

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia
Superintendência Regional de Belo Horizonte

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA JEQUERI*
SF.23-X-B-II-4

Escala 1:50.000
ESTADO DE MINAS GERAIS

***Parceria com**



Contrato Nº 010/PR/2010



BELO HORIZONTE
2014

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL – PGB
INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE
AV. BRASIL, 1731 – BAIRRO FUNCIONÁRIOS
BELO HORIZONTE – MG – 30.140-002
FAX: (31) 3878-0383
TEL: (31) 3878-0307
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR
BIBLIOTECABH@CPRM.GOV.BR

Queiroga, Gláucia Nascimento.
Geologia e recursos minerais da Folha Jequeri
SF.23-X-B-II-4 : estado de Minas Gerais / Gláucia
Nascimento Queiroga ... [et al.] ... – Belo Horizonte: CPRM,
2014.
78 p. : il. ; 30 cm

ISBN 978-85-7499-185-6

Programa Geologia do Brasil

1.Geologia regional – Brasil Minas Gerais. 2.Recursos
minerais – Brasil – Minas Gerais. I.Título.

CDD 558.151

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA NA DIDOTE/SEUS POR
TERESA CRISTINA SAMPAIO ROSENHAYME - CRB7 / 5663

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia
Superintendência Regional de Belo Horizonte

Programa Geologia do Brasil

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA JEQUERI**

ESTADO DE MINAS GERAIS

Gláucia Nascimento Queiroga
Daniel Tavares Gradim
Antônio Carlos Pedrosa-Soares
Rodrigo Rocha Pinho
Francisco Vilela
Carlos Maurício Noce†
Tálita Nola
Tiago Amâncio Novo
Moisés Abraão Suleimam de Oliveira
Camila Franco Basto



BELO HORIZONTE
2014

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia
Superintendência Regional de Belo Horizonte

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA JEQUERI

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
Edison Lobão
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
Carlos Nogueira da Costa Junior
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Manoel Barretto da Rocha Neto

Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Eduardo Santa Helena

Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia

Edilton José dos Santos

Chefe de Divisão de Geologia Básica

Patrícia Durringer Jacques

Chefe de Divisão de Geoprocessamento

Paulo Roberto Macedo Bastos

Chefe da Divisão de Cartografia

Ernesto von Sperling

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Marco Antônio Fonseca

Superintendente Regional

Márcio Antônio da Silva

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Márcio de Oliveira Cândido

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

Marcelo de Araújo Vieira

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Cléria Sebastiana Vieira

Gerente de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Professor Jaime Arturo Ramírez

Reitor

Professora Maria Márcia Magela Machado

Diretora do Instituto de Geociências

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia
Superintendência Regional de Belo Horizonte

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Gláucia Nascimento Queiroga - UFMG	Carlos Maurício Noce† - UFMG
Daniel Tavares Gradim - UFMG	Tálita Nola - UFMG
Antônio Carlos Pedrosa-Soares - UFMG	Tiago Amâncio Novo - UFMG
Rodrigo Rocha Pinho - UFMG	Moisés Abraão Suleimam de Oliveira - UFMG
Francisco Vilela - UFMG	Camila Franco Basto - UFMG

COORDENAÇÃO - UFMG

Antônio Carlos Pedrosa Soares

APOIO TÉCNICO CPRM

<i>Departamento de Geologia</i>	Marcelo de Araújo Vieira
Reginaldo Alves dos Santos	<i>Revisão preliminar do Texto</i>
<i>Divisão de Geologia Básica</i>	Valter Salino Vieira
Edilton José dos Santos	<i>Organização e Coordenação</i>
<i>Divisão de Geoprocessamento</i>	Luiz Carlos da Silva
João Henrique Gonçalves	<i>Colaboração - Estagiários de Geologia</i>
<i>Superintendência Regional de Belo Horizonte</i>	Guilherme Cotta Gonçalves
Marco Antônio Fonseca	Caroline Cibele Vieira Soares
<i>Gerência de Recursos Minerais</i>	<i>Coordenação de Revisão Bibliográfica</i>
Márcio Antônio da Silva	Roberta Pereira da Silva de Paula
<i>Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	<i>Organização, Preparo e Controle da Edição Final</i>
	Alan Düssel Schiros

Editoração para publicação
UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação – DERID - Ernesto von Sperling
Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK - José Márcio Henriques Soares
Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP/SA – Reginaldo Leão Neto – SIG/GEOBANK

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para mais investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a consequente geração de oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa também são aplicados em projetos de águas subterrâneas, gestão territorial e em outras atividades de interesse social. Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico.

Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia entre a interação de parcela considerável do universo acadêmico com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil resulta em enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico, que beneficia não apenas a academia e a CPRM, mas também a comunidade geocientífica e à indústria mineral. Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou àqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outras aplicações.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos da CPRM (GEOBANK), incorporando o que existe de mais atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicada à cartografia geológica básica. Este volume contém a Nota Explicativa da Folha Jequeri (SF.23-X-B-II-4), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:50.000 em ambiente SIG, executado pela UFMG, através do Contrato CPRM-UFMG No.010/PR/2010.

Esse conjunto também está disponível no Portal da CPRM na Internet, no endereço www.cprm.gov.br.

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor - Presidente
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

RESUMO

A área coberta pela Folha Jequeri 1:50.000, situada na região leste do Estado de Minas Gerais, contém dois complexos ortognáissicos de alto grau metamórfico, rochas metassedimentares paraderivadas, anfibolíticas e graníticas, além de diques máficos diabasóides e aluviões. As unidades mais antigas, de idade paleoproterozóica, representam o embasamento do orógeno e incluem rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. O Complexo Mantiqueira consiste essencialmente de anfibólio-biotita gnaisse bandado, de composição granítica a tonalítica, foliado e migmatizado em intensidades diversas, com intercalções de anfibolitos de granulação fina a média. O Complexo Juiz de Fora é representado por gnaisse enderbítico de coloração esverdeada, migmatítico, cuja composição mineral indica fácies granulito. Corpos de granulito máfico e ultramáfico ocorrem intercalados aos ortognaisses. O contato entre as duas unidades do embasamento é marcado pela Zona de Cisalhamento de Abre Campo, sutura paleoproterozóica reativada no Neoproterozóico como falha transpressional dextrógena. A cobertura metassedimentar neoproterozóica (Grupo Andrelândia) está representada por paragnaisses granatíferos migmatíticos com intercalações de rocha calcissilicática. Corpos de hidrotermalito quartzoso, associados às estas três unidades, estão intimamente ligados às zonas de cisalhamento presentes na área mapeada. Três unidades apresentam idade Ediacariana – os corpos de ortoanfíbilito Santo Antônio do Grama, de rocha meta-ultramáfica Córrego do Pimenta e de (meta) granitóide Serra dos Vieiras. Completam o quadro geológico da Folha Jequeri diques de diabásio e depósitos aluvionares – sedimentos inconsolidados predominantemente arenosos. Os principais requerimentos de pesquisa na área são para granito ornamental, minério de alumínio, ouro em leitos dos principais rios/córregos, manganês e, subordinadamente, areia, bauxita e minério de ferro.

A Folha Jequeri possui como importante característica geológica o fato de conter um fragmento oceânico representado pela Suíte Santo Antônio do Grama, composta pelo corpo de Ortoanfíbilito Santo Antônio do Grama e pela rocha Meta-Ultramáfica Córrego do Pimenta. O ortoanfíbilito é um grande corpo gabróico com composição muito homogênea, deformado e metamorfozido em fácies anfíbilito alto a granulito, essencialmente composto por piroxênios, hornblenda, plagioclásio cálcico e titanita, com assinaturas química e isotópica Sm-Nd (épsilon +1,08 a +4,73) oceânicas. Zircões límpidos, uniformes e com poucos zonamentos deste metagabro mostram idade U-Pb de 595 ± 6 Ma para a cristalização magmática, indicando tratar-se de um remanescente oceânico do Neoproterozóico.

Palavras-chave: Orógeno Araçuaí, Jequeri, zona de cisalhamento, embasamento, ortognaisses, paragnaisses, anfibolitos.

ABSTRACT

The Jequeri area, located on the eastern portion of Minas Gerais state, contains two high-grade metamorphic orthogneiss complexes, paraderived metasedimentary rocks, amphibolites, granitoids, diabasoid mafic dikes and alluvium. The oldest units – paleoproterozoic age – are related to the basement of the Araçuaí Orogen and represented by Mantiqueira and Juiz de Fora complexes. The Mantiqueira complex consists predominantly of migmatitic and banded amphibole-biotite orthogneiss, foliated, ranging in composition from granite to tonalite, with minor fine to medium-coarse grained amphibolite intercalations. The Juiz de Fora complex is composed of granulite facies orthogneisses, with predominance of enderbitic composition. The Mantiqueira and Juiz de Fora complexes were juxtaposed by a dextral-reverse, high-angle shear zone of Brasiliano age – the Abre Campo Fault. The neoproterozoic metasedimentary cover (Andrelândia Group) is represented by migmatitic garnet-paragneisses with calcsilicate intercalations. Small quartz-rich hydrothermalite bodies, associated to these three units, are closely related to the shear zones in the mapped area. Three units show Ediacaran age – Santo Antônio do Grama orthoamphibolite, Córrego do Pimenta meta-ultramafic body and Serra dos Vieiras (meta) granitoid. Diabase dikes and alluvium – composed mainly by sandy material – complete the geologic framework of the mapped area. The main requirements for research in the area are dimension stone, aluminum ore, gold along the main drainage beds, manganese ore and, subordinate, sand, bauxite and iron ore.

The Jequeri Sheet has, as the main geological characteristic, the presence of an oceanic sliver represented by the Santo Antônio do Grama Suite – including the Santo Antônio do Grama orthoamphibolite and Córrego do Pimenta meta-ultramafic body. The amphibolite is a huge gabbroic body composed of hornblende, calcic plagioclase, pyroxenes and titanite, deformed and metamorphosed under high-amphibolite to granulite facies, with oceanic chemical and Sm-Nd isotopic (epsilon +1,08 to +4,73) signatures. Clean, uniform and poorly zoned zircon crystals from this metagabbro yielded U-Pb age of 595 ± 6 Ma for magmatic crystallization, indicating a Neoproterozoic oceanic remnant.

Keywords: Araçuaí Orogen, Jequeri, shear zone, basement, orthogneiss, paragneiss, amphibolites

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	17
1.2 - DADOS DE PRODUÇÃO	18
1.3 - AGRADECIMENTOS.....	19
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
2.1 - ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO.....	21
2.2 - SÍNTESE DA ESTRATIGRAFIA REGIONAL.....	21
2.2.1 - Complexo Mantiqueira.....	23
2.2.2 - Complexo Juiz de Fora	24
2.2.3 - Grupo Andrelândia	24
2.2.4 - Anfibolito Santo Antônio do Grama	26
2.2.5 - Supersuíte G2	26
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	27
3.1 - COMPLEXO MANTIQUEIRA	27
3.2 - COMPLEXO JUIZ DE FORA	29
3.3 - GRUPO ANDRELÂNDIA.....	33
3.4 - SUITE SANTO ANTÔNIO DO GRAMA.....	39
3.4.1 - Ortoanfibolito Santo Antônio do Grama.....	39
3.4.2 - Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta	39
3.5 - CORPO SERRA DOS VIEIRAS	39
3.6 - DIQUES MÁFICOS	40
3.7 - ALUVIÕES	42
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	45
4.1 - ACERVO DÚCTIL.....	45
4.1.1 - Deformação Pré-Brasiliana.....	45
4.1.2 - Deformação Brasileira.....	45
4.2 - ACERVO RÚPTIL.....	47
5 – PETROLOGIA, LITOGEOQUÍMICA	51
6 – GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	65
6.1 - MÉTODO U-Pb.....	65
6.1.1 - Complexo Juiz de Fora	65
6.1.2 - Ortoanfibolito Santo Antônio do Grama	66
6.2 - MÉTODO Sm-Nd.....	67
7 – RECURSOS MINERAIS	71
8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA JEQUERI

ESTADO DE MINAS GERAIS

1 – INTRODUÇÃO

O Relatório Final aqui apresentado acompanha o mapa geológico escala 1:50.000 da área coberta pela Folha Jequeri (SF.23-X-B-II-4), um produto do Contrato CPRM 010/PR/2010 firmado com a UFMG. Este contrato de prestação de serviços técnicos especializados objetivou o mapeamento geológico e cadastramento de recursos minerais das áreas cobertas pelas folhas Andrequicé, Corinto, Jequeri (única folha em escala 1:50.000), Montes Claros, Morro da Garça, Serra do Cabral e Viçosa (Figura 1.1). Os produtos finais deste contrato foram elaborados em plataforma de Sistema Geográfico de Informações (mapa geológico, bancos de dados) e outros aplicativos informatizados (relatório, bancos de dados).

1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A Folha Jequeri é delimitada pelas coordenadas 20°15'S – 20°30'S e 42°30'W – 42°45'W. A área coberta por esta folha está totalmente contida na região leste do Estado de Minas Gerais – Zona da

Mata Mineira – abrangendo parte dos municípios de Piedade de Ponte Nova, Rio Casca, São Pedro dos Ferros, Urucânia, Santo Antônio do Grama, Abre Campo, Ponte Nova, Jequeri, Sericita e Amparo da Serra (Figura 1.2).

As principais cidades da área mapeada são Urucânia, no extremo oeste, Santo Antônio do Grama, na porção centro-norte e Jequeri, no sudoeste da folha. Os povoados mais importantes são Piscamba e Grota.

A rede viária para o acesso à área estudada é constituída por rodovias federais e estaduais, dentre as quais se destacam a BR-262 (Belo Horizonte – Rio Casca), BR-040 (Belo Horizonte – Rio de Janeiro), BR-356 (Itabirito – Ouro Preto – Ponte Nova) e MG-329 (Ponte Nova – Rio Casca). Dois trajetos, a partir de Belo Horizonte, são os mais comuns para se acessar a região abordada:

(i) Belo Horizonte – Rio Casca – Santo Antônio do Grama – Jequeri;

(ii) Belo Horizonte – Ouro Preto – Ponte Nova – Urucânia – Jequeri – Santo Antônio do Grama.

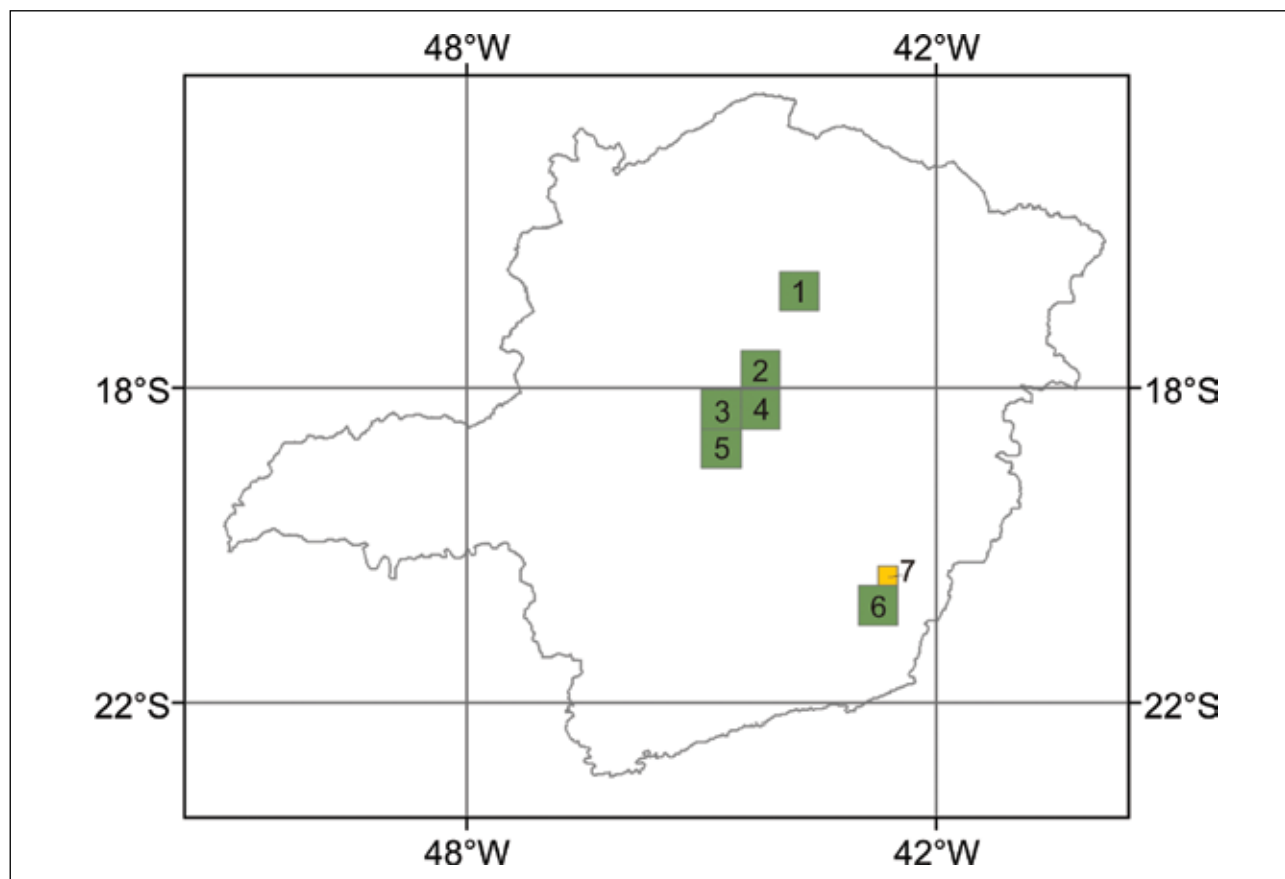


Figura 1.1 - Mapa de articulação das folhas mapeadas pelo Contrato CPRM 010/PR/2010 – UFMG.
1. Montes Claros, 2. Serra do Cabral, 3. Corinto, 4. Andrequicé, 5. Morro da Garça, 6. Viçosa, 7. Jequeri

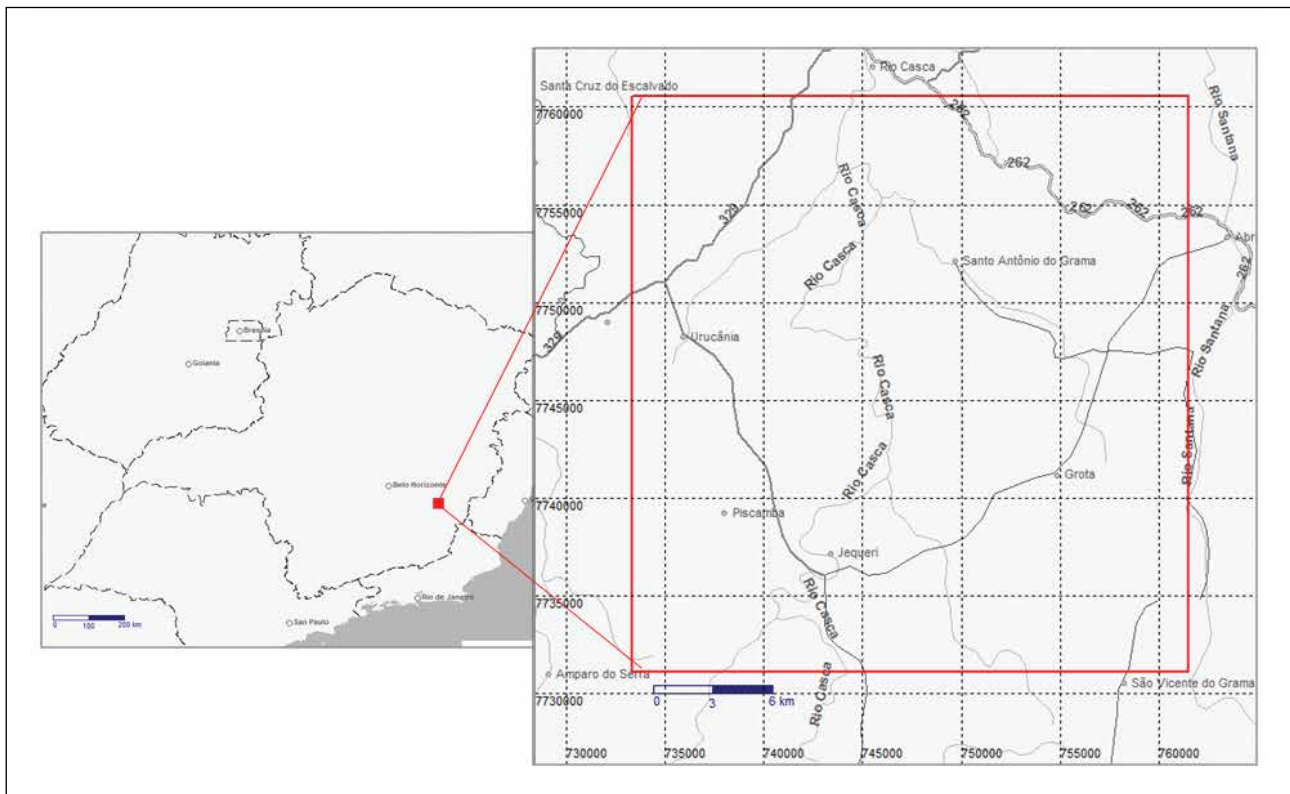


Figura 1.2 - Mapa de localização da Folha Jequeri (retângulo vermelho), integrante do Contrato CPRM 010/PR/2010 – UFMG

1.2 - DADOS DE PRODUÇÃO

As particularidades litoestruturais, geomorfológicas e pedológicas da região são extremamente adversas para se aplicar os métodos convencionais de interpretação fotogeológica, seja sobre aerofotos ou imagens de satélite, com o objetivo de delimitar unidades litológicas. Por isto é notável a marcante diferença entre o mapa preliminar (essencialmente fotogeológico) e o mapa aqui apresentado (elaborado quase exclusivamente com dados de campo e descrições microscópicas). As informações geofísicas auxiliaram na identificação de algumas unidades da folha. As imagens de relevo sombreado e modelo digital do terreno subsidiaram o traçado dos grandes fotolineamentos. Ortofotos em escala 1:10.000, gentilmente cedidas pela Secretaria de Cultura, Meio Ambiente e Turismo do município de Jequeri, foram de grande importância no traçado da Zona de Cisalhamento de Abre Campo – principal feição estrutural da área mapeada.

No seu conjunto, a área tem quantidade adequada de afloramentos para atender ao mapeamento em escala 1:50.000, embora muitos deles sejam saprólitos e encostas íngremes e/ou cumes de pontões (pães-de-açúcar).

