.*, 2004).

Figura 62 – Coluna estratigráfica do Grupo Dom Silvério e sucessão litológica do Ofiolito de Ribeirão da Folha.



Legenda: A, coluna estratigráfica do Grupo Dom Silvério (Peres *et al.*, 2004), com destaque para as intercalações de rochas anfibolíticas em xistos pelíticos (retângulo vermelho) onde se coletou a amostra de anfibólio xisto (V-5B) analisada; B, sucessão litológica do Ofiolito de Ribeirão da Folha (Queiroga, 2006). Fonte: modificado de Peres *et al.*, (2004) e Queiroga (2006).

As composições mineralógicas e química do anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério evidenciam protolito ígneo máfico, mas não se pode afirmar que esta intercalação seja representante de rocha vulcânica ou algum corpo intrusivo,

embora a primeira hipótese seja mais favorável em vista da sucessão litoestratigráfica (Figura 62). Fato é que a amostra analisada apresenta grãos de zircão herdados, cujas idades remetem para eventos conhecidos regionalmente (Figura 58), além de atributos litoquímicos, e valores isotópicos Sm-Nd e de Sr que sugerem alguma contribuição de material continental incorporado no magma máfico. Desta forma, interpreta-se o anfibólio xisto do Grupo Dom Silvério como representante de magmatismo máfico em crosta transicional (i.e., em crosta mista composta de partes continentais superestiradas associadas com componentes mantélicos que podem se apresentar como intrusões máficas a derrames).

Uma hipótese alternativa, mas improvável, seria considerar que todos os grãos de zircão magmático, que sustentam a idade-concórdia de 629 ± 5 Ma (Figura 59), seriam uma contribuição do Arco Rio Doce e, portanto, o anfibólio xisto representaria material vulcanoclástico (a verificação desta hipótese demanda, necessariamente, o estudo de imagens adequadas dos grãos analisados).

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P. & Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149:43-63.
- 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. & Litwinski, N. 1984. *Província Mantiqueira – Setor Setentrional. In: O Pré-Cambriano no Brasil*. Ed. Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. Editora Edgard Blücher Ltda. 378p. São Paulo. Brasil. In: Peres GG. 2000. O Grupo Dom Silvério na região leste de Minas Gerais: arcabouço estrutural e evolução tectônica. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 125 p.
- Babinski, M., Gradim, R.J., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Noce, C.M. & Liu, D. 2005. Geocronologia U–Pb (SHRIMP) e Sm–Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4):77-81.
- Barbosa, O. 1954. Evolution du geossinclinal Espinhaço. In: Inter. Geol. Congr., Comptes. Rendus, section XIII, 19e session: 1-37, 1952, Argélia. In: Peres G.G., Alkmim F.F., Jordt-Evangelista H. 2004. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76:771-790.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133:1-27
- Belém, J., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Silva, L.C., Armstrong, R., Fleck, A., Gradim, C., Queiroga, G. 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos*, 19(2):224-243.
- Brandalise, L.A. 1991. *Folha Ponte Nova*, SF. 23-X-B-II, 1:100.000, Estado de Minas Gerais. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos). Brasília, DNPM/CPRM. 194 p. (Texto explicativo).
- Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 6:2631-2648.

- Chemale Jr., F, Kawashita K., Dussin I. A., Ávila J. N., Justino D., Bertotti, A. L. 2008. U-Pb zircon dating with MC-ICP-MS using mixed detector configuration. In: South America Symposium on Isotope Geology, 6, Extended Abstracts, CDROM.
- Costa, A.G.; Rosière, C.A.; Moreira, L.M. & Fischel, D.P. 1995. Caracterização geotectônica do setor setentrional do Cinturão Ribeira: evidência de acreção neoproterozóica no leste de Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 3(2):55-68.
- Costa, A.G. 1998. The granulite-facies rocks of the northern segment of the Ribeira Belt, eastern Minas Gerais, SE Brazil. *Gondwana Research*, 1:367-372.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Punkhurst, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen & Unwin Publishers, 450 p., 1979.
- Cunningham, D., Alkmim, F. F. & Marshak, S. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): The roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, 92:251-275.
- Duarte B. P., Figueiredo M.C.H., Campos Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Brás. Geoc.*, 27: 67-82.
- Duarte B.P. 1998. *Evolução tectônica dos ortogneisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G.: Geologia, petrologia e geoquímica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado 280 p.
- Duarte, B.P., Heilbron, M., Campos Neto M. C., Porto, Jr. R. 1999. The Garnet Charnockite Plutonic Body of the Juiz de Fora Region, Central Segment of the Pan-African- Brasileiro Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: SBG/BA, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7, *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:56-57.
- Duarte, B.P., Valladares, C.S., Valente, S.C., Heilbron, M. 2002. Petrologia do embasamento Arqueano a Eo-Proterozóico do setor central da Faixa Ribeira. *Geochimica Brasiliensis*, 44:251-275.
- Duarte, B.P., Heilbron M., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G., Almeida, J.C., Almeida, G.C. 2003. *Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador*. In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 6, p. 153-258.
- Duarte, B.P., Valente, S.C., Heilbron, M., Campos Neto, M.C. 2004. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: An Archaean to Paleoproterozoic basement unit reworked during the Pan-African Orogeny. *Gondwana Research*, 7:437-450.