Todos os afloramentos descritos e compilados estão registrados no banco de dados AFLORA, versão

4.1(arquivado em CD, anexo). Para melhor clareza de visualização gráfica, os bancos de dados diretamente ligados ao mapa geológico digital em SIG foram alimentados apenas com afloramentos selecionados, em função das características das bibliotecas de símbolos, pontos e linhas (fornecidas pela CPRM).

O Mapa Geológico da Folha Jequeri é sustentado por 1061 estações de campo relacionadas a afloramentos rochosos, distribuídas ao longo de 5100 km percorridos na área. Do total de estações de campo, 14 são pedreiras e garimpos de quartzito para brita, rocha ornamental, pedra de talhe, veio de quartzo e pegmatito (caulim), ativos e inativos.

Estudos petrográficos microscópicos foram realizados em 79 lâminas delgadas, em microscópio ZEISS (Axioskop 40), visando a caracterização detalhada dos diferentes litotipos em termos de feições estruturais e paragéneses minerais.

Análises geoquímicas foram realizadas sobre 27 amostras de unidades diversas da área da Folha Jequeri. Dados isotópicos U-Pb em zircão foram obtidos de 3 amostras da área; duas do grande corpo anfibolítico de Santo Antônio do Grama e uma do Complexo Juiz de Fora (gnaisse enderbítico da pedreira de Abre Campo – BR-262). Três (3) análises Sm-Nd (rocha total) foram realizadas em amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama.

A Tabela 1.1 disposta a seguir resume os dados físicos de produção da área da folha mapeada.

Tabela 1.1 - Dados físicos de produção da Folha Jequeri 1:50.000

Afloramentos descritos	1061
Quilometragem percorrida no mapeamento	5100
Amostras coletadas	255
Número e tipo de ocorrências minerais levantadas	14 (minas e garimpos; ativos e inativos)
Lâminas delgadas descritas	79
Análises litogeoquímicas	27
Análises geocronológicas	6

1.3 - AGRADECIMENTOS

A equipe encarregada do mapeamento da Folha Jequeri 1:50.000, pelo Contrato CPRM-UFMG, dedica este trabalho ao geocientista entusiástico e grande amigo, Carlos Maurício Noce, e agradecem a:

- - Direção da CPRM – Serviço Geológico do Brasil pela assinatura do 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 Convênios da Reitoria da UFMG;
- - Funcionários e professores do CPMTC e do IGC-UFMG;
- - Farid Chemale Jr., Ivo Antônio Dussin, Elton Dantas e equipe dos laboratórios de geologia isotópica da UFRGS, UnB e USP;
- - Moradores das cidades abrangidas pelo mapeamento e pessoas atuantes em Jequeri e Santo Antônio do Gramma, que facilitaram, de formas diversas, o trabalho da equipe, tais como Sr. Martiniano Niquini Ferreira – secretário de Cultura, Meio Ambiente e Turismo do município de Jequeri.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

A região leste do Estado de Minas Gerais – Zona da Mata Mineira – situa-se no setor meridional do Orógeno Araçuaí (Figura 2.1). A definição e características deste orógeno, bem como sínteses, modelos evolutivos e dados recentes que interessam à região mapeada, se encontram em Almeida (1977), Brandalise (1991a), Pedrosa-Soares et al. (1998, 2001, 2003, 2005, 2006, 2007, 2008), Brito-Neves et al. (1999), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), Alkmim et al. (2003, 2006, 2007), Noce et al. (2004, 2007a,b), Heilbron et al. (2004), Suita et al. (2004), Peres et al. (2004), Marshak et al. (2006) e Vieira (2007). Apresenta-se adiante uma síntese destes trabalhos.

O Orógeno Araçuaí é uma região orogênica que se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15º e 21º S (Figura 2.1). A fronteira setentrional deste orógeno descreve uma grande curvatura, com concavidade voltada para sul. O limite meridional é balizado pela extremidade sul do Cráton do São Francisco, ao redor do paralelo 21º S, onde a estruturação brasileira de direção NE, característica do Orógeno Ribeira, sofre inflexão para NNE a N-S. O Orógeno Araçuaí representa o segmento setentrional da Província Mantiqueira e inclui a Faixa de Dobramentos Araçuaí, de acordo com a definição original de Almeida (1977), e a região a leste dela, rica em rochas graníticas e metassedimentares de alto grau. A Faixa Congo Ocidental (ou Oeste Congo) representa a contraparte do Orógeno Araçuaí que foi herdada pela África após a abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo.

Em conjunto, o Orógeno Araçuaí e a Faixa Congo Ocidental caracterizam um orógeno confinado a uma reentrância do Cráton São Francisco – Congo (Figura 2.1). A bacia precursora desse orógeno seria um golfo, ensialico a norte e oceanizado a sul, que desembocaria em amplo oceano voltado para onde hoje se situa o Orógeno Ribeira. O fechamento desta bacia teria sido induzido por colisões à distância, contra os crátons do São Francisco e Congo, e seguiria um mecanismo similar a um quebra-nozes. A posição dos remanescentes oceânicos em relação ao arco magmático indica que a subducção foi de oeste para leste (Figura 2.1).

Os grandes compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí, de acordo com Uhlein (1991), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Heilbron et al. (2004), são os domínios de **antepaís** (cobertura deformada do Cráton do São Francisco), **externo** (ou proximal, caracterizado por um sistema de empurrões frontais, transporte tectônico

para oeste e metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito, crescente de oeste para leste e de norte para sul) e **interno** (ou distal, denominado “núcleo metamórfico-anatético do orógeno”, caracterizado por extensivo plutonismo orogênico, presença de remanescentes oceânicos e do arco magmático cálcio-alcalino e metamorfismo de alto grau nas rochas associadas). Alkmim et al. (2006, 2007) apresentam uma compartimentação tectônica mais detalhada, em domínios estruturais, com base na orientação espacial, significado cinemático e história de nucleação das estruturas dominantes (Figura 2.2). Neste trabalho será dada ênfase ao Núcleo Cristalino (domínio NC) por conter a área do mapeamento.

O Núcleo Cristalino, também denominado “zona interna de alto grau metamórfico”, se estende desde a descontinuidade geofísica de Abre Campo até a margem continental brasileira (Figura 2.2). Este domínio pode ser subdividido em dois subdomínios principais, levando-se em consideração a inversão do mergulho da foliação regional e da vergência a ela relacionada, durante o estágio sin-colisional do orógeno, e a importância das zonas de transcorrência. O subdomínio meridional do Núcleo Cristalino, que contém o grande corpo anfibolítico de Santo Antônio do Grama, ocorre a sul do paralelo 19º S e apresenta como elementos tectônicos principais quatro grandes zonas transcorrentes dextrais (zonas de cisalhamento de Abre Campo, Manhauçu, Guacuí e Batatal). A Zona de Cisalhamento de Abre Campo, intimamente relacionada a este trabalho, baliza o limite entre o Complexo Mantiqueira, a oeste, e o Complexo Juiz de Fora, a leste. Segundo Alkmim et al. (2007), esta zona de cisalhamento pode representar não só uma sutura paleoproterozóica, como indicado pela separação das rochas do embasamento, como uma sutura neoproterozóica, pelo fato de limitar, pelo oeste, a ocorrência dos granitóides pré-colisionais G1.

2.2 - SÍNTESE DA ESTRATIGRAFIA REGIONAL

Na área coberta pela Folha Jequeri 1:50.000, sudeste da Folha Ponte Nova 1:100.000, ocorrem unidades paleoproterozóicas e neoproterozóicas que serão priorizadas na síntese estratigráfica regional apresentada a seguir (Tabela 2.1). As unidades mais antigas, de idade paleoproterozóica, representam o embasamento do orógeno e incluem rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. A associação litológica, os dados geoquímicos e isotópicos e a distribuição geográfica de oeste para leste sugerem que estas rochas representem, respectivamente, um arco magmático desenvolvido sobre a margem do paleocontinente arqueano e um ou mais arcos magmáti-

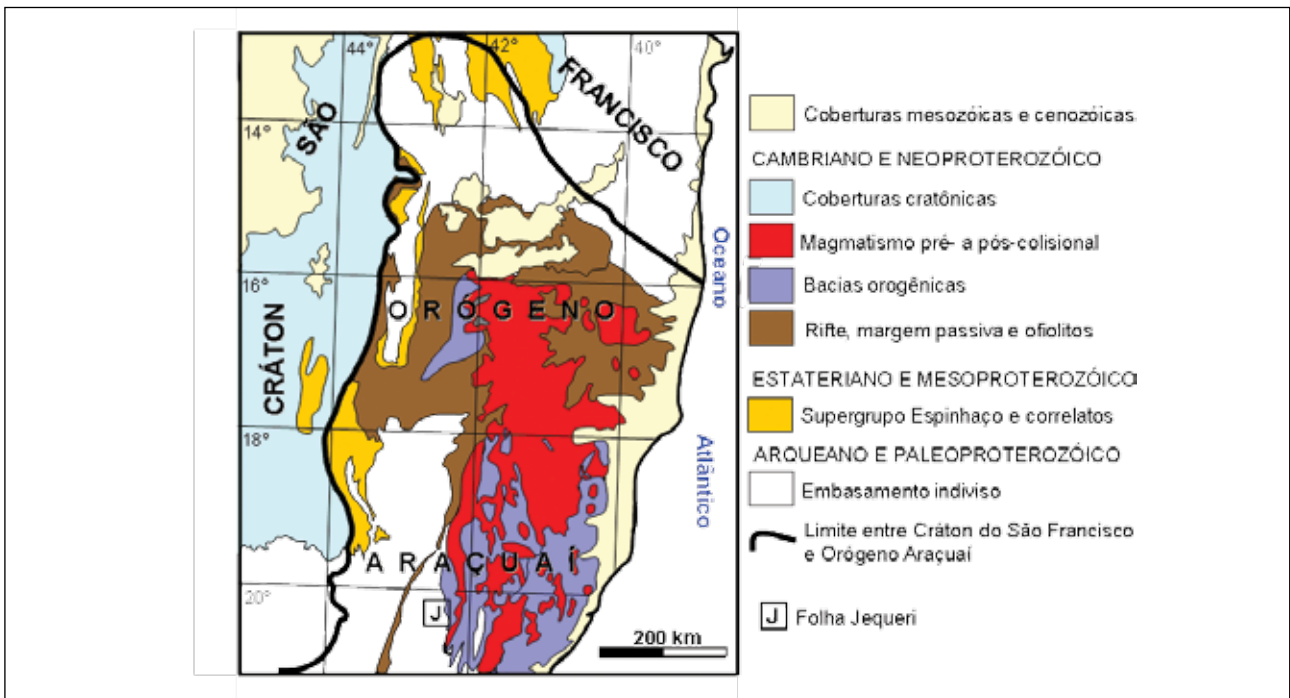


Figura 2.1 - O Orógeno Araçuai, seus componentes e ambientes geotectônicos (modificado de Pedrosa-Soares et al. 2005 e Alkmim et al. 2006)

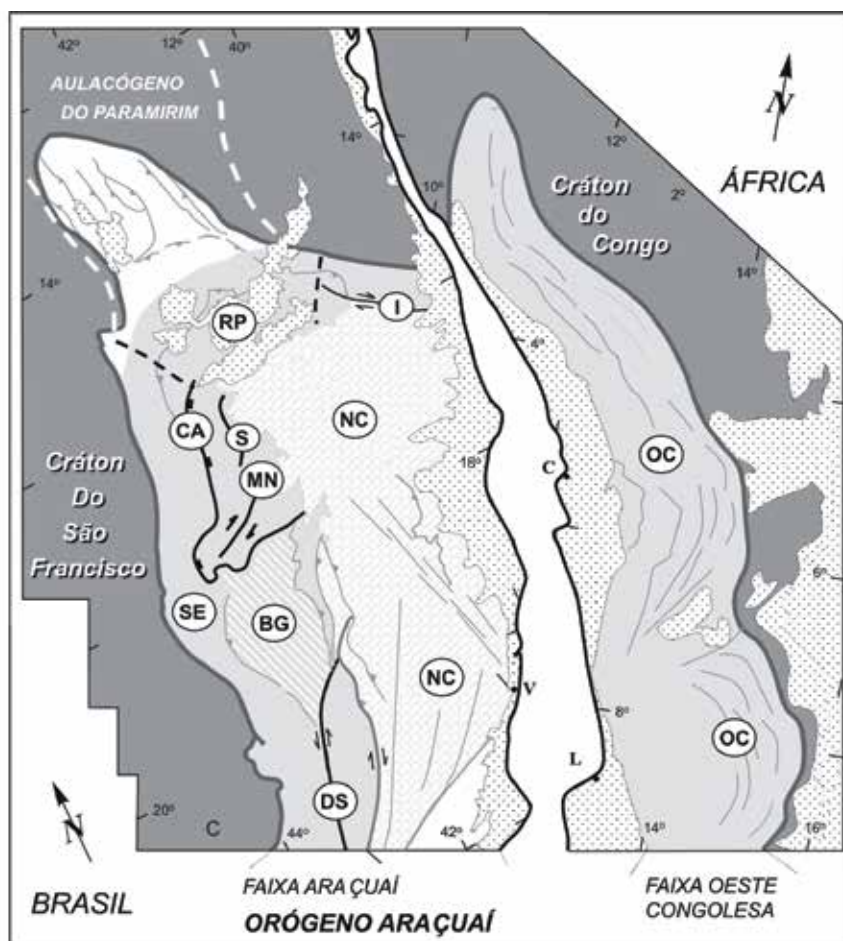


Figura 2.2 - Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental (Alkmim et al. 2007). SE- Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional, CA- Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã, S- Zona de Dobramentos de Salinas, MN- Corredor Transpressivo de Minas Novas, RP- Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim, BG- Bloco de Guanhães, DS- Zona de Cisalhamento de Dom Silvério, I- Zona de Cisalhamento de Itapebi, NC- Núcleo Cristalino, OC- Faixa Oeste-Congoleza

cos acrescionários juvenis (Heilbron *et al.* 2003, Noce *et al.* 2007a,b). O conjunto litológico composto por paragneisses ricos em plagioclásio do Grupo Andrelândia e pelo grande corpo de orto-anfibolito de Santo Antônio do Grama, de idade neoproterozóica, representa a associação arco-antearco-embasamento descrita por Pedrosa-Soares *et al.* (2007). Ressalta-se que neste trabalho, o termo Andrelândia foi utilizado apenas para fins descritivos, não tendo caráter tectono-estratigráfico. Granitos intrusivos na área de influência do mapeamento, de idade neoproterozóica, são representados por corpos de leucogranito peraluminoso da Supersuíte G2, tipo S (Tabela 2.1).

2.2.1 - Complexo Mantiqueira

O Complexo Mantiqueira tem sido englobado em mais de uma unidade litoestratigráfica desde a sua definição. Deve-se à Barbosa (1954) o termo “Série Mantiqueira”, utilizado para denominar uma unidade composta por gnaisses bandados, com intercalação de rochas xistosas, básicas e metabásicas, aflorante a sul e a leste da Serra do Espinhaço Meridional. Este conjunto corresponderia a uma unidade estratigraficamente inferior à base cristalina da Série Barbacena. Ebert (1958) sugeriu que os gnaisses bandados, com feições migmatíticas, fossem denominados Grupo ou Gnaiss Piedade levando-se em consideração à área de ocorrência destas rochas – próxima à localidade de Piedade (MG). Silva (1978), no Projeto Mantiqueira – Furnas, utiliza o termo Complexo Gnáissico-Migmatítico para denominar os gnaisses bandados de alto grau metamórfico. Machado-Filho *et al.* (1983) propuseram uma subdivisão em quatro unidades para o Gnaiss Pie-

dade de Ebert (1958): (a) *Unidade Gnáissica*, correspondente ao Gnaiss Piedade típico; (b) *Unidade Migmatítica*, referente ao gnaiss migmatizado e granulizado próximo ao contato com o Complexo Juiz de Fora; (c) *Unidade Metabásica*, composta por gnaisses classificados como metadioritos e ricos em bandas máficas e corpos anfibolíticos e, (d) *Mação do Matola*, referente ao álcali-feldspato granito gnáissificado. No mapeamento geológico da Folha Barbacena, escala 1:100.000, Brandalise (1991b) hierarquizou a associação de rochas denominadas Mantiqueira como complexo. Maiores detalhes da evolução dos conhecimentos sobre o Complexo Mantiqueira podem ser encontrados na síntese apresentada por Heilbron *et al.* (2003).

O Complexo Mantiqueira situa-se entre o conjunto de granitóides e rochas máficas que ocorrem a sul do Quadrilátero Ferrífero, e as rochas de alto grau metamórfico incluídas no Complexo Juiz de Fora (Figura 2.3). É constituído por biotita-anfibólio ortognaiss de aspecto bandado, por vezes migmatítico, de composição tonalítica a granítica, com termos trondhjemíticos subordinados (Noce *et al.* 2006, 2007a,b). Exibe freqüentemente lentes, *boudins* e camadas concordantes de rochas anfibolíticas. O bandamento do ortognaiss Mantiqueira varia de centimétrico a decimétrico e parece derivar tanto de processos de migmatização como da intensa deformação experimentada por esta rocha, responsável pelo estiramento de corpos magmáticos distintos e sua disposição em camadas paralelas (Noce *et al.* 2007b). Jordt-Evangelista & Müller (1986), Brandalise (1991b) e Figueiredo & Teixeira (1996), através de relações micro-estruturais, demonstraram que os gnaisses bandados Mantiqueira foram deformados e recristalizados sob condições de fácies anfibolito.

Tabela 2.1 - Principais unidades estratigráficas regionais abordadas no mapeamento da Folha Jequeri

Unidade Estratigráfica	Litotipos	Componente Geotectônico	Idades (Ma)
Suíte G2	Granito peraluminoso; Granito a duas micas e granodiorito subordinados	Magmatismo sin-colisional	582-560 (U-Pb SHRIMP)
Orto-anfibolito Santo Antônio do Grama	Anfibolito de granulação média a grossa	Associação arco-antearco-embasamento (provável ofiolito)	595 ± 6 (LA-ICP-MS)
Grupo Andrelândia	Paragneisses bandados e rochas calcissilicáticas	Associação arco-antearco-embasamento (margem passiva)	1000-790
Complexo Juiz de Fora	Gnaiss enderbítico predominante; Charnockitos e granulitos máficos	Embasamento do Orógeno Araçuaí	2119-2084 (U-Pb SHRIMP)
Complexo Mantiqueira	Biotita-anfibólio ortognaiss; Lentes e <i>boudins</i> de anfibolito	Embasamento do Orógeno Araçuaí	2180-2041 (U-Pb SHRIMP)

Os biotita-hornblenda gnaisses do Complexo Mantiqueira são derivados de suítes cálcio-alcálicas, e as rochas máficas associadas representam basalto do tipo transicional (Duarte *et al.* 2004, Noce *et al.* 2007a,b). Xenólitos de rochas calcissilicáticas e quartzitos representam, segundo alguns autores, remanescentes de rochas supracrustais dentro do complexo (*e.g.*; Figueiredo & Teixeira 1996).

Datações pelo método U-Pb SHRIMP determinam idade de cristalização magmática para os gnaisses bandados Mantiqueira no intervalo entre 2180 e 2041 Ma e idade de metamorfismo no intervalo entre 590 e 574 Ma (Silva *et al.* 2002, Noce *et al.* 2007a). Dados isotópicos de Sr e Nd e a grande quantidade de zircões herdados nas amostras sugerem que estas rochas foram geradas, predominantemente, por processos de fusão parcial de uma crosta arqueana (Figueiredo & Teixeira 1996, Fischel 1998, Noce *et al.* 2007a). Ainda segundo estes autores, o ambiente tectônico mais propício para tal fato seria o de um arco magmático continental.

2.2.2 - Complexo Juiz de Fora

O termo “Série Juiz de Fora” foi aplicado inicialmente por Ebert (1955) para designar uma extensa faixa de rochas granulíticas, de direção NE-SW, que aflora próximo à cidade homônima (Figura 2.3). Rosier (1957) apresentou um mapa geológico englobando parte do estado do Rio de Janeiro e a região sul-sudeste de Minas Gerais, onde foram individualizadas faixas de charnockito dentro da Série Paraíba-Desengano, de ampla extensão e abrangendo uma gama variada de rochas. Os granulitos charnockíticos de Ebert (1955) foram incluídos no Grupo Paraíba do Sul, antiga Série Paraíba do Sul, por Ebert (1968). Fonseca *et al.* (1979), no mapeamento geológico das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguapé, incluíram os charnockitos, gnaisses e migmatitos ortoderivados, da zona limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, no que denominaram de “Rochas da Associação Charnockítica”. Barbosa & Grossi-Sad (1983) redefiniram a Série Juiz de Fora de Ebert (1955), propondo-lhe a designação Complexo Juiz de Fora. Estes autores apresentaram uma subdivisão para este complexo em duas unidades litológicas intimamente relacionadas: (a) *Unidade Comendador Venâncio*, composta predominantemente por rochas charnockíticas e, (b) *Unidade Raposos*, constituída de rochas granulíticas retrometamorfizadas. Na Folha Ponte Nova 1:100.000, Brandalise (1991a) optou pela subdivisão do complexo granulítico em cinco unidades informais designadas por A, B, C, D e E. Heilbron *et al.* (1998) subdividiram o Complexo Juiz de Fora em quatro conjuntos, com base em análises geoquímicas: duas suítes cálcio-alcálicas com assinatura de arco magmático cordilheirano, uma suíte básica de tendência alcalina e uma suíte básica formada por rochas toleíticas com assinaturas que

variam de E-MORB a toleítos de arco. A revisão completa da evolução dos conceitos sobre o Complexo Juiz de Fora encontra-se em Heilbron *et al.* (2003).

O Complexo Juiz de Fora, redefinido segundo Heilbron (1993, 1995) e Heilbron *et al.* (1998), é uma unidade constituída por ortognaisses e metabasitos com paragêneses de fácies granulito. O litotipo característico desta unidade é um ortognaisse enderbítico, migmatítico, de granulação predominantemente média, coloração verde escura, com bandamento centimétrico a decimétrico (Noce *et al.* 2007a,b). Rochas de composição charno-enderbítica a charnockítica, de coloração mais clara e granulação variável entre média e grossa, formam bandas e/ou injeções nos gnaisses enderbíticos (Noce *et al.* 2006). Granulitos básicos, de granulação fina a média, ocorrem como bandas, lentes e/ou *boudins* encaixados nos gnaisses migmatíticos de composição predominantemente enderbítica.

Os gnaisses enderbíticos e charnockíticos do Complexo Juiz de Fora representam suítes cálcio-alcálicas de afinidade juvenil (Figueiredo & Teixeira 1996, Fischel 1998). Os granulitos básicos exibem estreita semelhança química e composicional com basaltos de arco-de-ilhas ou fundo oceânico (Costa 1998). Datações U-Pb SHRIMP indicam idade de cristalização magmática para os gnaisses bandados no intervalo entre 2119 e 2084 Ma e idade de metamorfismo no intervalo entre 590 e 574 Ma (Noce *et al.* 2007a). Segundo Noce *et al.* (2007a), as rochas do Complexo Juiz de Fora podem ter sido um arco-de-ilha formado por subducção intra-oceânica no Paleoproterozóico, antes de servir como embasamento do Orógeno Araçuá.

2.2.3 - Grupo Andrelândia

O Grupo Andrelândia foi definido originalmente por Ebert (1956) como uma associação de rochas metassedimentares e metaígneas máficas que bordejam o limite sul-sudeste do Cráton do São Francisco. Heilbron *et al.* (2004) consideram este Grupo como sucessões neoproterozóicas de sedimentos de margem passiva com contribuição de arco e antearco, associadas a rochas máficas. Esta caracterização foi realizada em afloramentos a sul e a sudeste do Cráton do São Francisco, nos domínios da Faixa Ribeira, e na porção sul do Orógeno Brasília, a oeste do cráton. Noce *et al.* (2006), no mapeamento geológico da Folha Manhauçu 1:100.000, mantém a mesma classificação adotada por Heilbron *et al.* (2004) e estendem o domínio de ocorrência da unidade para o Orógeno Araçuá. Pedrosa-Soares *et al.* (2007) incluem parte do Grupo Andrelândia na associação arco-antearco-embasamento deste orógeno.

A cobertura metassedimentar do Grupo Andrelândia apresenta-se amplamente disseminada em termos regionais, ocorrendo a leste e a oeste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Trata-se de

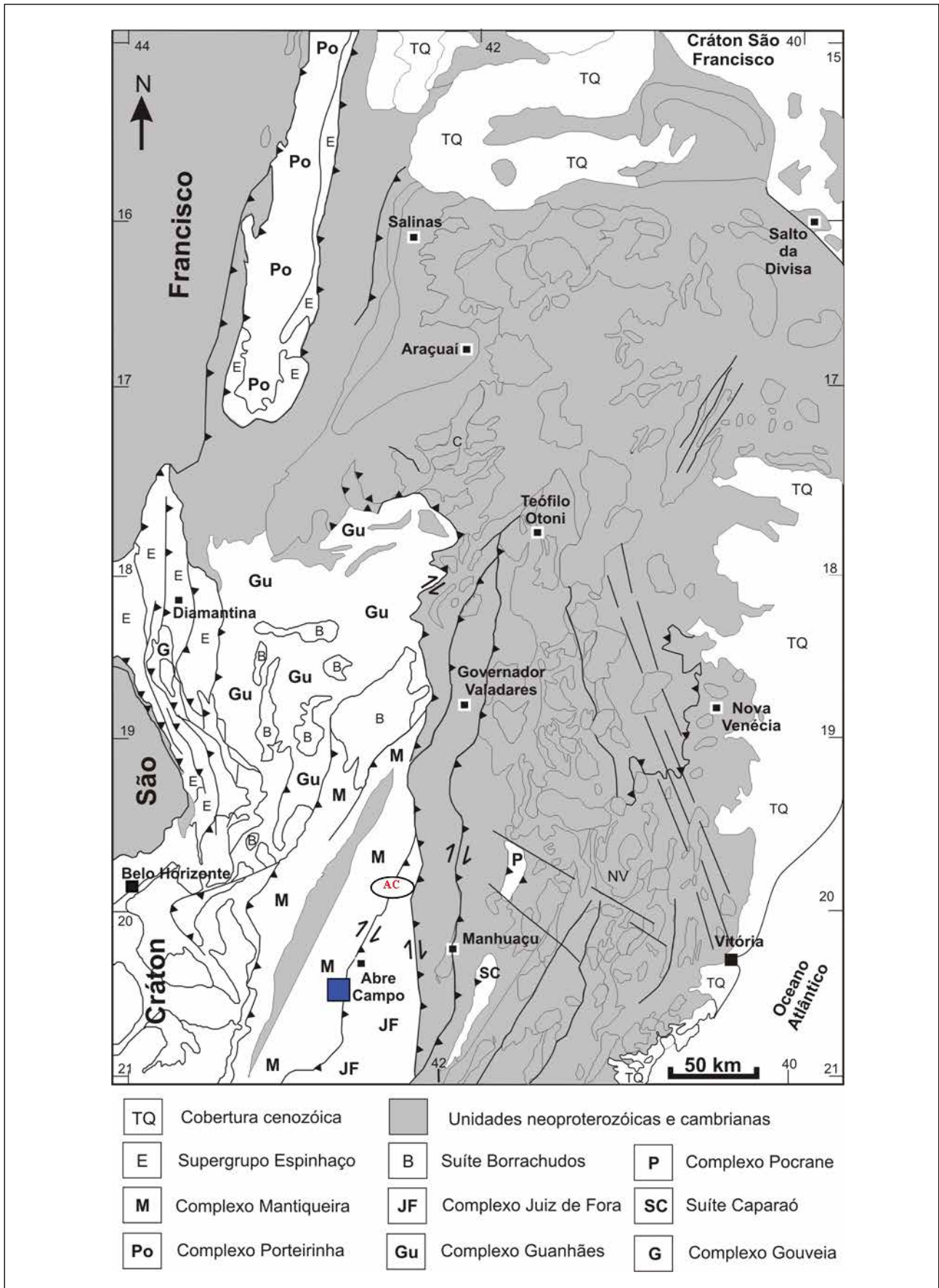


Figura 2.3 - Mapa geológico do Orógeno Araçuaí, com destaque para as unidades do embasamento (Noce et al. 2007b). O quadrado azul representa a área mapeada. AC = Zona de Cisalhamento de Abre Campo

uma unidade composta por rochas metamórficas de fácies anfibolito a granulito, com protólitos sedimentares de composição pelítica a psamítica, e idades entre 1000 e 790 Ma (Tupinambá *et al.* 2007). Ocorre na forma de faixas alongadas, de direção geral N-S, estando tectonicamente intercaladas às rochas do embasamento Paleoproterozóico.

O litotipo predominante da unidade é um paragneisse derivado de sedimentos pelito-grauvaqueanos. Este gnaiss apresenta coloração acinzentada, granulação variável entre fina e média e bandamento centimétrico a decimétrico. A rocha é freqüentemente migmatítica, com mobilizados quartzo-feldspáticos de granulação grossa exibindo cristais de granada bem desenvolvidos (Noce *et al.* 2006). Camadas delgadas, lentes e/ou *boudins* de rocha calcissilicática são comuns em meio aos paragneisses Andrelândia. Bancos métricos de gndito podem ocorrer localmente.

2.2.4 - Anfibolito Santo Antônio do Grama

O termo “Anfibolito Santo Antônio do Grama” foi utilizado por Brandalise (1991a), no mapeamento geológico da Folha Ponte Nova 1:100.000, para designar um conjunto de corpos de anfibolito, originalmente gabróicos, situados próximo à cidade homônima. De acordo com este autor, os corpos apresentam forma lenticular e dispõem-se segundo a direção NNE-SSW. Fischel (1998), em um mapeamento geológico de cunho regional, manteve a denominação proposta por Brandalise (1991a) para designar os vários corpos de rocha metabásica, com dimensões variadas (em média 5 km de extensão e 2 km de largura), que ocorrem em meio às rochas do Complexo Mantiqueira,

próximo à Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Esta autora obteve uma determinação de idade-modelo (T_{DM}) em torno de 900 Ma e sugeriu que o magma original das rochas básicas havia sido extraído do manto nesta época, introduzindo-se, em regime distensivo, nos protólitos dos gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira. Nóbrega II & Rodrigues (2004) apresentaram um mapa geológico da região de São Pedro dos Ferros, em escala 1:25.000, e obtiveram uma caracterização tecnológica do corpo anfibolítico para fins ornamentais. Ferreira *et al.* (2007), num mapeamento em escala 1:50.000 mais abrangente (porção sudeste da Folha Rio Casca e centro-oriental da Folha Jequeri), demonstram, pela primeira vez, uma continuidade física do anfibolito Santo Antônio do Grama em toda a sua área de ocorrência.

2.2.5 - Supersuíte G2

O estágio sincolisional do Orógeno Araçuaí deu origem a um enorme volume de granitos do tipo S, amalgamados em batólitos que são englobados na Supersuíte G2 (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Nesta suíte predominam granada-biotita granito e cordierita-granada-biotita granito, com sillimanita freqüente, e granito a duas micas, portadores de xenólitos de rochas metassedimentares em estágios variados de assimilação. Os corpos graníticos G2 estão foliados, gnaissificados ou milonitizados, em concordância com a foliação regional que neles se manifesta na fácies anfibolito médio a alto.

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

No mapa geológico da área coberta pela Folha Jequeri (mapa anexo), escala 1:50.000, foram delimitadas as unidades estratigráficas referidas na Tabela 3.1.

A porção centro-leste da Folha Jequeri é cortada pela Zona de Cisalhamento de Abre Campo, que marca o contato entre os ortognaisses bandados do Complexo Mantiqueira, a oeste, com os gnaisses enderbíticos e granulitos máficos e ultramáficos do Complexo Juiz de Fora, a leste. A cobertura metasedimentar de ambos os domínios é representada por paragnaisses granatíferos, com rochas calcissilicáticas subordinadas, do Grupo Andrelândia. O domínio Mantiqueira aloja, ainda, o grande corpo de Anfibólito Santo Antônio do Grama e uma lasca de rocha metaultramáfica associada. Completam o quadro geológico da região da Folha Jequeri um leucogranito do tipo S, foliado – Corpo Serra dos Vieiras – proveniente da fusão dos paragnaisses Andrelândia, corpos de hidrotermalito quartzoso, pequenos corpos de diabásio e sedimentos fluviais predominantemente arenosos.

Uma descrição mais detalhada das unidades que ocorrem na região mapeada é apresentada nos itens que se seguem.

3.1 - COMPLEXO MANTIQUEIRA

O Complexo Mantiqueira ocorre predominantemente a oeste da Descontinuidade de Abre Campo. Geomorfologicamente, apresenta formas arredondadas do tipo “meia-laranja” nos altos topográficos, não exibindo formas distintas em áreas mais baixas. Uma característica importante é o alto grau de alteração intempélica das rochas do complexo em toda a sua área de ocorrência, especialmente na porção centro-norte.

O Complexo Mantiqueira mostra um contato do tipo tectônico com o Grupo Andrelândia, Ortoanfíbólito Santo Antônio do Grama, Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta e Complexo Juiz de Fora.

No Mapa Geológico da Folha Jequeri, o Complexo Mantiqueira é constituído por anfibólio-biotita gnaisse com intercalações de anfibólito (Figura 3.2a). Nas áreas onde os corpos anfibolíticos atingem dimensões consideráveis (*e.g.*, decamétricas), polígonos foram estabelecidos e individualizaram-se pequenos corpos mapeáveis na escala 1:50.000. Estes corpos de anfibólito encontram-se dispersos ao longo da área de abrangência da unidade. Porções pegmatóides de composição granítica e veios de quartzo com cristais centimétricos de biotita, não mapeáveis na escala do mapa, são freqüentes.

O anfibólio-biotita gnaisse é uma rocha bandada e foliada, de composição predominantemente granítica a granodiorítica e subordinadamente tonalítica (Figura 3.1), migmatizado em intensidades diversas (Figuras 3.2b e 3.2c). O bandamento varia de centimétrico a decimétrico e é marcado pela alternância de bandas félsicas quartzo-feldspáticas com porções máficas ricas em biotita e/ou hornblenda (Figuras 3.2b e 3.2c). Muitas vezes, este bandamento está dobrado, apresentando dobras apertadas a abertas. A paragénese mineral das bandas félsicas é representada por quartzo + plagioclásio ± feldspato potássico (microclina) ± biotita, enquanto que nas bandas máficas é composta por anfibólio + biotita + plagioclásio + minerais opacos + titanita ± quartzo.

Microscopicamente, os gnaisses Mantiqueira possuem granulação média e textura granoblástica, subordinadamente nematoblástica. São constituídos de hornblenda, biotita, plagioclásio, microclina e quartzo. Os minerais acessórios mais comuns são zircão, apatita, titanita, allanita e minerais opacos. A composição modal média deste litotipo é: quartzo (35-40%), plagioclásio (20-25%), biotita (20%), microclina (5-15%) e anfibólio (10%). O plagioclásio ocorre como cristais hipidioblásticos a xenoblásticos e apresenta maclas polissintéticas acunhadas ou interrompidas. O quartzo mostra-se estirado paralelamente à orientação principal, com forte extinção ondulante. Geralmente o contato entre os grãos de quartzo e os outros constituintes félsicos é reto. Hornblenda é o anfibólio típico, mostrando pleocróismo de verde oliva a marrom claro. Ocorre associada às palhetas de biotita, conferindo à rocha uma textura nematoblástica. A biotita ocorre sob a forma de palhetas orientadas, podendo ser primária ou secundária (neste caso substituindo anfibólio) (Figuras 3.2d e 3.2e). Processos de alteração comuns são saussuritização dos plagioclásios e sericitização da microclina.

Os ortognaisses Mantiqueira apresentam médio a alto grau de migmatização, representada por quantidades variáveis de leucossoma quartzo-feldspático com biotita disseminada, que denunciam diversas intensidades de fusão parcial no complexo (Figuras 3.2b e 3.2c). Na maioria dos afloramentos da Folha Jequeri, entretanto, ainda é possível verificar que os gnaisses preservam bem a foliação e o bandamento originais. As estruturas migmatíticas mais comuns são do tipo *schöllen*, *schlieren*, dobrada, acamadada e surreítica.

Os anfibólitos do Complexo Mantiqueira englobam um litotipo bandado e/ou foliado, com anfibólio e plagioclásio, dominante na área, e outro litotipo, com anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio e granada, restrito a poucos afloramentos na porção norte da folha.

Tabela 3.1 - Quadro estratigráfico das unidades delimitadas no mapa geológico da Folha Jequeri

FANEROZÓICO
QUATERNÁRIO (PLEISTOCENO-Holoceno)
N4a - Sedimentos fluviais predominantemente arenosos.
CRETÁCEO
Diques máficos
NEOPROTEROZÓICO
EDIACARIANO
CORPO SERRA DOS VIEIRAS
NP3γ2sv - Granito foliado a milonítico, de granulação fina a média e coloração rosada.
SUITE SANTO ANTÔNIO DO GRAMA
CORPO META-ULTRAMÁFICO Córrego do Pimenta
NP3cp - Antofilita-talco xisto saprolitizado.
ORTOANFIBOLITO SANTO ANTÔNIO DO GRAMA
NP3sag - Anfibolito de coloração verde escura e granulação predominantemente grossa, foliado.
CRIOGENIANO
GRUPO ANDRELÂNDIA
NPa - Paragneisse bandado, migmatítico, com eventuais intercalações de rocha calcissilicática. hq , hidrotermalito quartzoso representado por um litotipo rico em quartzo (> 90%), com restos de paragneisse.
PALEOPROTEROZÓICO
RIACIANO
COMPLEXO JUIZ DE FORA
PP2jf - Ortogneisse enderbítico de coloração esverdeada, migmatítico, por vezes milonítico. Corpos de granulitos máfico (PP2jfb) e ultramáfico (PP2jfu), mapeáveis na escala 1:50.000, ocorrem intercalados. hq , hidrotermalito quartzoso representado por um litotipo rico em quartzo (>90%), com restos de ortogneisse.
COMPLEXO MANTIQUEIRA
PP2ma2 - Anfibólio-biotita ortogneisse bandado, migmatizado em intensidades diversas, com intercalações centimétricas de anfibolito. PP2ma2a representa os corpos de ortoanfibolito, com ou sem intercalações de ortogneisse, mapeáveis na escala 1:50.000. hq , hidrotermalito quartzoso representado por um litotipo rico em quartzo (>90%), com restos de ortogneisse.

O primeiro litotipo têm coloração verde escura (em superfície fresca) e estrutura aparentemente maciça – mas a foliação é realçada pelo intemperismo e observável em lâmina delgada. Trata-se de uma rocha de granulação variável entre fina e média e textura granoblástica a granonematoblástica. A composição essencial deste anfibolito consiste de plagioclásio cálcico, anfibólio (hornblenda predominantemente), titanita e biotita (Figuras 3.3a e 3.3b). A mineralogia acessória é composta por quartzo, zircão e minerais opacos. Os produtos de alteração são sericita, epidoto e carbonato, resultantes da saussuritização do plagioclásio. A foliação da rocha é marcada pela orientação de hornblenda ± biotita ± titanita.

O segundo tipo de anfibolito, também denominado “granada anfibolito”, restringe-se à calha do Rio Casca no norte da área mapeada. É uma rocha de granulação média, subordinadamente fina, com textura granoblástica predominante. Este anfibolito apresenta composição essencial formada por hornblenda marrom-esverdeada, clinopiroxênio pleocróico de verde claro a incolor, plagioclásio e, em menor quantidade (<10%), granada rosada (Figuras 3.3c e 3.3d). Minerais acessórios são quartzo, zircão e opacos.

Corpos de hidrotermalito quartzoso, intimamente relacionados às zonas de cisalhamento, ocorrem associados às rochas do Complexo Mantiqueira. As ocorrências variam de pontuais a corpos alongados na direção NE-SW, de dimensões decamétricas a quilométricas, com espessuras não definidas. Os contatos são bruscos e/ou tectônicos.

A rocha se assemelha a um quartzo arenito metamorizado e, por isto, em outras folhas da região foi chamada de “quartzito”. Trata-se de um litotipo de granulação predominantemente grossa, textura sacaroidal, estrutura foliada e muito fraturada,

de acordo com as direções regionais da deformação brasileira (Figuras 3.4A e 3.4B). Os afloramentos geralmente apresentam-se bastante saprolitizados. A rocha é composta basicamente por cristais de quartzo (> 90% de quartzo modal), com proporções pequenas de micas e/ou feldspatos. O quartzo apresenta-se totalmente recristalizado, ocorrendo como cristais hipidioblásticos a xenoblásticos, e às vezes é possível identificar a disposição em *ribbons*. As palhetas de micas definem a foliação, juntamente com o quartzo alongado, ou podem estar inclusas nos grãos de quartzo.

A provável origem destes corpos de hidrotermalito está associada à lixiviação de elementos químicos de grandes volumes de rochas envolvidas no processo sin-colisional e de escape lateral do Orogênio Araçuaí (e.g.; *ortognaisses do embasamento*), gerando enorme quantidade de SiO₂ livre.

Os litotipos do Complexo Mantiqueira, na Folha Jequeri, apresentam associações mineralógicas indicativas de metamorfismo de fácies anfibolito alto. No ortognaisse bandado, os minerais que estão em equilíbrio na paragênese do metamorfismo progressivo são quartzo, plagioclásio, microclina, hornblenda e biotita. A paragênese metamórfica em conjunto com a marcante migmatização e a ausência de muscovita primária, situam o metamorfismo do ortognaisse na fácies supracitada. O granada anfibolito apresenta a seguinte paragênese mineral em equilíbrio: *hornblenda marrom-esverdeada + plagioclásio + clinopiroxênio + granada rosada*. Esta associação, de acordo com Yardley (2004), é de caráter transicional entre as fácies anfibolito e granulito. Ainda segundo o autor, nos graus mais elevados de metamorfismo, a hornblenda começa a ser destruída nos metabasitos e os piroxênios aparecem em seu lugar.

Noce *et al.* (2006) reporta uma idade de cristalização de 2079 ± 11 Ma para os ortognaisses Mantiqueira, em afloramento próximo à cidade de Ponte Nova – oeste da Folha Jequeri 1:50.000. Idades-modelo (T_{DM}) arqueanas, obtidas por Fischel (1998), indicam uma fonte crustal para o protólito dos gnaisses bandados.

3.2 - COMPLEXO JUIZ DE FORA

Esta unidade aflora preferencialmente a leste da Descontinuidade de Abre Campo; pequenas escamas deste complexo também foram cartografadas a oeste desta zona de cisalhamento, no sudeste da folha mapeada. A unidade ocorre sob a forma de lajedos no fundo de vales e/ou em quedas d’água ou na forma de pequenos pães-de-açúcar, apresentando espesso manto de alteração.

O Complexo Juiz de Fora é representado por faixas estiradas na direção NE- SW intercaladas tectonicamente com rochas do Grupo Andrelândia e, subordinadamente, com gnaisses do Complexo Mantiqueira.