- Dürkop, C, Linder, B., Jordt-Evangelista, H. 1997. Caracterização petrológica e geoquímica do Grupo Dom Silvério no seu local tipo, região de Dom Silvério, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9., Anais. *Ouro Preto: SBG Núcleo MG*, 14:105-106.
- Ebert H. 1955. Pesquisas geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DGM, p. 79-89 (Relatório Anual do Diretor). In: Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15:17-23.
- Ebert H. 1957. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor). In: Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15:17-23.
- Ebert H. 1958. Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais: Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 183, 48 p. In: Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15:17-23.
- 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(2):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*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 98 p.
- Fische, D.P., Pimentel M.M., Fuck R.A., Costa A.G., Rosière, C.A. 1998. *Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abre campo Manhaçu region, Minas Gerais, Brazil*. In: International Conference on Basement Tectonics, 14, Abstracts, p. 21-23.
- Fontes, C.Q., Netto, C.C., Costa, M.R.A., Baltazar, O.F. & Silva, S.L. 1978. *Projeto Jequitinhonha. Relatório Final, Convênio CPRM/DNPM. Belo Horizonte, MG*. In: Peres GG. 2000. O Grupo Dom Silvério na região leste de Minas Gerais: arcabouço estrutural e evolução tectônica. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 125 p.
- Gradim, D.T., Queiroga, G.N., Novo, T.A., Noce, C.M., Pedrosa-Soares A.C., Romano, A.W., Martins M., Alkmim, F.F., Bastos, C.F., Suleimam M.A. 2011. Geologia da região de Jequeri-Viçosa (MG), Orógeno Araçuaí Meridional. *Geonomos*, 19(2):107-201
- 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(4):59-69.

- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H, Tupinambá M., Valladares C.S., Silva, L.G.E., Nava D.B., Dios F.B. 1993. *Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, ao sul do Cráton do São Francisco*. In: SBG, Simp. Sobre Cráton São Francisco, 2, Salvador, Anais, 263-265.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogenese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:245-266.
- Heilbron M., Machado N., Duarte B. P. 2001. *Evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen in SE Brazil: a view from the Neoproterozoic Ribeira Belt*. In: GAC-MAC Joint Annual Meeting, St. Johns, Canada, Abstracts, v.26, p.61.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125:87-112.
- Heilbron, M.L., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R. & Janasi, V.A. 2004. *Província Mantiqueira*. In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R.A.J., 2008. *Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions*. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M. (eds.), *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publication 294, pp. 211-232.
- Inda, H.A.V., Schorscher, H.D., Dardenne, M.A., Schobbenhaus, C., Haraly, N.L.E., Branco, P.C. & Ramalho, R. 1984. *O Cráton São Francisco e a faixa de Dobramentos Araçuaí*. In: *Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente*. Ed.: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E. p.: 193-248. MME/DNPM, Brasília, DF. In: Peres GG. 2000. *O Grupo Dom Silvério na região leste de Minas Gerais: arcabouço estrutural e evolução tectônica*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 125 p.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- Jackson, S.E., Pearson N.J., Griffina 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

- Jensen L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks*. Ontario Division of Mines, Misc., Paper 66.
- Jordt-Evangelista, H. 1992. O Grupo Dom Silvério, SE de Minas Gerais: petrografia, metamorfismo, geoquímica e geologia econômica. *Revista Escola de Minas*, 45: 140-142.
- Jordt-Evangelista, H. 1988. *Apostila de Minerais Petrográficos de Rochas Ígneas e Metamórficas: resumo das propriedades óticas e ocorrências*. UFOP, 125 p.
- Jordt-Evangelista, H. and Roeser, H. 1988. *Contribuição à petrologia do Grupo Dom Silvério, sudeste de Minas Gerais*. In: Cong Bras Geol, 35, Anais... Belém: SBG 3: 1183-1192.
- Jordt-Evangelista, H.; Roeser, H., Eleutério, L. 1994. *Charnoquitos de natureza ígnea na região de Dom Silvério, MG*. In: Cong Bras Geol, 38, Anais... Camboriú: SBG 3: 30-32.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford, Blackwell, 193 p.
- Lima, J.O.A., Ferreira, C.M. and Schmidt, J.C. 1973. *Relatório do mapeamento do Setor G da Geotransversal E-W. Ouro Preto*: Minist. Min. Energ. DNPM - Escola de Minas/UFOP. In: Peres GG. 2000. O Grupo Dom Silvério na região leste de Minas Gerais: arcabouço estrutural e evolução tectônica. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 125 p.
- Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G. & Almeida-Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia UPb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia*, 10:171-174.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C. 1996. UPb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 69:347-361.
- Martins, M.S. 2006. *Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG*. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Tese de Doutorado.
- Nóbrega II. M., Ribeiro F. V. R. 2004. *Mapeamento geológico da região de São Pedro dos Ferros e caracterização tecnológica do Anfibólito Santo Antônio do Gramma, escala 1:25.000*. Trabalho de Graduação, Instituto de geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 88p.
- Noce, C.M.; Romano, A.W.; Pinheiro, C.M.; Mol, V.S., Pedrosa-Soares, A.C. 2003. *Geologia das Folhas Ubá e Muriaé*. In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords.). Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e

- Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, cap.12, p.623-659.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Piuzana, D., Armstrong, R., Laux, J.H., Campos, C.M.; Medeiros, S.R. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex 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*, 349:587-592, 2004.
- Noce, C.M., Costa, A.G., Piuzana, D., Vieira, V.S. & Carvalho, C. 2006. *Geologia da Folha Manhauçu 1:100.000*. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15:17-23.
- Novo, T.A. 2009. *Significado Geotectônico das rochas Charnockíticas da região de Carangola: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 87 p.
- Pearce, J.A., Gorman, B.E., Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36:121-132.
- Pearce, J.A. 1983. *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*. In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, T.H., Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19:290-300.
- Pearce, T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. 1975. The TiO_2 - K_2O - Pa_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 24:419-426.
- 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., 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. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. *Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil*. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- 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 Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 110:307-323.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Castañeda, C.; Queiroga, G.N.; Gradim, C.T.; Belém, J.; Roncato, J.; Novo, T.; Dias, P.H.A.; Gradim, D.T.; Medeiros, S.R.; Jacobsohn, T.; Babinsky, M.; Vieira, V.S. 2006. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, 14:99-111.
- Pedrosa-Soares (b), A.C.; Queiroga, G.N.; Gradim, C.T.; Roncato, J.; Novo, T.; Jacobsohn, T.; Silva, K. L. *Nota Explicativa da Folha Mantena, 1:100.000*. In: Folha Mantena. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM/UFMG, CD-ROM, 2006.
- 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.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. *Special Publications*, 294:153-172.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Alkmim, F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, 19(2):244-251.
- Peres GG. 2000. O Grupo Dom Silvério na região leste de Minas Gerais: arcabouço estrutural e evolução tectônica. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 125 p.
- Peres G.G., Alkmim F.F., Jordt-Evangelista H. 2004. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 76:771-790.
- Queiroga, G.N. 2006. *A seção sedimentar sulfetada do ofiolito de Ribeirão da Folha e seu potencial metalogenético, Orógeno Araçuaí, MG*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 107 p.
- Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M.; Alkmim, F.F.; Pimentel, M.M.; Dantas, E., Martins, M., Castañeda, C., Suita, M.T.F., Prichard, R. 2007. Age of

- the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, 15(1):61-65.
- Queiroga, G.N. 2010. *Caracterização dos restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Minas Gerais, 180 p.
- Raposo, F.O. 1991. *Folha Rio Espera, SF. 23-X-B-IV, 1:100.000, Estado de Minas Gerais*. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos). Brasília, DNPM/CPRM. 200 p. (Texto explicativo).
- Rogers, J.W., Santosh M., 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press, 289 p. In: Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15:17-23.
- Rosier, G.F. 1957. *A Geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano. Rio de Janeiro*, DNPM/GGM, Boletim 166, 58 p. In: Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15:17-23.
- Serri, G. 1981. The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(1):203-212.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M, Carneiro, M.A., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C., Cardoso-Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e 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 Palecontinent. *Gondwana Research*, 13:527-537.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Noce, C.M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental. *Geonomos*, 19(2):244-251.

- Stacey, J.S., Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26:207-222.
- Sun, S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (eds). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, *Special Publications*, 42 313-345.
- 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.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.H. 1985. *The Continental Crust: It's Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Thiéblemont, D., Prian, J.P., Goujou, J.C., Boulingu, 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 geochronological and geochemical data on the West-Congolian orogen in Gabon (SYSMIN project, Gabon 2005-2009)*. In: 23 Colloquium of African Geology, posters and abstracts.
- Uhlein A. 1991. *Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais*. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 295 p.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Trouw, R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., 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*, 294:197-210.
- Wernick, E. 2004. *Rochas magmáticas - Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica*. São Paulo: Editora UNESP, p. 656.
- Williams, H., Turner, F.J., Gilbert, C.M. 1982. *Petrography – Na Introduction to the Study of Rocks in thin Sections*, 2. ed., San Francisco.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman 470p.
- Yardley, B. W. D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. Editora UnB, Brasília, 434 p.

Xinhua Z; Yin, A; Ryerson, F.J. 2000. The Zedong Window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 105:19.211–19.230.