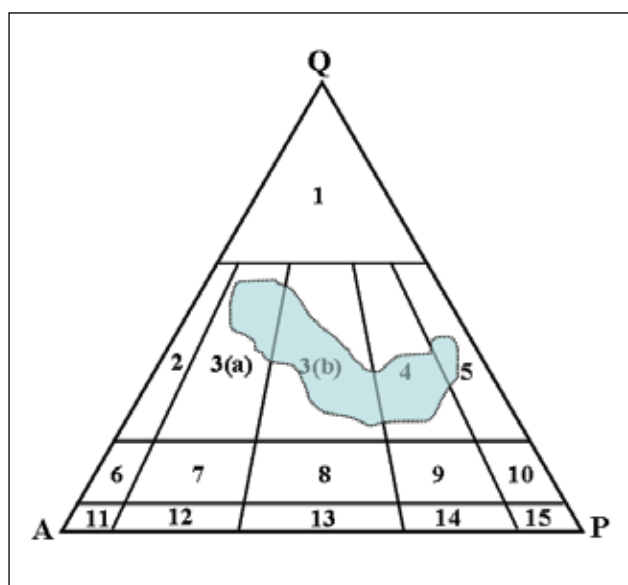


Figura 3.1 - Diagrama Streckeisen para os ortognaisses que compõem o Complexo Mantiqueira. O polígono azul situa-se no campo do granito (3a e 3b), granodiorito (4) e tonalito (5)

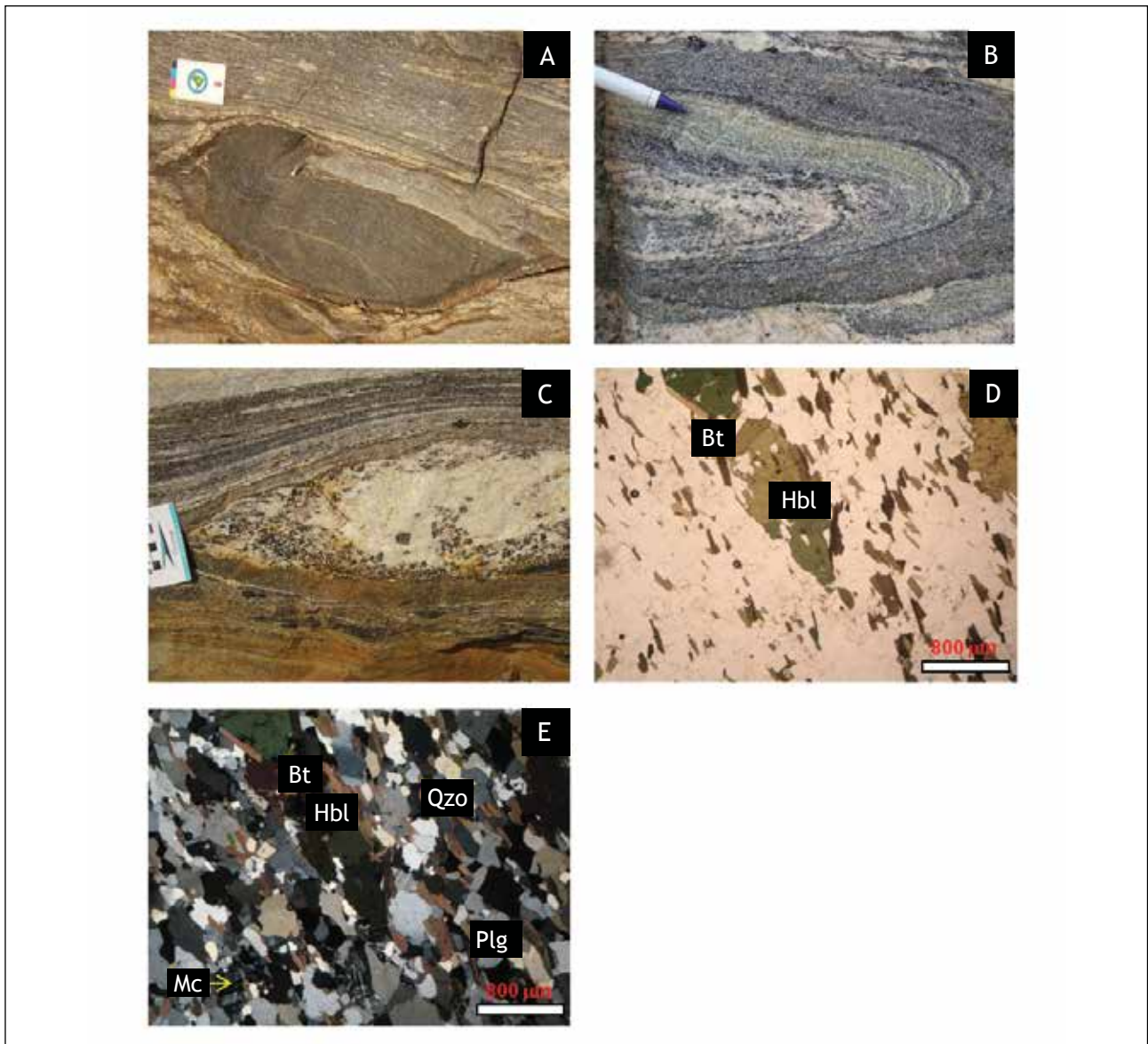


Figura 3.2 - Detalhes do gnaiss Mantiqueira. A) Corpo decimétrico de anfibólito intercalado ao ortognaiss. B) e C) Ortognaiss bandado, dobrado e com porções migmatíticas. D) Hornblenda-biotita gnaiss, sob nicóis paralelos, exibindo a orientação dos minerais máficos (lâmina QP-163 A, aumento de 25 vezes). E) Hornblenda-biotita gnaiss, sob nicóis cruzados, mostrando a associação quartzo + plagioclásio + microclina + biotita + anfibólio (lâmina QP-163A, aumento de 25 vezes). Bt = biotita; Hbl = hornblenda; Plg = plagioclásio; Mc = microclina; Qzo = quartzo

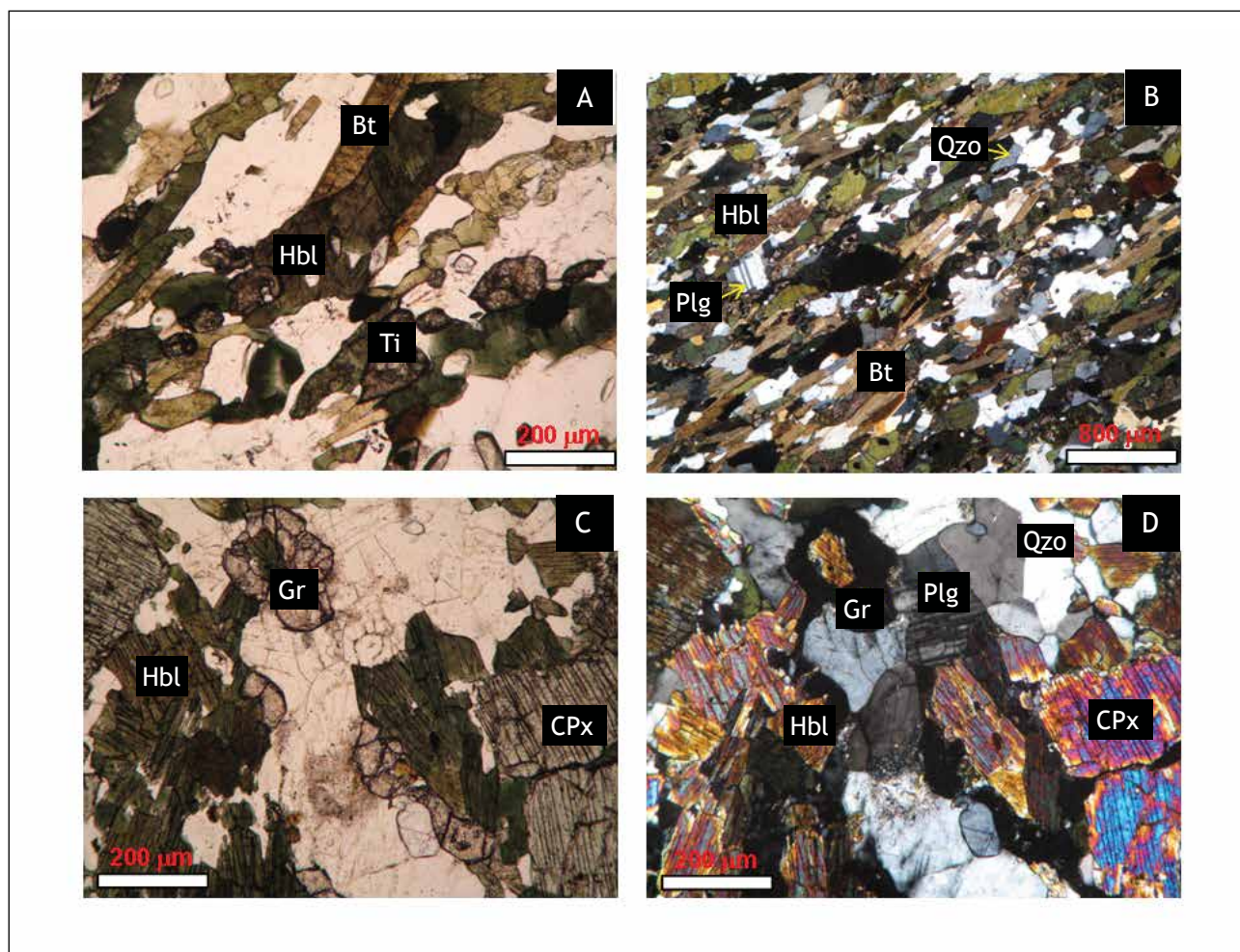


Figura 3.3 - Detalhes dos anfibolitos Mantiqueira. A) Anfibolito correlacionável ao primeiro litotipo descrito, sob nicóis paralelos, exibindo a associação hornblenda + titanita \pm biotita (lâmina QP-163 B, aumento de 100 vezes). B) Anfibolito correlacionável ao primeiro litotipo descrito, sob nicóis cruzados, exibindo a associação hornblenda + plagioclásio \pm biotita \pm quartzo (lâmina QP-163 B, aumento de 25 vezes). C) Granada anfibolito, sob nicóis paralelos, exibindo a associação hornblenda + clinopiroxênio + granada (lâmina VP-125C, aumento de 100 vezes). D) Granada anfibolito, sob nicóis cruzados, exibindo a associação hornblenda + clinopiroxênio + granada + plagioclásio \pm quartzo (lâmina VP-125C, aumento de 100 vezes). Bt = biotita; Hbl = hornblenda; CPx = clinopiroxênio; Gr = granada; Plg = plagioclásio; Ti = Titanita; Qzo = quartzo

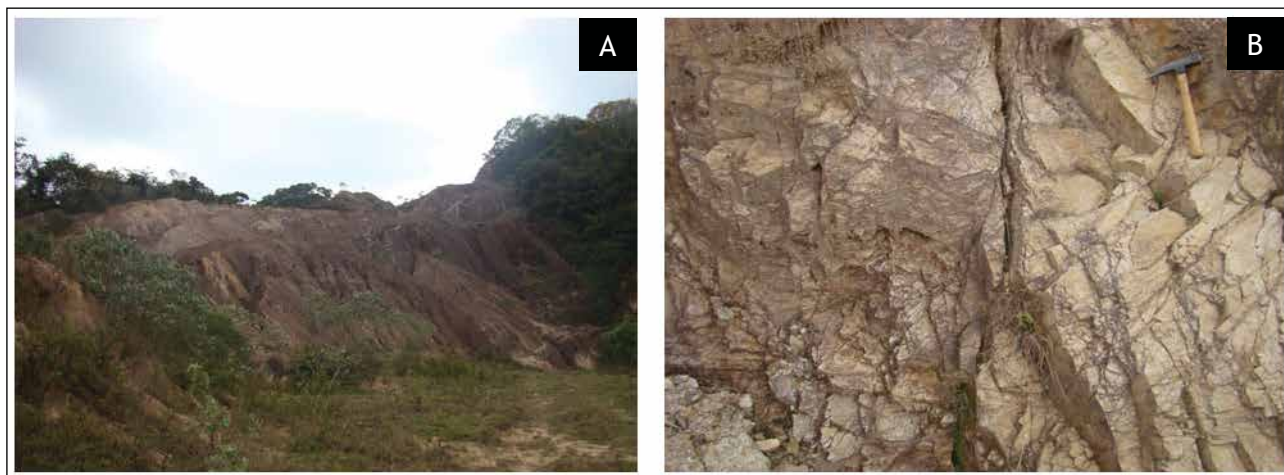


Figura 3.4 - Feições macroscópicas do hidrotermalito quartzoso. A) Visão geral do afloramento. B) Camada espessa de hidrotermalito quartzoso, verticalizado, fraturado

No Mapa Geológico da Folha Jequeri 1:50.000, o Complexo Juiz de Fora é representado por três litotipos principais:

- gnaisse enderbítico esverdeado, bandado, migmatítico;
- *granulito máfico*;
- *granulito ultramáfico*.

O gnaisse migmatítico enderbítico é o litotipo predominante na área mapeada (Figura 3.5). Trata-se de um ortognaisse esverdeado, que perde a sua cor devido à alteração intempérica e que exibe um bandamento centimétrico a decimétrico marcado pela alternância de níveis mais e menos félsicos (Figura 3.6a). O gnaisse Juiz de Fora apresenta-se muito deformado, com dobras e sigmóides centimétricos de feldspatos e/ou minerais máficos rotacionados (Figura 3.6b) e, às vezes, preserva a foliação primária S_{n-1} truncada pela foliação brasileira S_n de caráter regional. Nas regiões de influência da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, os gnaisses apresentam-se milonitizados, com foliação predominante ESE e mergulho de até 75°.

A composição mineralógica do gnaisse enderbítico é representada por ortopiroxênio (hiperstênio), plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, quartzo e hornblenda (Figuras 3.6c e 3.6d). Zircão, apatita e minerais opacos são os acessórios mais comuns. A composição modal do enderbito é: ortopiroxênio (10-30%), quartzo (20-40%), plagioclásio (20-30%), hornblenda (10-20%), biotita (5-20%). A granulação deste litotipo varia entre fina e grossa e a textura é, predominantemente, granoblástica e, subordinadamente, nematoblástica. Nas proximidades da zona de cisalhamento dúctil, a textura é milonítica, com *ribbons* de quartzo, extinção ondulante e evidências de recristalização dinâmica (geração de novos grãos) (Figura 3.6d). A foliação S_n nos gnaisses, quando bem marcada, é definida pela orientação do ortopiroxênio + hornblenda + biotita.

Os grãos de quartzo presentes nos gnaisses mostram-se estirados, com extinção ondulante e contatos retos. O plagioclásio apresenta macla interrompida ou encurvada, extinção ondulante e está pouco saussuritizado. É comum o plagioclásio perder as maclas devido ao processo metamórfico (Figura 3.6d). O ortopiroxênio (hiperstênio) é xenoblástico a hipidioblástico, mostrando-se orientado e intensamente retrometamorfizado em anfibólio e até mesmo em biotita. O clinopiroxênio é pouco freqüente. A biotita exibe-se em palhetas disseminadas associadas aos anfibólios e piroxênios.

Os ortognaises Juiz de Fora estão migmatizados em intensidades diversas. O leucossoma é quartzo-feldspático de composição charnockítica, coloração verde clara a acinzentada e granulação grossa (Figura 3.6e). O melanossoma possui composição charno-enderbítica (opdalítica), granulação fina a média, onde ortopiroxênio, plagioclásio e anfibólio são os minerais principais e feldspato potássico, quartzo, biotita ± clinopiroxênio ocorrem em menor quantidade. As estruturas migmatíticas mais comuns são do tipo estromática, dobrada e ptigmática (Figura 3.6f).

O granulito máfico ocorre como intercalação no gnaisse enderbítico, paralelo à foliação regional e ao bandamento (Figura 3.7a), mas também forma corpos expressivos, estirados segundo a direção NE ao longo das proximidades da Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Trata-se de uma rocha de coloração verde escura, granulação variável entre fina e média, maciça a fracamente foliada (Figura 3.7b). A composição essencial desta rocha consiste de ortopiroxênio pleocróico de rosa claro a verde claro (hiperstênio), clinopiroxênio com pleocroísmo em matizes de verde, plagioclásio e granada rosada em equilíbrio com o piroxênio. A mineralogia acessória é composta por quartzo, zircão, apatita e minerais opacos. Minerais secundários são biotita e anfibólio (hornblenda) (Figuras 3.7c e 3.7d). Os granulitos

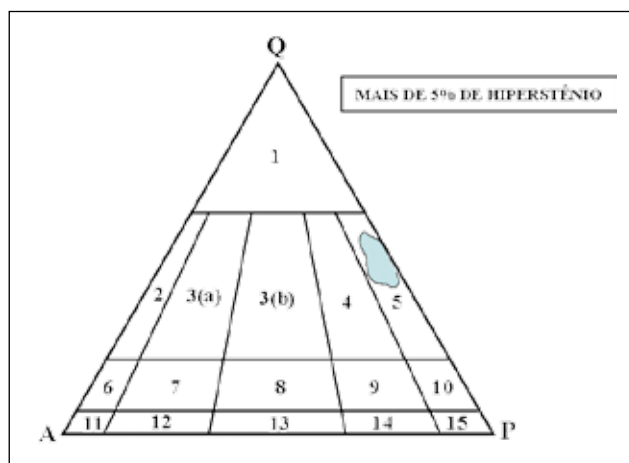


Figura 3.5 - Diagrama Strecheisen para os ortognaisses que compõem o Complexo Juiz de Fora. O polígono azul situa-se no campo do enderbito (5)

máficos são interpretados por Costa (1998) como corpos intrusivos e/ou lavas básicas cristalizados sob condições de fácies granulito.

Dois pequenos corpos de rocha ultramáfica metamorfizada, denominados neste mapeamento de “granulito ultramáfico”, foram cartografados nas proximidades do povoado de Grota – distrito de Jequeri. Trata-se de uma rocha foliada a porfiroblástica (Figura 3.8a), composta predominantemente por ortopiroxênio incolor, anfibólio de coloração bege clara, clinopiroxênio incolor, hercynita e clorita magnésiana (clinocloro) (Figuras 3.8b e 3.8c). Cristais de quartzo ocupando os espaços intersticiais ocorrem em pequena quantidade. O ortopiroxênio, em uma amostra analisada, apresenta-se sob a forma de ripas alongadas (porfiroblastos) em meio a uma massa de anfibólio pouco pleocróico em matizes de bege (Figura 3.8d). Em determinadas porções, o ortopiroxênio apresenta-se esqueletiforme, com inclusões de anfibólio, evidenciando o processo metamórfico. Nas análises modais das lâminas, os granulitos ultramáficos classificam-se, em geral, como **anfibólio-piroxenito**.

Corpos de hidrotermalito quartzoso, intimamente relacionados às zonas de cisalhamento, ocorrem associados às rochas do Complexo Juiz de Fora. As ocorrências variam de pontuais a corpos alongados na direção NE-SW, de dimensões decamétricas a quilométricas, com espessuras não definidas. Os contatos são bruscos e/ou tectônicos. Trata-se de um litotipo rico em quartzo (>90% do volume modal), tendo micas e/ou feldspatos como minerais acessórios, com restos de ortognaisse enderbítico. O hidrotermalito apresenta granulação predominantemente grossa, textura sacaroidal e estrutura foliada e muito fraturada, de acordo com as direções regionais da deformação brasileira.

Os litotipos do Complexo Juiz de Fora mostram paragêneses minerais compatíveis com a fácies gra-

nulito, reestabilizadas em fácies anfibolito. O ortognaisse enderbítico apresenta a seguinte associação mineral: *ortopiroxênio + hornblenda + biotita + plagioclásio*. Anfibólio e biotita são retrógrados, formados às custas de piroxênio. O que se percebe é que a rocha atingiu seu pico metamórfico em fácies granulito e, por hidratação de um sistema primariamente anidro, foi retrometamorfozizada em fácies anfibolito. O granulito máfico mostra a paragênese *hornblenda marrom-esverdeada + plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio + granada* em equilíbrio. De acordo com Yardley (2004), a coexistência de orto e clinopiroxênio em metabasitos é diagnóstica de fácies granulito, e esta associação mineral ainda é típica de granulitos de média pressão. Por fim, os granulitos ultramáficos também mostram associação típica de rochas granulíticas, com *ortopiroxênio + hercynita*, re-equilibrada em fácies anfibolito – indicado pela associação *anfíbólio + clinocloro*.

Os dados obtidos com o estudo petrológico e de paragêneses minerais nas lâminas deste mapeamento estão de acordo com os dados regionais. Costa (1998) estabelece que o pico metamórfico do granulito máfico do Complexo Juiz de Fora foi atingido em condições de P e T por volta de 8 kbar e 880°C. Duarte & Heilbron (1999) definem dois pulsos metamórficos de alto grau para as rochas do Complexo Juiz de Fora. O primeiro pulso, registrado em todas as litologias e com pico térmico no intervalo entre 800° e 895°C, associa-se à formação da paragênese característica de fácies granulito, com arranjo granoblástico e anterior ao Evento Brasileiro. O segundo pulso metamórfico, desenvolvido sob condições de temperatura entre 700° e 750°C e pressão entre 6 e 7 kbar, caracteriza-se pela hidratação das rochas granulíticas (entrada de água em um sistema previamente desidratado). A paragênese mineral associada ao pulso 2 se desenvolveu na foliação principal e é concomitante com a deformação principal. A conclusão a que se pode chegar com a análise dos dados da literatura, independente da linha de pesquisa, é que o metamorfismo Brasileiro atingiu a fácies granulito na área e sofreu um re-equilíbrio para a fácies anfibolito.

3.3 - GRUPO ANDRELÂNDIA

O Grupo Andrelândia ocorre em ambos os domínios do embasamento, a leste e oeste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Predomina sob a forma de camadas tectonicamente interdigitadas. Esta unidade caracteriza espessa cobertura metassedimentar paraderivada, com protólitos pelíticos e/ou grauvaquianos ou ainda associados a uma mistura argilo-carbonatada (marga).

O Grupo Andrelândia não apresenta feições topográficas e/ou geomorfológicas distintivas em grande parte da área mapeada. Pode aflorar em

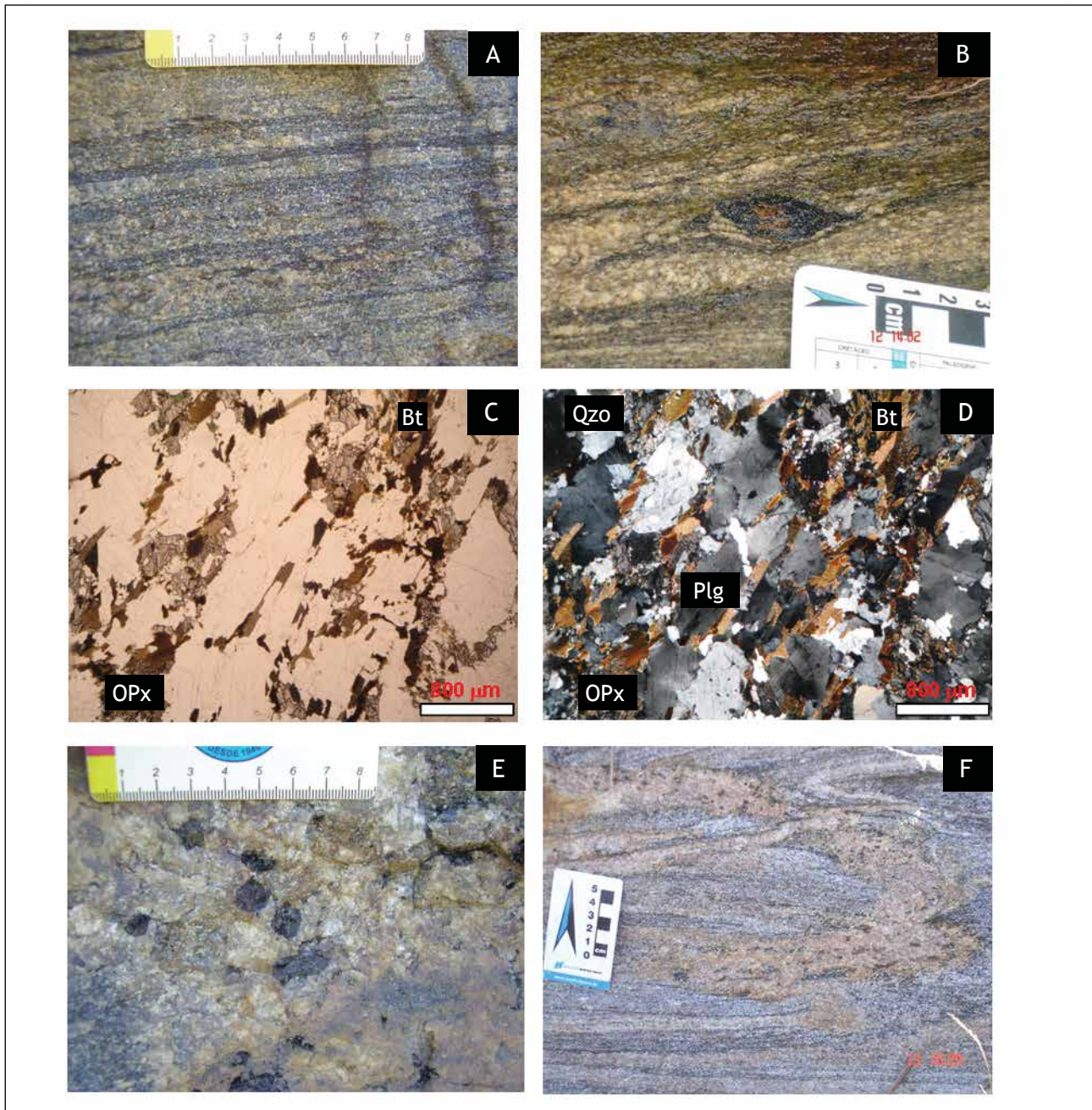


Figura 3.6 - Detalhes do gnaiss Juiz de Fora. A) Ortognaiss esverdeado, mostrando bandamento centimétrico. B) Gnaiss bandado, com sigmóide de minerais máficos rotacionado. C) Gnaiss enderbítico, sob nicóis paralelos, exibindo a associação ortopiroxênio + biotita (lâmina QP-109, aumento de 25 vezes). D) Gnaiss enderbítico, sob nicóis cruzados, exibindo a associação ortopiroxênio + biotita + plagioclásio + quartzo. Notar a presença de extinção ondulante em plagioclásio (lâmina QP-109, aumento de 25 vezes). E) Leucossoma quartzo-feldspático com cristais de anfibólio, de composição charnockítica. F) Estrutura dobrada em migmatito descolorido do Complexo Juiz de Fora. Bt = biotita; OPx = ortopiroxênio; Plg = plagioclásio; Qzo = quartzo

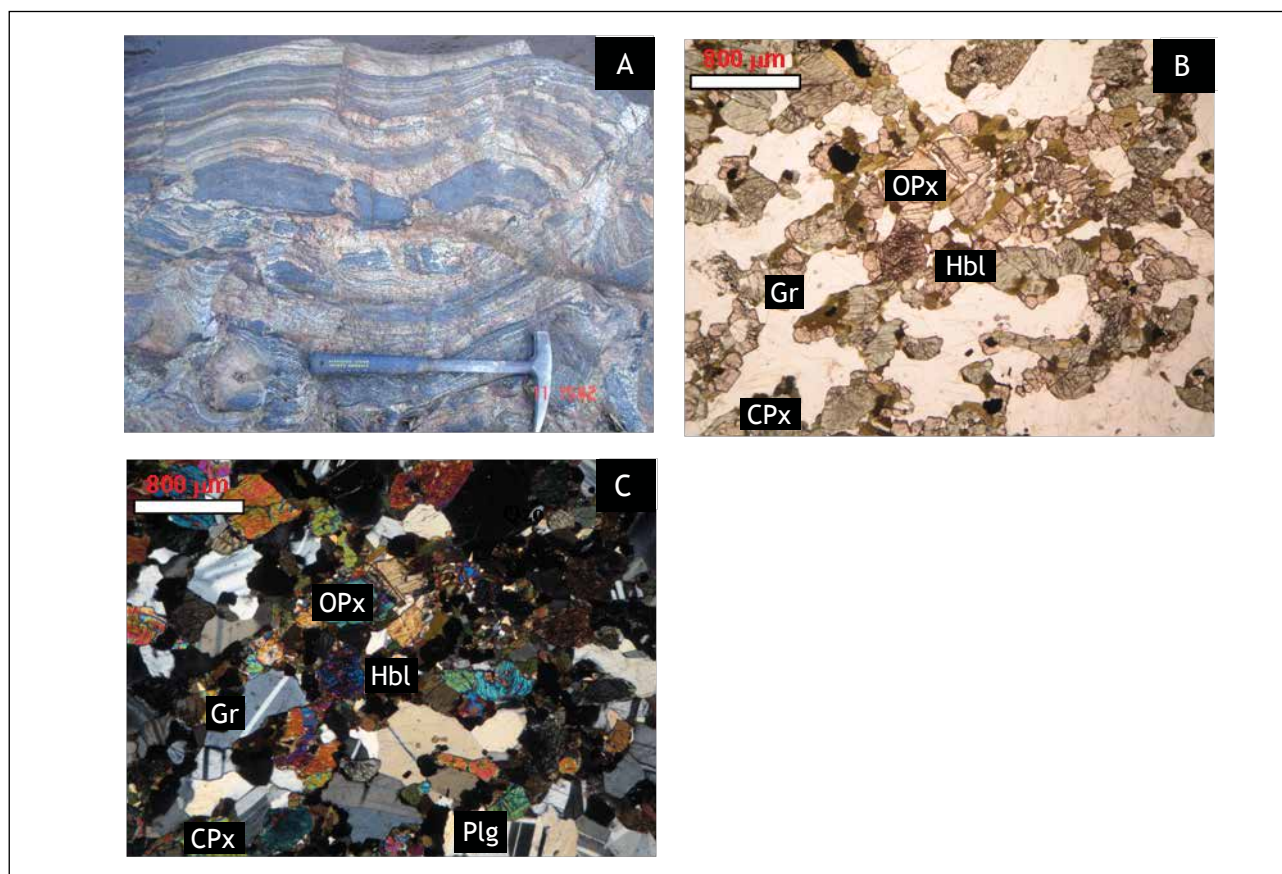


Figura 3.7 - Detalhes do granulito máfico do Complexo Juiz de Fora. A) Boudins de granulito máfico em ortogneisse Juiz de Fora. B) Granulito máfico, sob nicóis paralelos, exibindo a associação ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda + granada (lâmina QP-21, aumento de 25 vezes). C) Granulito máfico, sob nicóis cruzados, exibindo a associação ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda + granada + plagioclásio (lâmina QP-21, aumento de 25 vezes). OPx = ortopiroxênio; CPx = clinopiroxênio; Hbl = hornblenda; Gr = granada; Plg = plagioclásio

lajedos, cortes de estrada e nos leitos de cursos d'água, apresentando, comumente, espesso manto de intemperismo. Na porção centro-sudeste da folha, esta unidade aflora, comumente, onde o relevo é acidentado, como a Serra da Pedra Negra (altitude máxima da Folha Jequeri; cerca de 1145 m) e a Serra Velha (Figura 3.9a).

No Mapa Geológico da Folha Jequeri, o litotipo predominante no Grupo Andrelândia é representado por paragneisses com eventuais intercalações de rocha calcissilicática (Figura 3.9b). Veios pegmatíticos, não mapeáveis em escala 1:50.000, ocorrem eventualmente.

O paragneisse é uma rocha bandada, migmatizada em intensidades diversas. O bandamento do paragneisse varia de centimétrico a decimétrico e reflete proporções diversas entre seus minerais félsicos e máficos, ou, onde migmatizado, a alternância de bandas escuras (paleossoma ou melanossoma de neossoma) com bandas compostas de neossoma granítico (Figura 3.9c). O bandamento e a foliação ge-

ralmente são paralelos. Em alguns afloramentos este bandamento apresenta-se nitidamente dobrado.

O paragneisse é uma rocha de granulação fina a média e coloração cinza clara a cinza escura. É composto por quartzo + plagioclásio + biotita + granada \pm sillimanita \pm feldspato potássico \pm ortopiroxênio. Uma feição característica é a presença de cristais de granada bem formados, geralmente com diâmetros entre 2 e 4 cm (Figura 3.9d). Em algumas porções da área mapeada, o paragneisse apresenta uma menor percentagem de granada e biotita, sendo enriquecido em quartzo-feldspato. Sendo assim, dois tipos petrográficos principais de paragneisse são distinguidos na Folha Jequeri: granada-biotita gnaiss e sillimanita-granada-biotita gnaiss.

Em lâmina delgada, os paragneisses apresentam textura lepidoblástica a lepidogranoblástica. A composição mineralógica principal, como mencionado anteriormente, é formada por quartzo + plagioclásio sódico a intermediário + biotita + granada \pm sillimanita \pm feldspato potássico \pm ortopiroxênio

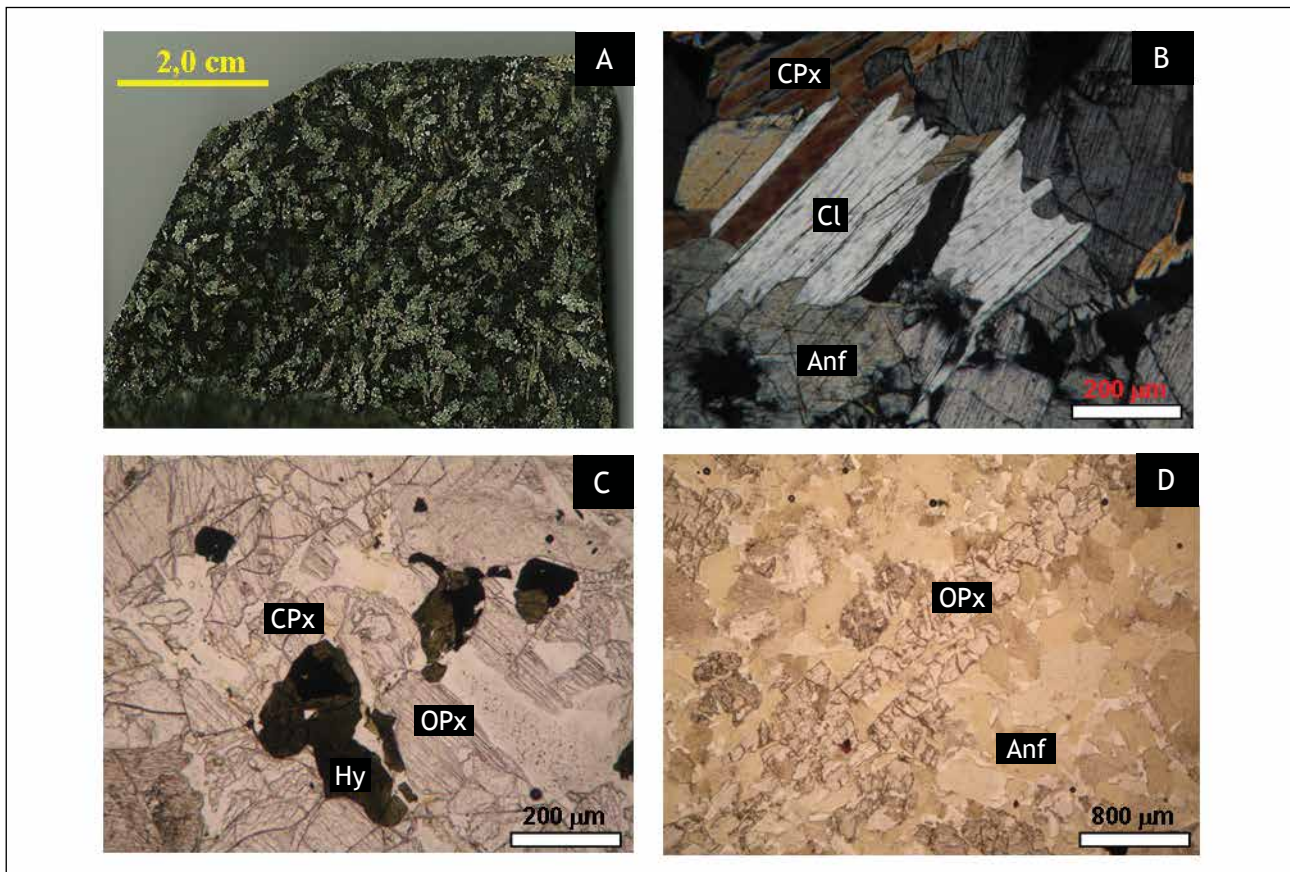


Figura 3.8 - Granulitos ultramáficos do Complexo Juiz de Fora. A) Granulito ultramáfico com ripas de ortopiroxênio, em amostra de mão. B) Granulito ultramáfico, sob nicóis cruzados, exibindo a associação anfibólio + clinopiroxênio + clorita magnésiana (lâmina PG-117, aumento de 100 vezes). C) Granulito ultramáfico, sob nicóis paralelos, exibindo a associação ortopiroxênio + clinopiroxênio + hercynita (lâmina PG-117, aumento de 100 vezes). D) Granulito ultramáfico, sob nicóis paralelos, mostrando o ortopiroxênio incolor, ripiforme, em meio a uma massa de anfibólio bege claro (lâmina PG-118, aumento de 25 vezes). OPx = ortopiroxênio; CPx = clinopiroxênio; Hy = hercynita; Anf = anfibólio; Cl = clorita

(Figuras 3.10a, 3.10b e 3.10c). Zircão, minerais opacos e apatita são os acessórios comuns. A foliação, geralmente paralela ao bandamento e localmente com feições miloníticas, é materializada pela orientação de biotita, sillimanita e/ou granada. Quartzo e plagioclásio ocorrem estirados ao longo da foliação, mas também formam mosaicos granoblásticos. Apresentam evidências de deformação intracristalina expressa sob a forma de extinção ondulante. A sillimanita ocorre como cristais prismáticos alongados (Figura 3.10c). Porfiroblastos e poiquiloblastos de granada, freqüentemente rotacionados, mostram sombras de pressão assimétricas, indicando seu caráter sin-cinematismo à foliação (Figura 3.10d). Cristais de granada pequenos, intensamente fraturados, podem ocorrer dispersos na matriz. O ortopiroxênio ocorre em pequenas quantidades, sob a forma de grãos hipidioblásticos, podendo estar parcialmente substituídos por biotita (Figuras 3.10a e 3.10b). Os zircões são pequenos e arredondados, sugerindo sua natureza detrítica. Os principais processos de alteração são saussuritização do plagioclásio, sericitização de feldspato potássico.

Como mencionado no início deste item, os paragneisses são freqüentemente migmatíticos, com mobilizados quartzo-feldspáticos granatíferos de granulação grossa (Figura 3.9c). Estes mobilizados podem ser concordantes ou discordantes do bandamento gnáissico, e chegam a predominar em determinadas regiões. No domínio Mantiqueira, por exemplo, formam um corpo de leucogranito tipo S, foliado, alongado na direção NE-SW. Trata-se de uma unidade referida no mapa geológico como “Corpo Serra dos Vieiras”, que será abordada mais detalhadamente no item 3.5.

As rochas calcissilicáticas, intercaladas nos paragneisses Andrelândia, constituem delgadas camadas ou lentes, geralmente paralelas à foliação e ao bandamento. Apresentam coloração cinza escuro esverdeado (em superfície fresca) e aspecto maciço (mas a foliação é realçada pelo intemperismo e notável em lâmina). Mostram granulação predominantemente fina e textura granoblástica. A composição mineralógica essencial das lentes calcissilicáticas consiste de granada + plagioclásio cálcico + clinopi-



Figura 3.9 - Feições macroscópicas dos litotipos do Grupo Andrelândia. A) Paredão de paragnaisse granatífero da Serra da Pedra Negra. B) Afloramento com nível de rocha calcissilicática preservada em meio à saprólito de paragnaisse. C) Paragnaisse bandado com feições migmatíticas. D) Detalhe das granadas centimétricas, bem formadas, em paragnaisse Andrelândia

roxênio + anfibólio ± quartzo. Os minerais acessórios são apatita e opacos. Escapolita, titanita e epidoto ocorrem nas rochas do domínio Juiz de Fora.

Corpos de hidrotermalito quartzoso, intimamente relacionados às zonas de cisalhamento, ocorrem associados às rochas do Grupo Andrelândia. As ocorrências variam de pontuais a corpos alongados na direção NE-SW, de dimensões decamétricas a quilométricas, com espessuras não definidas. O hidrotermalito quartzoso é representado por um litotipo rico em quartzo (>90% do volume modal), tendo micas e/ou granada e/ou feldspatos como minerais acessórios, com restos de paragnaisse (Figura 3.11). O hidrotermalito apresenta granulação predominantemente grossa, textura sacaroidal e estrutura foliada e muito fraturada, de acordo com as direções regionais da deformação brasileira.

As rochas do Grupo Andrelândia, na Folha Jequeri, apresentam associações mineralógicas indicativas de metamorfismo na transição de fácies anfibolito-granulito. O granada-biotita gnaisse é a

rocha peraluminosa de menor grau metamórfico do Grupo Andrelândia. A associação mineral em equilíbrio é representada por *biotita + granada + feldspatos + quartzo*. Esta associação sugere um grau metamórfico médio, em fácies anfibolito, o que pode ser constatado também pelo processo de fusão parcial a que esta rocha foi submetida (estimativa de temperatura em torno de 620-650°C). O sillimanita-granada-biotita gnaisse, com pequena quantidade de ortopiroxênios, são indicativos de fácies granulito. Yardley (2004) afirma que sillimanita prismática bem desenvolvida, como é o caso das rochas em questão, é em geral restrita à fácies granulito. Estes dados qualitativos obtidos através da análise de lâminas delgadas estão concordantes com aqueles apresentados na literatura. De acordo com Schultz-Kuhnt (1985, *in* Noce *et al.* 2006), cálculos geotermobarométricos em paragnaisse da região entre Jequeri e Abre Campo forneceram valores de temperatura entre 750-900°C e de pressão entre 8-10 kbar, condizentes com a fácies granulito.

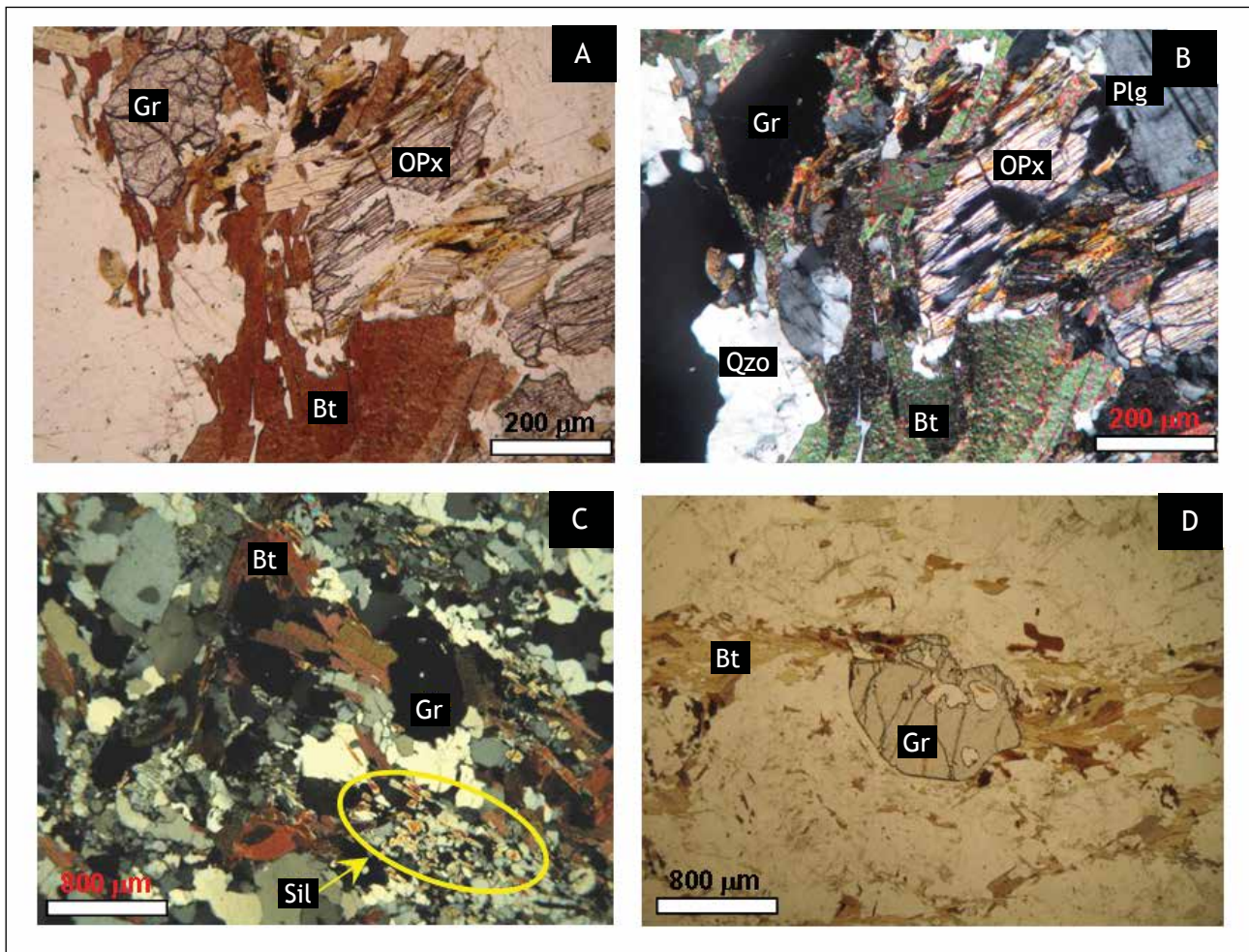


Figura 3.10 - Feições microscópicas dos litotipos do Grupo Andrelândia. A) Paragneisse granatífero, sob nicóis paralelos, mostrando a associação granada + biotita + ortopiroxênio (lâmina PG-42B, aumento de 100 vezes). B) Paragneisse granatífero, sob nicóis cruzados, mostrando a associação granada + biotita + ortopiroxênio + plagioclásio + quartzo (lâmina PG-42B, aumento de 100 vezes). C) Paragneisse, sob nicóis cruzados, mostrando a associação granada + biotita + sillimanita prismática (lâmina CG-04C, aumento de 25 vezes). D) Detalhe de porfiroblasto de granada rotacionado, sob nicóis paralelos (lâmina CG-04C, aumento de 25 vezes). OPx = ortopiroxênio; Gr = granada; Bt = biotita; Plg = plagioclásio; Qzo = quartzo

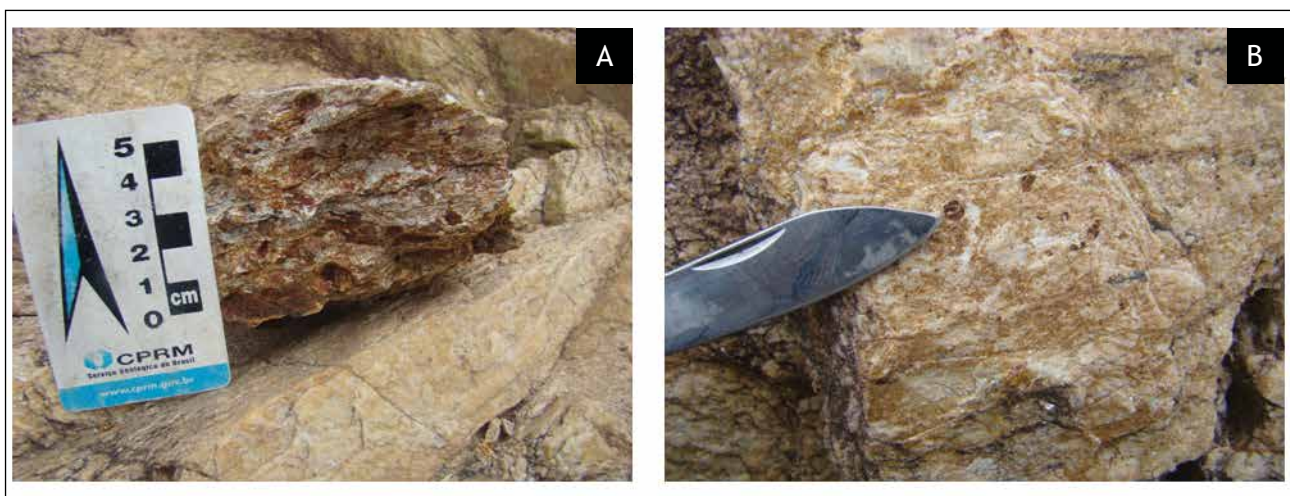


Figura 3.11 - Feições macroscópicas do hidrotermalito quartzoso. A) Visão geral do paragneisse em associação com o hidrotermalito quartzoso. B) Hidrotermalito quartzoso com granada e muscovita em amostra de mão

3.4 - SUITE SANTO ANTÔNIO DO GRAMA

3.4.1 - Ortoanfibolito Santo Antônio do Grama

O anfibolito Santo Antônio do Grama sustenta serras alinhadas na direção NE-SW (*e.g.*, Serra Queimada, Serra do Bom Destino e Morro do Petróleo), desde o sul do município de Santo Antônio do Grama até as proximidades de São Pedro dos Ferros (no limite da Folha Jequeri 1:50.000 com a Folha Rio Casca 1:50.000), estendendo-se por cerca de 50 km (Figura 3.12a). O corpo máfico de Santo Antônio do Grama encontra-se em contato tectônico, próximo à Zona de Cisalhamento de Abre Campo, com os ortognaisses bandados do Complexo Mantiqueira e com a cobertura metassedimentar do Grupo Andrelândia, com os quais é estruturalmente concordante, estando também afetado pela foliação S_n regional.

O anfibolito Santo Antônio do Grama, petrograficamente classificado como orto-derivado, apresenta coloração verde escura e granulação predominantemente grossa a eventualmente média (Figura 3.12b). É 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 são geralmente concordantes com a foliação dúctil, mas podem ser localmente discordantes (Figura 3.12c).

O anfibolito possui textura granoblástica, com junções tríplexes entre os grãos imperfeitas, a nematoblástica e é composto, essencialmente, por anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio cálcico e titanita. Os principais minerais acessórios são apatita, quartzo, sulfetos (calcopirita, pirita e pirrotita) e outros opacos. A composição modal média deste litotipo é: anfibólio (45%), plagioclásio (30%), clinopiroxênio (13%), titanita (10%) e quartzo (2%). O anfibólio habitual é a hornblenda e sua orientação é responsável pela textura nematoblástica da rocha. Pode ter origem primária ou ser resultante do processo de uralitização do piroxênio. Inclusões de titanita e quartzo são comuns em hornblenda. Clinopiroxênio xenoblástico, de granulação média, está associado aos cristais de anfibólio, mas porfiroclastos envoltos por plagioclásio também são observados. O plagioclásio aparece como principal e, às vezes único, componente félsico. Apresenta hábito hipidioblástico e leve encurvamento das maclas polissintéticas. Titanita hipidioblástica a idioblástica, de granulação predominantemente fina, aparece sempre associada ao anfibólio e pode ocorrer geminada. Micro-fraturas nos constituintes máficos são preenchidas por óxido e/ou hidróxido de ferro. Sulfetos, especialmente pirita e calcopirita, ocorrem disseminados nas amostras (Figura 3.12d).

O corpo de anfibolito Santo Antônio do Grama mostra uma paragênese mineral (*hornblenda marrom-esverdeada + clinopiroxênio + plagioclásio*)

típica de fácies anfibolito alto (Yardley 2004). A substituição de clinopiroxênio por anfibólio indica que o processo foi retrógrado e atingiu a fácies anfibolito médio. Sua ortoderivação, a partir de um gabro, é sugerida pela associação mineral (já recristalizada) e pela abundância de cristais de titanita (Brandalise 1991a).

3.4.2 - Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta

A unidade meta-ultramáfica, que ocorre como uma lasca tectônica no Complexo Mantiqueira nas proximidades da base do corpo gabróico de Santo Antônio do Grama, é representada por um antofilita-talco xisto aflorante no leito do Córrego do Pimenta. Trata-se de um corpo saprolitizado, de coloração acinzentada a esverdeada e aspecto sedoso (Figuras 3.13a e 3.13b). Cristais milimétricos a centimétricos de antofilita e talco definem bem a foliação. A seção delgada de uma amostra evidencia granulação predominantemente muito fina, textura lepidoblástica e composição mineralógica dominada por antofilita, talco e clorita magnésiana (clinocloro). A antofilita é o mineral predominante e ocorre sob a forma de grandes agulhas e às vezes como pequenos prismas. Envolve massas compostas por cristais aciculares de talco (Figuras 3.13c e 3.13d). O clinocloro é comum nos interstícios entre a antofilita e o talco.

3.5 - CORPO SERRA DOS VIEIRAS

Esta unidade encontra-se na porção central da área, aflorando como maciços rochosos, geralmente alongados na direção NE-SW, ou sob a forma de lajedos (Figura 3.14a). Predomina no domínio Mantiqueira, a oeste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo. O Corpo Serra dos Vieiras é um conjunto de (meta) granitóides provenientes da fusão parcial de paragnaisses do Grupo Andrelândia.

Os corpos (meta) graníticos aflorantes apresentam coloração rosada e um bandamento milimétrico. São compostos por quartzo, feldspatos (microclina e plagioclásio), biotita e muscovita, podendo apresentar granada. A foliação é concordante com o bandamento e marcada pela orientação de biotita \pm muscovita \pm granada.

Em seções delgadas apresentam granulação variável entre média e fina, estrutura bandada e textura fortemente milonítica devido à proximidade com a Zona de Cisalhamento de Abre Campo (Figuras 3.14b e 3.14c). Como referido anteriormente, podem conter, além dos componentes essenciais de um granito, muscovita, biotita e granada (Figura 3.14d). O quartzo está estirado, possui extinção ondulante e contato reto. Não raramente, encontra-se sob a for-

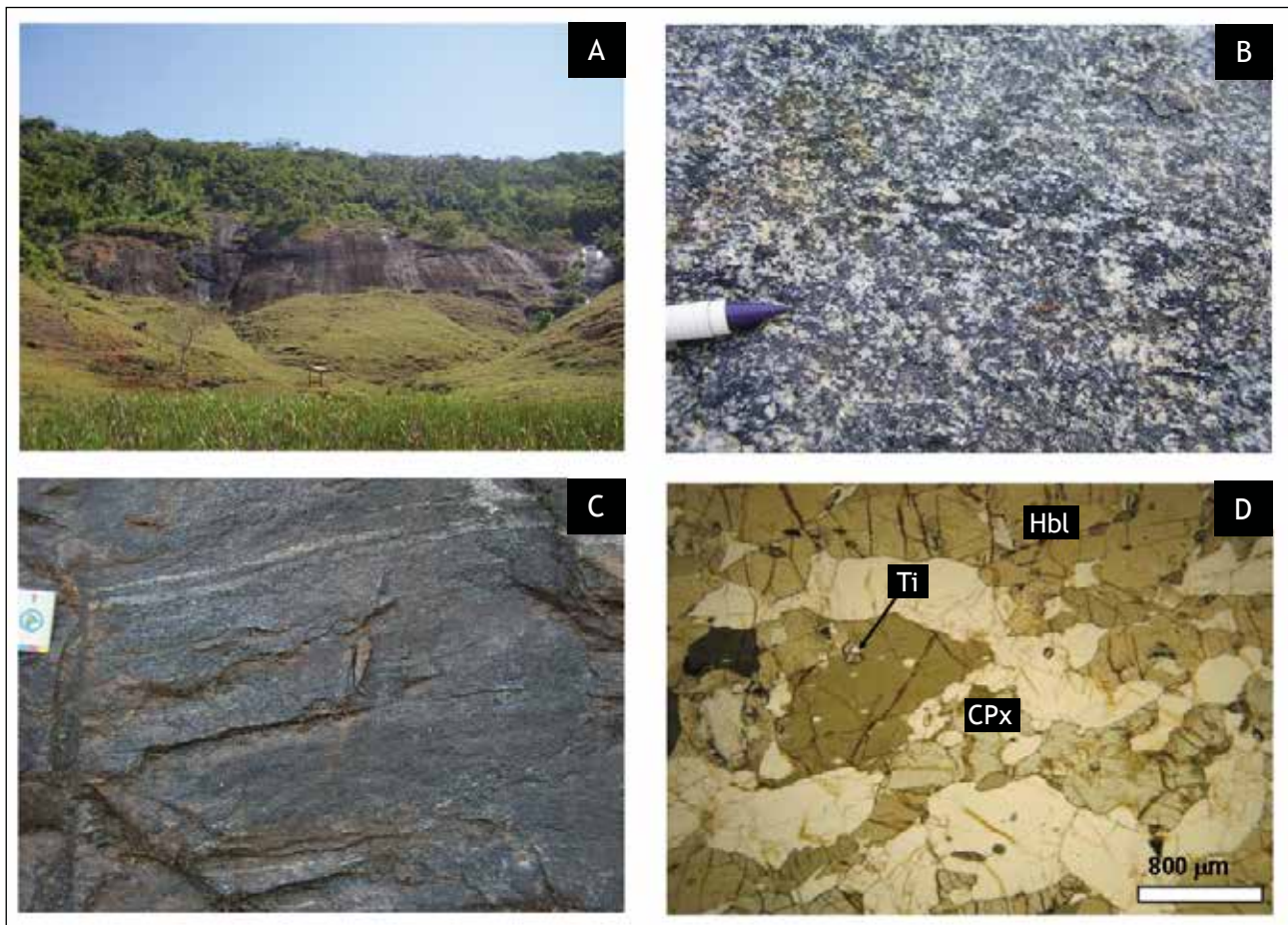


Figura 3.12 - Feições macro e microscópicas do Anfibolito Santo Antônio do Gramma. A) Paredão de anfibolito. B) Anfibolito de granulação grossa. C) Anfibolito finamente bandado apresentando vênulas félsicas concordantes com a foliação. D) Aspecto microscópico da amostra de anfibolito, sob nicóis paralelos, evidenciando a associação anfibólio + clinopiroxênio + titanita (lâmina FT01B, aumento de 25 vezes). CPx = clinopiroxênio; Hbl = hornblenda; Ti = titanita

ma de fita. A microclina ora apresenta-se como cristais de granulação fina, ora como porfiroclastos ou cristais estirados de granulação grossa. A forma tabular de alguns cristais deste feldspato potássico são evidências de sua origem ígnea (Figura 3.14c). A biotita e a muscovita, quando presentes, ocorrem finas e disseminadas nos planos de foliação. Já a granada é hipidioblástica e poiquiloblástica (principalmente inclusões de quartzo). Zircão, apatita e minerais opacos são acessórios comuns. Os principais processos de alteração são saussuritização do plagioclásio e sericitização do feldspato potássico, principalmente nas fraturas e bordas.

A composição mineralógica média deste (meta) granitóide é representada por microclina – 45%, quartzo – 35%, plagioclásio – 5-10% e biotita, muscovita ou granada, juntos – 15%. Nas análises modais das lâminas delgadas, as rochas do Corpo Serra dos Vieiras mostram composição variável entre **álcali-feldspato granito** e **sienogranito** (Figura 3.15).

3.6 - DIQUES MÁFICOS

Dois pequenos corpos intrusivos máficos foram cartografados no sul da Folha Jequeri, nas proximidades do povoado de Grota e na região da Fazenda Cachoeira Alegre. Trata-se de uma rocha que ocorre na forma de dique, com espessura métrica, direção N-S, encaixada nos ortognaisses dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora (Figura 3.16a).

O litotipo descrito, correlacionável a uma rocha hipoabissal do tipo diabásio, apresenta coloração verde escura e granulação variável entre muita fina e fina. Esta variação de granulação ocorre da borda para o centro, no sentido da cristalização ígnea. A borda do corpo apresenta-se extremamente fina, às vezes com aspecto afanítico. À medida que se aproxima do centro, os grãos se tornam cada vez maiores (Figuras 3.16b a 3.16d). O diabásio é composto, essencialmente, por cristais ripiformes de plagioclásio maclado e clinopiroxênio.

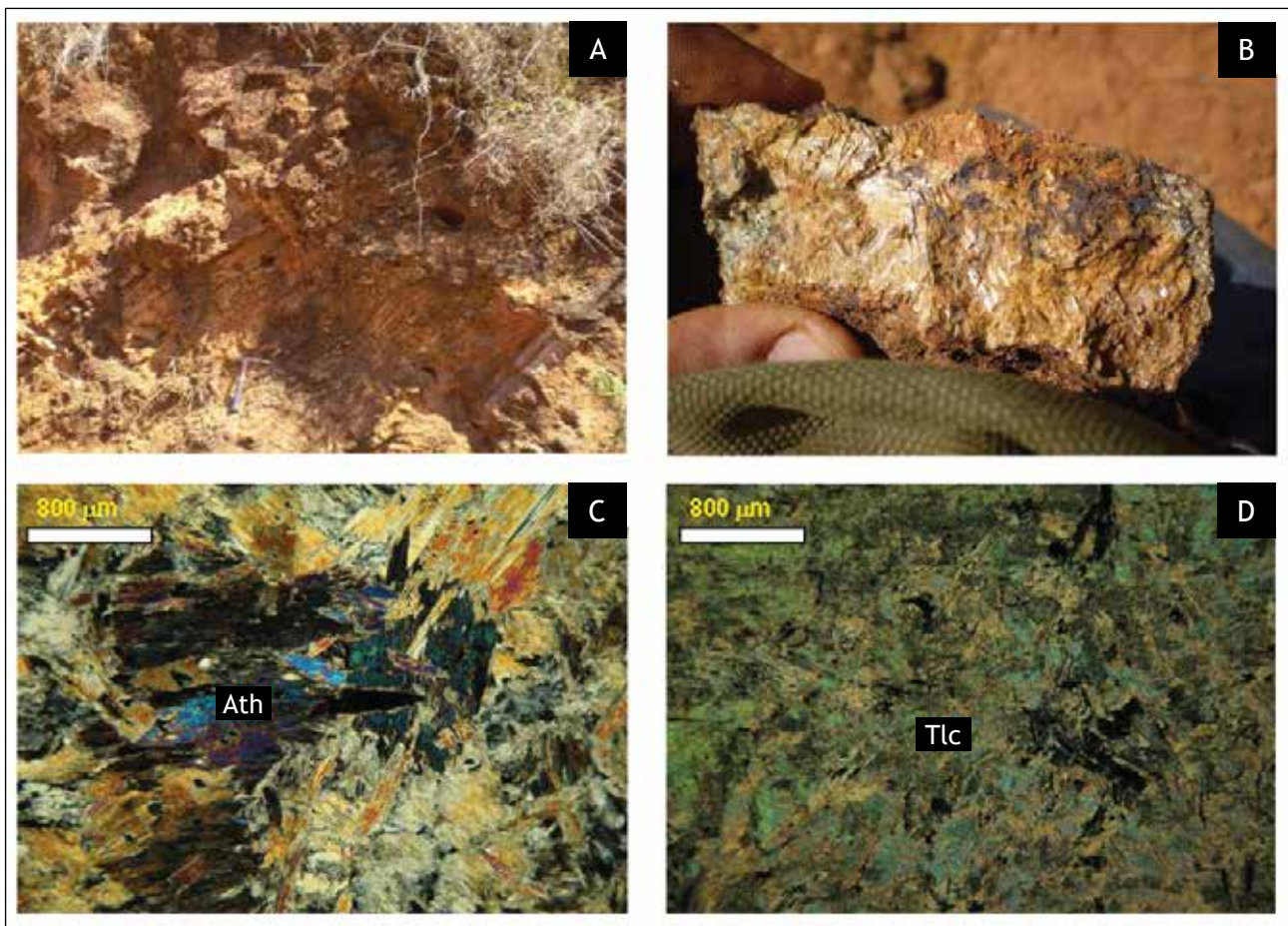


Figura 3.13 - Feições macro e microscópicas do Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta. A) Afloramento saprotitizado de antofilita-talco xisto. B) Detalhe da amostra de mão. C) Detalhe de cristais de antofilita acicular, sob nicóis cruzados (lâmina GQ-119, aumento de 25 vezes). D) Massa rica em talco com raros cristais de antofilita, sob nicóis cruzados (lâmina GQ-119, aumento de 25 vezes). Ath = antofilita; Tlc = talco

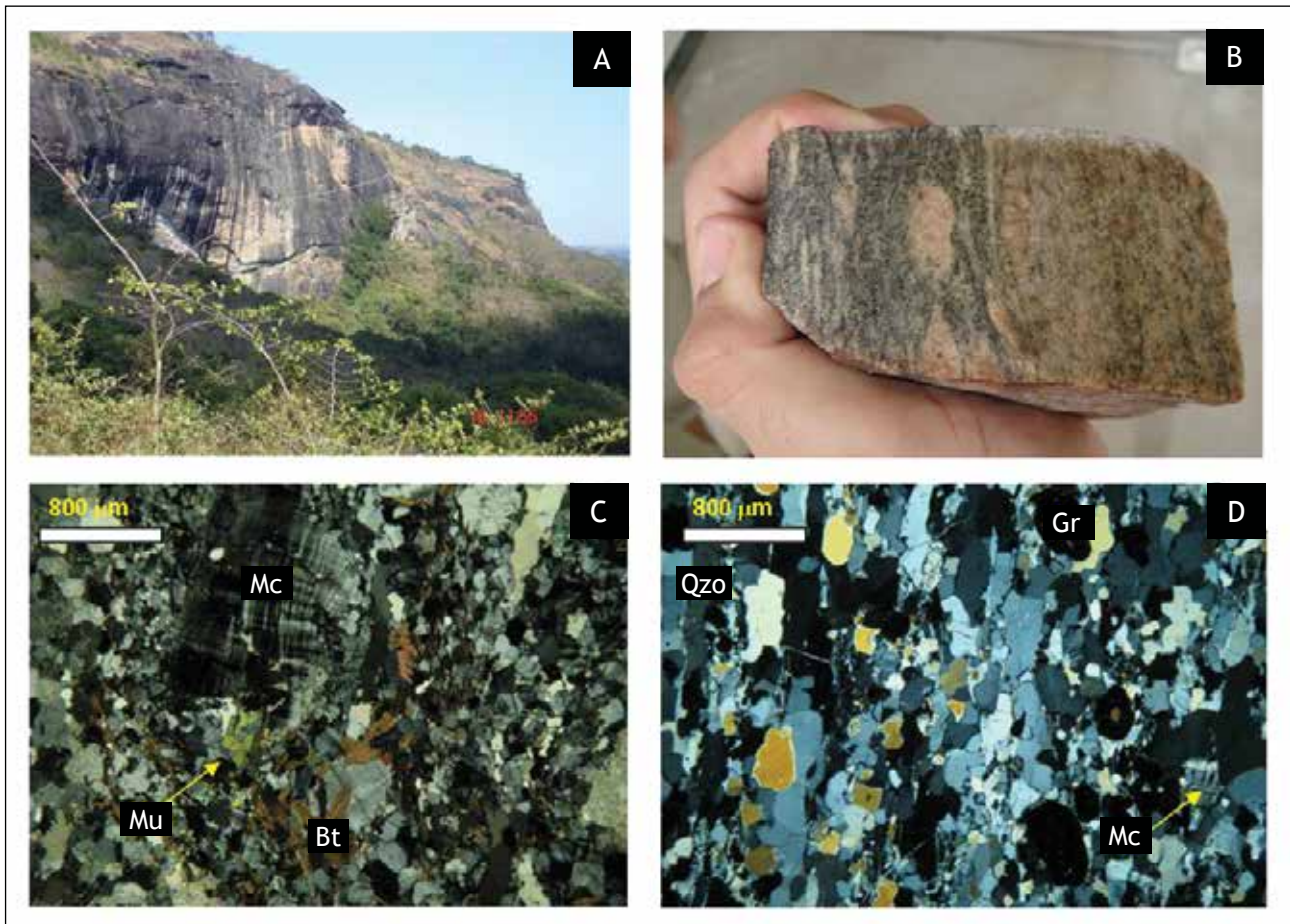


Figura 3.14 - Feições macro e microscópicas do (meta) granitóide que compõe o Corpo Serra dos Vieiras. A) Maciço rochoso de granito foliado. B) Detalhe da amostra de mão de granitóide finamente bandado, com porfiroclastos de feldspato potássico rosado. C) Granitóide exibindo textura milonítica com cominuição dos grãos, sob nicóis cruzados. Observar o grande cristal de microclina, com hábito praticamente tabular (lâmina BCF-09A, aumento de 25 vezes). D) Granitóide exibindo quartzo estirado + microclina + granada, sob nicóis cruzados (lâmina FT-51, aumento de 25 vezes). Mc = microclina; Gr = granada; Qzo = quartzo; Bt = biotita; Mu = muscovita

Minerais opacos são os acessórios comuns. É uma rocha que não apresenta nenhum vestígio de metamorfismo, mostrando textura do tipo intergranular – quando os interstícios entre os feldspatos são ocupados por minerais ferromagnesianos sem uma orientação específica.

3.7 - ALUVIÕES

Os aluviões ocorrem no extremo norte da Folha Jequeri, no leito do Rio Casca. Restringe-se a uma pequena área mapeada, pois as drenagens encontram-se extremamente encaixadas ao longo de toda a região mapeada. São compostos de material inconsolidado predominantemente arenoso, com cascalhos e seixos de quartzo arredondados e raros depósitos de lama (Figura 3.17).

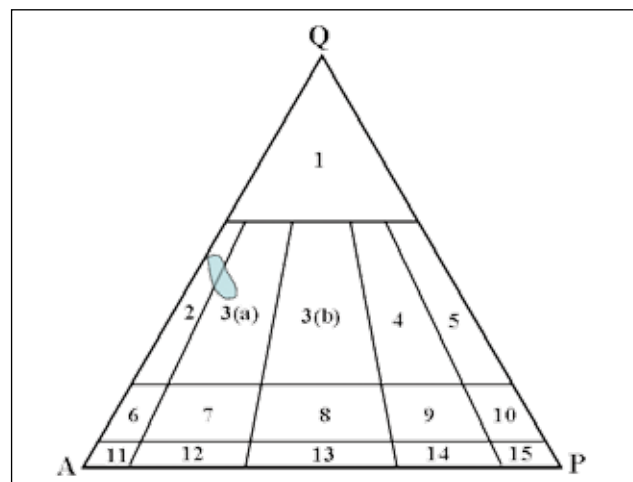


Figura 3.15 - Diagrama Streckeisen para os (meta) granitóides que compõem o Corpo Serra dos Vieiras. O polígono azul situa-se no campo do álcali-feldspato granito (2) e sienogranito (3a)



Figura 3.16 - Feições macro e microscópicas do dique de diabásio. A) Visão geral do dique de diabásio em contato com o ortognaisse do Complexo Mantiqueira. B) Diabásio com textura intergranular, sob nicóis cruzados. Borda do corpo, com granulação extremamente fina (lâmina PG-120A, aumento de 25 vezes). C) Diabásio com textura intergranular, sob nicóis cruzados. Posição intermediária do corpo, com granulação um pouco maior que a anterior (lâmina PG-120B, aumento de 25 vezes). D) Diabásio com textura intergranular, sob nicóis cruzados. Centro do corpo, com granulação fina (lâmina PG-120D, aumento de 25 vezes). CPx = clinopiroxênio; Plg = plagioclásio



Figura 3.17 - Visão geral do aluvião do Rio Casca

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise das estruturas identificadas implica na atuação de três etapas deformacionais dúcteis (D_1 , D_2 e D_3) e uma etapa deformacional rúptil tardia.

Em escala regional, as fases deformacionais dúcteis representam a etapa de maior encurtamento crustal, responsável pela compartimentação tectônica da faixa orogênica neoproterozóica (Heilbron *et al.* 2003, Alkmim *et al.* 2006, Noce *et al.* 2007b). A fase D_1 indica um transporte tectônico para norte, enquanto D_2 imprimi uma tectônica dirigida para oeste. A idade destas etapas deformacionais gira em torno de 580-560 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007). A terceira fase deformacional (D_3) se manifesta em continuidade ao encurtamento crustal D_1 - D_2 , 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, 2007b; Alkmim *et al.* 2007). Estas zonas de cisalhamento provavelmente foram geradas no intervalo entre 560 e 535 Ma (Costa *et al.* 1998, Peres *et al.* 2004, Alkmim *et al.* 2006).

As estruturas rúpteis distensivas (fraturas) são relacionadas essencialmente à tectônica divergente Mesozóica-Cenozóica, ligada ao reajustamento isostático da margem continental devido à abertura do Oceano Atlântico. Noce *et al.* (2003) denominaram uma feição desta tectônica distensiva na área abrangida pela Folha Viçosa, o *Horst* da Serra da Boa Vista.

A Folha Jequeri exibe dois domínios estruturais principais: *i*) domínio de colinas policonvexas (**DM1**); *ii*) feixe de lineamentos de Abre Campo (**DM2**) (Figura 4.1). No primeiro domínio predominam estruturas horizontalizadas ou 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 Folha Jequeri (mapa geológico em anexo), apresentando continuidade nas articulações vizinhas norte, sul e oeste. Este domínio é marcado por forte cisalhamento transpressivo e verticalização das estruturas dúcteis.

Segue abaixo a caracterização, descrição e interpretação do acervo estrutural da Folha Jequeri. Visando uma descrição mais didática e organizada da geologia estrutural, as estruturas dúcteis e rúpteis serão tratadas em itens distintos.

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-Brasílica

Diversos autores citam uma fase de deformação mais antiga reconhecida na região (Noce *et al.* 2007b, Heilbron *et al.* 2003), afetando essencialmente as rochas do Complexo Mantiqueira. Entretanto, devido à intensidade da deformação brasileira, estas estruturas foram completamente obliteradas, impedindo qualquer tipo de caracterização das mesmas na área da Folha Jequeri.

4.1.2 - Deformação Brasileira

Este evento confeccionou uma vasta gama de estruturas, mas observações de campo refletiram sobreposição de estruturas e relações entre si. Através das análises laboratoriais de diagramas estruturais, aliadas a estudos bibliográficos, interpreta-se que houve três fases deformacionais dentro evento Brasileiro na região de estudo. A fase D_1 indica um regime tectônico de baixo ângulo. D_2 imprimiu uma tectônica dirigida para oeste, assim como D_3 , que representaria um aumento da intensidade da tectônica para oeste.

A seguir, tem-se uma breve descrição de cada fase deformacional do evento Brasileiro.

Fase D_1

Representada por uma foliação (S_1), bandamento gnáissico (Bd) e eixos de dobra (E_1). Esta fase está melhor impressa nas rochas do Complexo Mantiqueira em DM1, porção oeste da área mapeada.

A foliação S_1 possui baixo ângulo (Figura 4.2a) e é marcada pela orientação preferencial dos constituintes lepidoblásticos, nematoblásticos, assim como pelos *ribbons* de quartzo e porfiroclastos de feldspatos, imprimindo, em determinados locais, caráter milonítico às rochas, estando disposta paralelamente ao bandamento gnáissico (Bd) (Figura 4.2b). Dobras referentes a essa fase ocorrem e, quando expostas, apresentam-se muito obliteradas e muitas vezes com flancos rompidos. Ocorrem em diversas escalas, são intrafoliais (Figura 4.6a) e apresentam eixos com caimentos variados, que estão distribuídos em uma guirlanda NW-SE (Figura 4.2c).

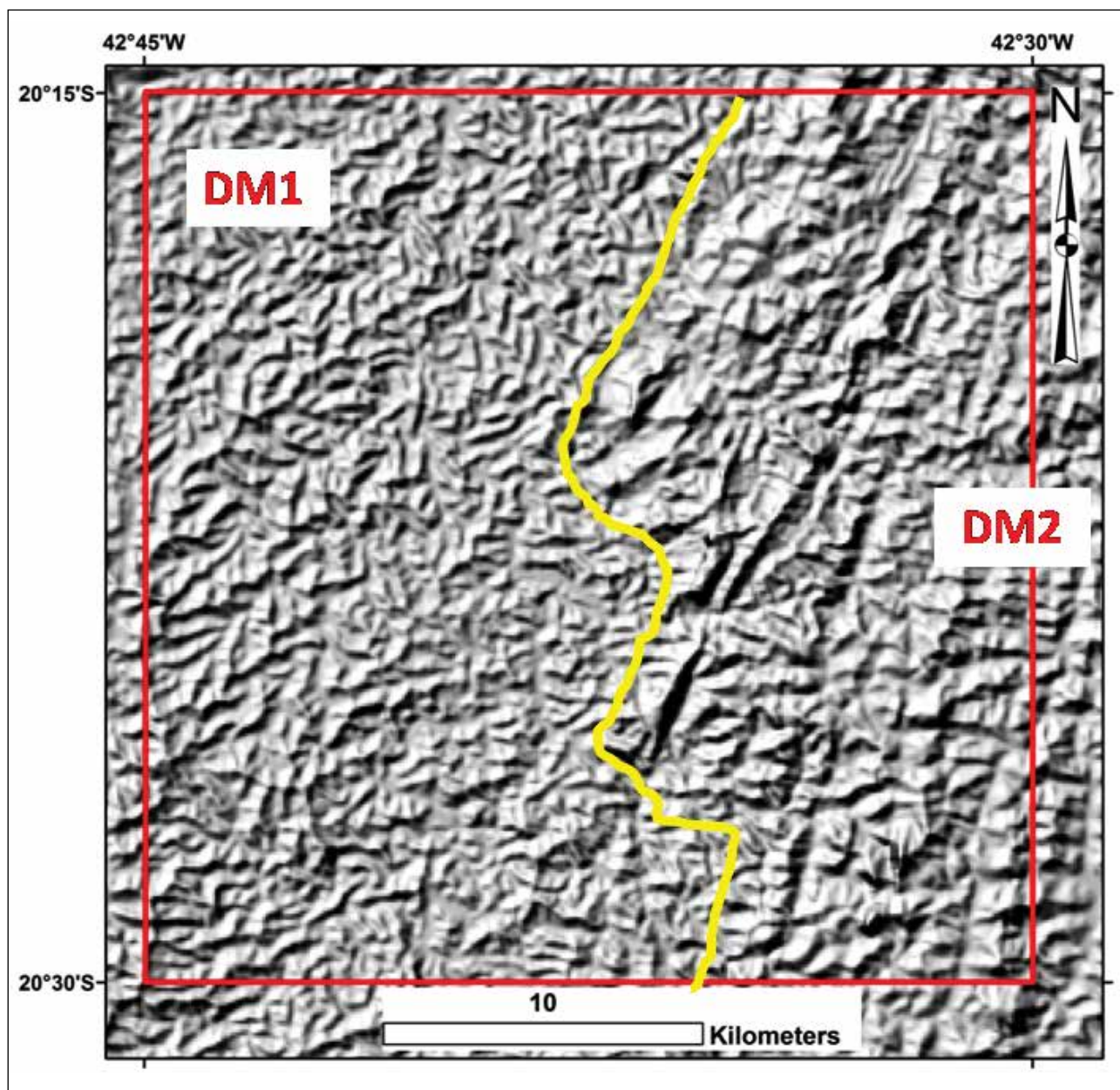


Figura 4.1 - Hillshare da Folha Jequeri destacando seus dois domínios estruturais

Fase D_2

Ocorre em toda a área, entretanto possui maior representatividade em DM2, porção leste da Folha Jequeri (Figura 4.1 e mapa geológico), estando mais desenvolvida em todo acervo litoestratigráfico.

A foliação S_2 possui médio ângulo para leste, entre 30° e 50° (Figura 4.3a) e é expressa pela orientação preferencial de mica, anfibólio e quartzo, e também apresenta caráter milonítico. A lineação de estiramento mineral (L_2) é marcada pelo alongamento dos grãos de quartzo, micas e feldspatos, e apresenta-se oblíqua e *down dip*, com máximos para leste e nordeste, por vezes para E-SE (Figura 4.3b), indicando transporte tectônico geral para oeste. Dobras são frequentes em diversas escalas e

possuem vergência para W. Desenvolvem-se sobre a foliação S_1 ou sobre o bandamento paralelo a esta foliação. Seus eixos têm caimento ora para N10E, ora S15W (Figura 4.3c).

Fase D_3

Esta fase é consequência da progressão deformacional da fase D_2 . A foliação S_3 possui elevados ângulos (superiores à 50°) de mergulho para SE (Figura 4.4a) e está intimamente ligada ao domínio da Zona de Cisalhamento de Abre Campo (ZCAC) (Figura 4.6b). A ZCAC é uma complexa faixa de cisalhamento, de elevada espessura, que perfaz toda a porção oeste da área mapeada e define um domínio estrutural bem marcado (Figura 4.1 e mapa geológico). S_3 tem

caráter milonítico, representado em todas as rochas do Complexo Mantiqueira, Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia, por gnaisses com trama lepidogranoblástica, porfiroclastos e porfiroblastos de granada, quartzo, feldspatos e piroxênios. Agulhas de quartzo com extinção ondulante e feldspados estirados paralelamente à foliação são comuns a todas as rochas. A lineação de estiramento mineral (L_3) é dada pelos cristais de quartzo, mica e anfibólio, e possui ampla variação (Figura 4.4b), ocorrendo tanto do tipo *strike*, com caimento ora para NNE, ora para SSW, como dos tipos *down dip* e oblíqua. Associando as relações de L_3/S_3 com dados cinemáticos obtidos em campo, pode-se constatar que a ZCAC é do tipo transpressiva dextrógena, 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 com escalas regionais. Dobras associadas a esta progressão são corriqueiras e apresentam as mesmas características das dobras referentes à fase D_2 , sendo que a diferença básica entre as mesmas é quanto ao valor de mergulho do plano axial, que é superior nas dobras D_3 . Estas dobras são mais evidentes nos paragneisses, mas também ocorrem nas demais litologias.

4.2 - ACERVO RÚPTIL

Durante o Mesozóico-Cenozóico, ocorreu uma tectônica distensiva em consequência do reajustamento isostático da margem continental. O produto desta tectônica são lineamentos visíveis em várias partes da costa e no interior do continente, notáveis em fotos e imagens de satélites. A direção preferencial dos grandes lineamentos é NE-SW e E-W, com uma família secundária de direção NW-SE. De acordo com Noce *et al.* (2003), em toda a Folha Ubá e na porção leste da Folha Viçosa, ocorre uma feição desta tectônica distensiva denominada de *Horst* da Serra da Boa Vista com direção NE-SW, que também possui representação na porção central e leste da Folha Jequeri.

As fraturas possuem direções dispersas, usualmente com mergulhos altos e não raramente verticais, com penetratividades médias a elevadas e espaçamentos milimétricos a decimétricos (Figura 4.6c). A despeito desta dispersão, direções preferenciais foram identificadas segundo EW, NE, NW e WNW (Figura 4.5). O processo de fraturamento na região se comportou de maneira homogênea.

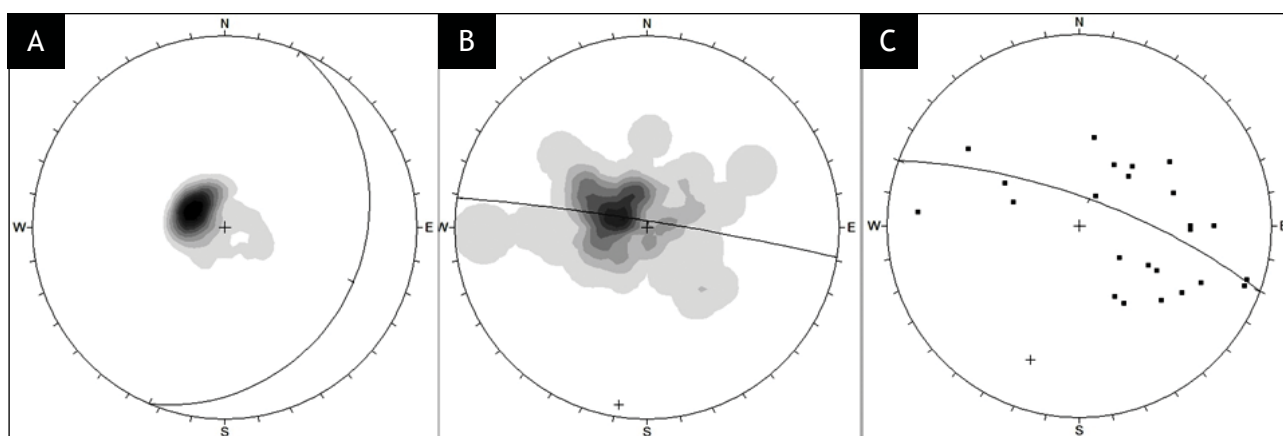


Figura 4.2 - A) Diagrama de pólos de S_1 , 110 medidas, máximo 112/18; B) Diagrama de B_d , 111 medidas, máximo 108/09; C) Diagrama de eixos de dobra, 24 medidas

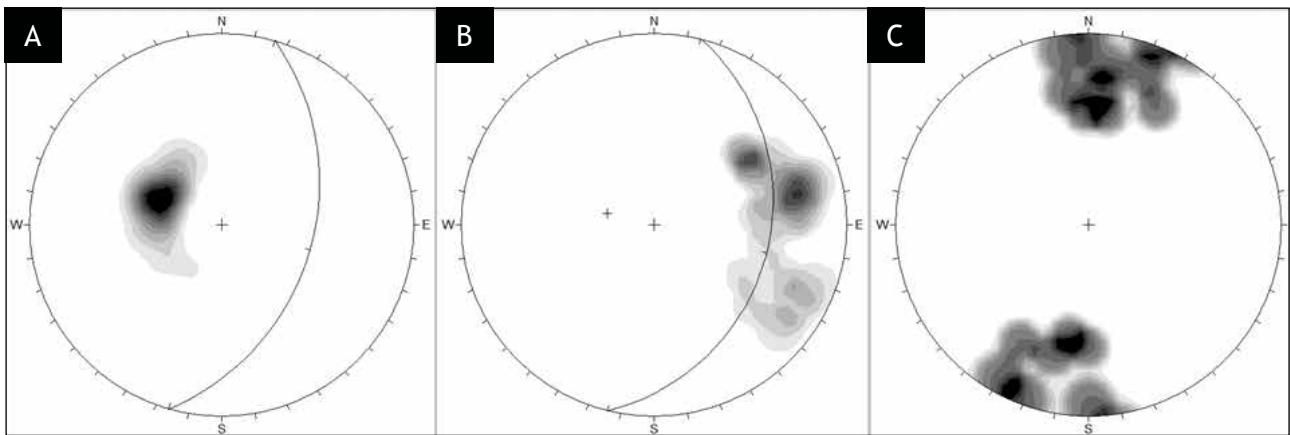


Figura 4.3 - A) Diagrama de pólos de S2, 197 medidas, máximo de 105/39; B) Diagrama de L2, 20 medidas, máximos de 056/28, 080/22 e 120/18; C) Diagrama de eixos de dobra, 15 medidas

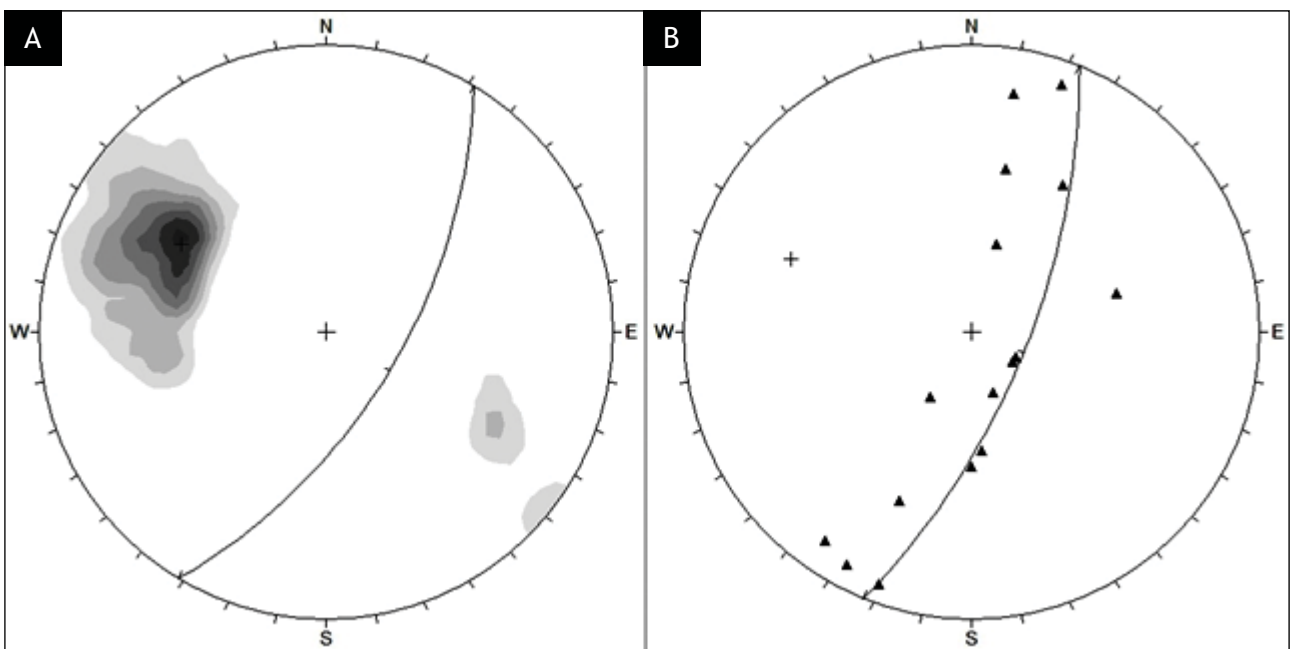


Figura 4.4 - A) Diagrama de pólos de S3, 104 medidas, máximo 120/61; B) Diagrama de L3, 17 medidas

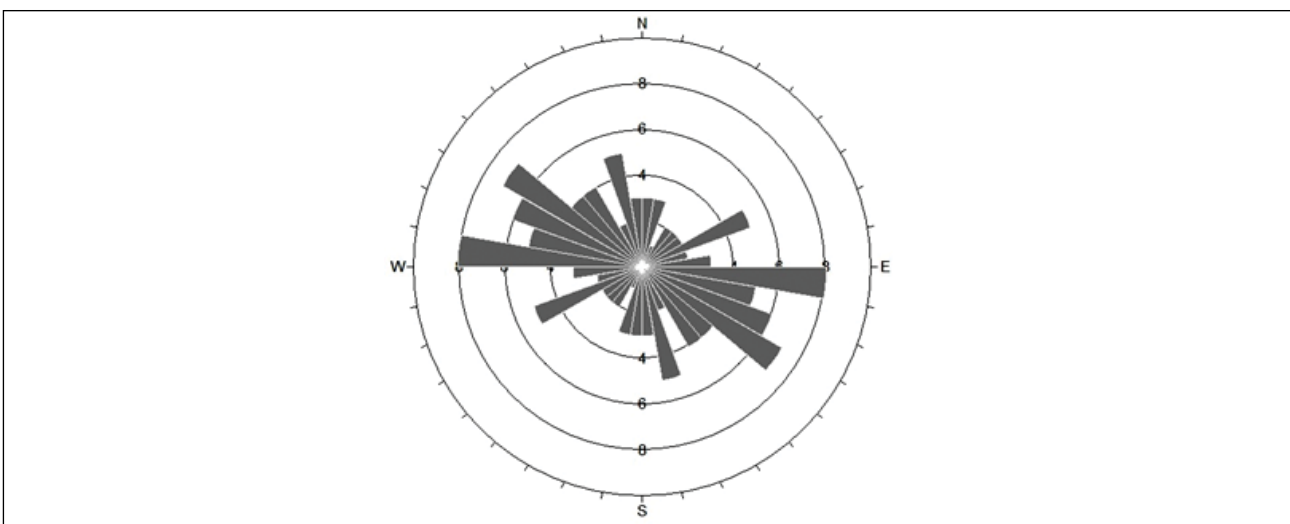


Figura 4.5 - Diagrama de rosetas da direção dos planos de fratura, 67 medidas, com pétalas dominantes: N80W, N70W, N55W e N65E



Figura 4.6 - A) Dobra intrafolial, da fase D1, em gnaisse do Complexo Mantiqueira. B) Foliação subvertical expressa em hidrotermalito quartzoso próximo à Zona de Cisalhamento de Abre Campo. C) Fratura em anfibolito Santo Antônio do Grama

5 – PETROLOGIA, LITOGEOQUÍMICA

Na área da Folha Jequeri 1:50.000 foram obtidas vinte e sete análises quantitativas de elementos maiores, traços e terras raras em amostras de diabásio, de anfibolito Santo Antônio do Grama, do Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta, de paragnaisse do Grupo Andrelândia, de gnaisse, granulitos máfico e ultramáfico do Complexo Juiz de Fora e de gnaisse e anfibolitos do Complexo Mantiqueira. A Tabela 5.1 apresenta uma síntese das amostras analisadas. Os resultados analíticos estão dispostos na Tabela 5.2. A metodologia analítica encontra-se descrita em Queiroga (2010).

As análises geoquímicas para duas amostras de diabásio encaixadas em ortognaisses dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira indicam que as mesmas plotam no campo dos basaltos e mostram uma tendência toleítica. Os diagramas discriminatórios de ambientes tectônicos evidenciam origem em ambiente intra-placa continental (Figura 5.1).

A amostra de antofilita-talco xisto, representante do Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta e presente no leito do córrego homônimo, foi coletada em uma exposição moderadamente a fortemente intemperizada, o que se reflete nos altos conteúdos de SiO_2 (55,62%) e Fe_2O_3 (6,45%) da amostra. O xisto ultramáfico apresenta alto teor de MgO (26,71%) e baixos teores de Al_2O_3 (2,38%) e CaO (3,66%), refletindo a sua composição mineralógica. No diagrama ternário $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, de Coleman (1977), a amostra analisada situa-se no campo dos cumulados ultramáficos ofiolíticos (Figura 5.2).

Em relação aos elementos traços, a amostra de antofilita-talco xisto mostra-se enriquecida em Cr e Ni, com valores iguais a 3600 ppm (0,36%) e 1909 ppm, respectivamente (Tabela 5.2).

O padrão de distribuição dos elementos terras raras evidencia que a amostra analisada apresenta forte enriquecimento em terras raras leves ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 16,05$) em relação aos pesados e anomalia de európio fracamente a moderadamente positiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,26$). O somatório dos terras raras é baixo, com valor igual a 28,76 ppm, e está condizente com o padrão para rochas ultramáficas ofiolíticas (Henderson 1984). Uma característica do antofilita-talco xisto é a presença de uma forte anomalia negativa de Ce, sugerindo marcante interação com água oceânica ou hidrotermalismo de fundo oceânico (Figura 5.3). Realizando uma análise comparativa com as amostras de rochas meta-ultramáficas do ofiolito de Ribeirão da Folha – São José da Safira (região nordeste de Minas Gerais), percebe-se uma estreita semelhança entre os padrões de distribuição dos elementos terras raras do antofilita-talco xisto de Santo Antônio do Grama e dos meta-piroxenitos de Ribeirão da Folha. Todas estas amostras apresen-

tam moderada a forte inclinação para a direita, com enriquecimento (adição) em terras raras leves e depleção em terras raras pesados (Figura 5.3).

Os ortoanfíbilitos Santo Antônio do Grama analisados, distribuídos ao longo de toda a sua área de ocorrência, mostram grande similaridade química entre si ($46,51\% < \text{SiO}_2 < 48,69\%$ e $11,12\% < \text{CaO} < 15,11\%$) e com amostras de rochas gabróicas do ofiolito neoproterozóico de Shishkhd – Marrocos ($46,01 < \text{SiO}_2 < 55,54\%$ e $8,29\% < \text{CaO} < 15,66\%$; tabela de dados em Kuzmichev *et al.* 2005). As amostras de Santo Antônio do Grama, petrograficamente caracterizadas como de origem plutônica, situam-se no campo composicional do gabro no diagrama binário SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Wilson (1989) (Figura 5.4). No diagrama ternário de Coleman (1977), as amostras plotam no campo dos cumulados máficos ofiolíticos (Figura 5.2).

Trata-se, portanto, de rochas gabróicas, bastante homogêneas, com afinidade geoquímica toleítica e origem em ambiente de dorsal oceânica – assoalho e crosta oceânicos (Figura 5.5). Ressalta-se que foram utilizados alguns gráficos desenvolvidos para rochas vulcânicas no tratamento dos gabros, devendo haver cautela na interpretação dos mesmos.

As curvas de elementos terras raras dos ortoanfíbilitos Santo Antônio do Grama, normalizados em relação ao condrito, são muito semelhantes entre si (Figura 5.6). Todas as amostras apresentam fracionamento similar no padrão de terras raras, ocorrendo leve a moderada inclinação para a direita, com enriquecimento em terras raras leves e depleção em terras raras pesados ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1,96-6,36$). Existe um enriquecimento em La da ordem de vinte a cinquenta vezes os valores condriticos em todo o conjunto de amostras e enriquecimentos da ordem de oito a vinte vezes nos elementos entre Gd e Lu, apresentando-se este segmento da curva sub-horizontalizado em todas as amostras. As anomalias de európio são muito discretas, variando de levemente negativa ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,93-0,99$) a levemente positiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,0-1,08$) (Figura 5.6).

Os anfíbilitos mostram composição similar ao padrão MORB-E (Sun & McDonough 1989), com leve enriquecimento (1 a 3 vezes os padrões) em todos os elementos analisados (Figura 5.6).

Nos diagramas do tipo *spider* (multi-elementar), as amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama, normalizadas em relação ao MORB de Pearce (1983), mostram leve enriquecimento, de cerca de 10 vezes, em alguns elementos litófilos de grande raio iônico (**Li**, **Ca**, **Th**, **Ce**) com relação aos elementos de alto campo ou *high field strength elements* (HFSE; **Zr**, **Ti**, **Y**), que se apresentam em curvas sub-horizon-

Tabela 5.1 - Amostras de diabásio e das unidades Ortoanfíbólito Santo Antônio do Grama, Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta, Grupo Andrelândia, Complexo Juiz de Fora e Complexo Mantiqueira analisadas para litotípica

Litotipo, Unidade	Quantidade	Amostras
Diabásio	2	PG-119, PG-120C
Anfíbólito, Ortoanfíbólito Santo Antônio do Grama	12	B1B, B11, BG-15, CG9C, GQ-03, GQ-04, GQ-09, GQ-13, GQ-63, GQ-69, GQ-141, PG-77
Antofilita-talco xisto, Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta	1	GQ-119
Paragneisse, Grupo Andrelândia	2	PG-42B, QP-64
Gnaiss bandado, Complexo Juiz de Fora	3	PG-68, QP-32, QP-109
Granulito máfico, Complexo Juiz de Fora	2	QP-27, PG-45B
Granulito ultramáfico, Complexo Juiz de Fora	1	PG-118
Gnaiss bandado, Complexo Mantiqueira	1	QP-163A
Anfíbólito, Complexo Mantiqueira	3	QP-163B, VP-125C, VP-286

Tabela 5.2 - Teores de elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm) de 27 amostras da área da Folha Jequeri 1:50.000

Litotipos	Diabásio		Anfíbólito												Antofilita-talco xisto
	Diabásio	Diabásio	Ortoanfíbólito Santo Antônio do Grama												Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta
Unidade	Diabásio	Diabásio	Ortoanfíbólito Santo Antônio do Grama												Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta
	PG-119	PG-120C	GQ-141	BG-15	B1B	CG9C	GQ-13	B11	GQ-04	GQ-09	GQ-63	GQ-69	GQ-03	PG-77	GQ-119
SiO ₂	48.30	48.12	46.51	46.79	47.46	47.55	47.68	47.75	47.77	47.92	48.25	48.34	48.46	48.69	55.62
TiO ₂	4.11	3.94	1.55	1.47	1.14	1.45	1.32	1.55	1.37	1.35	1.58	1.32	1.26	1.36	0.03
Al ₂ O ₃	12.81	12.79	14.98	14.04	15.70	14.24	15.03	13.93	14.82	14.53	14.45	14.35	14.64	14.52	2.38
Fe ₂ O ₃	14.42	14.00	12.36	13.48	9.85	12.81	10.35	13.09	11.42	12.04	12.89	11.91	11.45	12.58	6.45
MnO	0.18	0.19	0.18	0.22	0.17	0.21	0.19	0.21	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19	0.22	0.13
MgO	4.76	4.67	8.12	8.59	7.18	7.50	7.15v	8.13	7.55	7.98	7.32	7.99	7.90	7.39	26.71
CaO	8.49	7.16	11.65	11.12	15.11	11.96	12.14	11.68	12.23	11.90	11.38	11.93	11.80	11.40	3.66
Na ₂ O	2.27	3.59	2.71	2.74	2.19	2.80	2.97	2.59	2.70	2.73	2.68	2.73	2.95	2.57	0.20
K ₂ O	1.57	1.87	0.19	0.44	0.33	0.66	0.59	0.16	0.58	0.29	0.14	0.25	0.24	0.20	0.02
P ₂ O ₅	0.71	0.73	0.171	0.14	0.220	0.203	0.194	0.13	0.168	0.144	0.151	0.125	0.122	0.14	nd
Cr ₂ O ₃	0.003	0.002	0.006	0.011	0.015	0.015	0.010	0.008	0.010	0.008	0.006	0.009	0.012	0.006	0.360
P.F.	2.00	2.50	1.30	0.70	0.40	0.40	2.10	0.50	1.00	0.70	0.70	0.60	0.80	0.70	3.80
Total	99.62	99.56	99.73	99.74	99.77	99.80	99.72	99.73	99.81	99.78	99.75	99.83	99.87	99.77	99.36
FeO*	12.97	12.60	11.12	12.13	8.86	11.53	9.31	11.78	10.28	10.83	11.60	10.72	10.30	11.32	5.80
FeO*/MgO	2.72	2.70	1.37	1.41	1.23	1.54	1.30	1.45	1.36	1.36	1.58	1.34	1.30	1.53	0.22

nd. não detectado; a FeO = Fe2O3 (análise)* 0,8998; b (Eu/Eu*) = EuN/[(EuN)(GdN)]1/2, fórmula geométrica de Taylor & McLennan (1985); c Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen et al.1978).

Continuação Tabela 5.2 - Teores de elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm) de 27 amostras da área da Folha Jequeri 1:50.000.

FeO+MgO	17.73	17.27	19.24	20.72	16.04	19.03	16.46	19.91	17.83	18.81	18.92	18.71	18.20	18.71	32.51
Na ₂ O+K ₂ O	3.84	5.46	2.90	3.18	2.52	3.46	3.56	2.75	3.28	3.02	2.82	2.98	3.19	2.77	0.22
Ni	47.00	43.00	48.00	48.00	88.00	67.00	47.00	44.00	46.00	38.00	39.00	45.00	56.00	42.00	1909.00
Co	42.70	36.20	91.10	43.60	89.30	91.60	89.90	52.20	102.40	71.30	139.40	80.20	74.00	42.60	101.60
V	427.00	411.00	303.00	276.00	264.0	297.00	253.00	306.00	296.00	296.00	321.00	295.00	287.00	293.00	42.00
Zr	253.3	260.40	84.70	75.80	70.10	80.00	84.70	98.70	78.60	70.90	84.40	73.30	68.80	80.90	2.00
Y	36.20	33.50	32.70	29.70	21.00	27.40	20.50	33.50	25.50	27.10	33.80	28.40	27.70	25.80	5.30
Rb	35.30	49.40	2.10	5.40	5.30	8.00	5.80	1.80	7.90	3.40	1.30	3.20	2.20	2.80	0.40
Sr	807.40	836.20	158.40	135.00	330.30	208.10	325.50	161.90	264.80	165.60	162.40	167.00	182.90	189.40	9.70
Nb	27.50	28.50	20.50	14.00	24.10	22.00	25.30	15.90	23.70	16.40	15.10	13.50	13.40	16.90	0.70
La	38.70	41.90	12.20	10.70	19.20	15.2	17.10	10.90	18.80	12.60	10.90	8.60	8.90	11.00	9.50
Ce	98.30	99.10	27.00	24.20	36.20	32.0	35.70	25.50	35.70	26.10	25.20	19.80	20.30	25.90	3.30
Pr	11.42	12.36	3.63	3.26	4.35	4.20	4.56	3.46	4.69	3.55	3.57	2.82	2.84	3.00	2.19
Nd	49.00	52.30	15.80	14.60	17.80	17.7	18.90	16.20	19.00	14.9	16.30	13.60	12.90	12.90	8.60
Sm	9.95	10.70	3.98	3.68	3.71	4.12	3.72	3.94	4.05	3.47	4.11	3.36	3.40	3.10	1.33
Eu	3.21	3.38	1.51	1.30	1.29	1.44	1.19	1.47	1.32	1.23	1.50	1.23	1.16	1.10	0.50
Gd	9.02	9.75	4.78	4.41	3.60	4.57	3.81	4.88	4.29	4.28	5.10	4.21	4.27	3.97	1.11
Tb	1.39	1.40	0.92	0.83	0.60	0.82	0.66	0.94	0.74	0.77	0.97	0.79	0.78	0.73	0.17
Dy	7.12	7.28	5.82	4.84	3.67	4.96	3.85	5.74	4.45	4.75	5.82	4.88	4.91	4.34	0.92
Ho	1.32	1.28	1.22	1.03	0.76	1.01	0.77	1.22	0.87	1.02	1.29	1.06	1.02	0.96	0.17
Er	3.44	3.62	3.58	3.05	2.29	2.94	2.11	3.64	2.63	2.82	3.70	3.04	2.83	2.85	0.45
Tm	0.47	0.45	0.57	0.46	0.33	0.46	0.31	0.55	0.41	0.47	0.57	0.46	0.47	0.46	0.06
Yb	2.67	2.71	3.48	2.90	2.04	2.78	2.11	3.48	2.52	2.78	3.51	2.96	2.85	2.69	0.40
Lu	0.40	0.40	0.50	0.44	0.33	0.41	0.31	0.52	0.35	0.41	0.55	0.44	0.42	0.41	0.06
ΣETR	236.41	246.63	84.99	75.70	96.17	92.61	95.10	82.42	99.82	79.15	83.09	67.25	67.05	73.41	28.76
^b (Eu/Eu*)	1.04	1.01	1.06	0.99	1.08	1.01	0.97	1.02	0.97	0.98	1.00	1.00	0.93	0.96	1.26
^c (La/Ce) _{cn}	1.03	1.10	1.18	1.15	1.38	1.24	1.25	1.11	1.37	1.26	1.13	1.13	1.14	1.11	7.51
^c (La/Sm) _{cn}	2.45	2.46	1.93	1.83	3.26	2.32	2.89	1.74	2.92	2.29	1.67	1.61	1.65	2.23	4.50
^c (La/Yb) _{cn}	9.79	10.45	2.37	2.49	6.36	3.69	5.48	2.12	5.04	3.06	2.10	1.96	2.11	2.76	16.05

nd. não detectado; a FeO = Fe2O3 (análise)* 0,8998; b (Eu/Eu*) = EuN/[(EuN)(GdN)]^{1/2}, fórmula geométrica de Taylor & McLennan (1985); c Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen et al.1978).

Continuação Tabela 5.2 - Teores de elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm) de 27 amostras da área da Folha Jequeri 1:50.000.

Continuação.												
Litotipos	Paragneisse	Paragneisse	Gnaïsse	Gnaïsse	Gnaïsse	Granulito máfico		Granulito ultramáfico	Gnaïsse	Anfibolito		
Unidade	Grupo Andreilândia	Grupo Andreilândia	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora		Complexo Juiz de Fora	Complexo Mantiqueira	Complexo Mantiqueira		
	PG-42B	QP-64	PG-68	QP-32	QP-109	QP-27	PG-45B	PG-118	QP-163A	QP-163B	VP-125C	VP-286
SiO ₂	59.68	65.40	59.62	65.07	61.51	48.72	41.79	53.32	64.95	47.46	49.31	48.86
TiO ₂	0.98	0.85	0.78	0.47	0.57	2.12	1.32	0.38	0.59	2.79	2.07	3.07
Al ₂ O ₃	15.41	15.33	17.28	16.11	15.92	13.14	13.89	2.53	10.69	12.89	12.70	13.17
Fe ₂ O ₃	9.94	7.10	6.91	4.27	5.50	17.09	17.49	11.73	7.77	15.56	18.09	16.78
MnO	0.14	0.12	0.09	0.05	0.07	0.23	0.32	0.20	0.15	0.23	0.24	0.23
MgO	3.61	3.15	3.36	1.54	3.03	5.89	10.71	16.86	5.20	5.78	4.84	4.28
CaO	3.84	2.76	4.91	4.38	4.68	9.57	10.48	11.85	4.72	10.04	9.35	8.35
Na ₂ O	2.43	2.78	3.56	4.51	4.10	2.19	1.76	0.57	1.63	2.35	2.52	2.97
K ₂ O	2.03	2.01	2.00	2.31	1.50	0.31	0.47	0.23	3.33	1.59	0.43	1.79
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.23	0.18	0.21	0.15	0.11	0.04	0.14	0.33	0.21	0.55
Cr ₂ O ₃	0.045	0.015	0.017	0.003	0.010	0.020	0.077	0.449	0.061	0.010	0.007	0.004
P.F.	1.40	0.10	1.10	0.80	2.70	0.30	1.30	1.30	0.50	0.70	0.00	0.00
Total	99.68	99.79	99.86	99.69	99.80	99.73	99.72	99.46	99.73	99.73	99.77	100.05
FeO*	8.94	6.39	6.22	3.84	4.95	15.38	15.74	10.55	6.99	14.00	16.28	15.09
FeO*/MgO	2.48	2.03	1.85	2.49	1.63	2.61	1.47	0.63	1.34	2.42	3.36	3.53
FeO+MgO	12.55	9.54	9.58	5.38	7.98	21.27	26.45	27.41	12.19	19.78	21.12	19.37
Na ₂ O+K ₂ O	4.46	4.79	5.56	6.82	5.60	2.50	2.23	0.80	4.96	3.94	2.95	4.76
Ni	109.00	64.00	51.00	nd	28.00	111.00	176.00	1080.00	105.00	61.00	62.00	44.00
Co	31.90	18.50	23.10	11.00	14.90	51.60	61.20	81.00	20.30	48.20	54.50	43.00
V	177.00	135.00	95.00	51.00	79.00	529.00	356.00	106.00	62.00	358.00	382.00	372.00
Zr	175.90	193.40	87.50	228.40	186.50	100.60	85.30	29.60	147.40	184.3	160.70	356.00
Y	29.50	30.50	14.30	31.90	19.10	nd	0.70	nd	40.30	35.30	nd	0.80
Rb	50.50	75.30	97.60	31.60	42.50	3.00	3.30	0.90	103.00	29.10	4.60	67.10
Sr	411.20	209.40	430.50	504.80	644.80	84.00	104.00	20.40	217.20	248.20	141.30	167.20
Nb	9.40	10.70	10.60	7.40	6.40	7.10	3.90	5.00	13.00	22.10	8.90	22.70
La	30.40	30.10	18.00	40.20	14.70	14.80	11.80	209.80	35.70	21.00	13.90	28.90
Ce	61.30	66.40	35.80	79.40	35.60	23.30	25.30	43.50	84.50	50.30	34.30	81.80
Pr	6.61	7.76	4.60	8.56	4.85	3.90	3.46	45.53	10.42	6.28	4.55	10.34
Nd	24.90	31.70	20.40	31.60	21.30	16.70	14.90	144.80	42.80	27.90	20.40	44.50
Sm	4.26	6.30	4.26	5.38	4.67	4.15	3.49	24.12	10.06	6.56	5.43	10.17
Eu	1.43	1.37	1.26	1.39	1.00	1.43	1.71	4.60	1.27	2.02	1.70	2.63
Gd	4.53	5.98	3.95	5.18	4.16	5.33	4.00	17.41	8.92	6.76	6.66	11.27
Tb	0.83	0.96	0.58	0.87	0.70	0.97	0.78	3.11	1.41	1.15	1.20	1.87
Dy	4.86	5.26	2.87	5.12	3.64	5.95	4.80	15.76	7.42	6.96	7.22	10.81
Ho	1.07	1.15	0.53	1.13	0.68	1.27	1.04	2.67	1.40	1.34	1.55	2.23

nd. não detectado; a FeO = Fe2O3 (análise) * 0,8998; b (Eu/Eu*) = EuN/[(EuN)(GdN)]1/2, fórmula geométrica de Taylor & McLennan (1985); c Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen et al.1978).

Continuação Tabela 5.2 - Teores de elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm) de 27 amostras da área da Folha Jequeri 1:50.000.

Er	3.15	3.10	1.37	3.48	1.86	3.91	3.18	6.56	3.98	3.76	4.20	6.47
Tm	0.45	0.46	0.19	0.47	0.24	0.57	0.48	0.94	0.56	0.52	0.68	0.95
Yb	2.99	3.20	1.11	3.09	1.37	3.57	2.96	5.61	3.36	3.20	4.10	5.90
Lu	0.45	0.49	0.16	0.44	0.19	0.56	0.46	0.75	0.48	0.48	0.62	0.91
ΣETR	147.18	164.23	95.08	186.27	94.96	86.97	78.36	525.16	212.28	138.23	106.51	218.75
$^{147}\text{Eu}/\text{Eu}^*$	0.99	0.68	0.94	0.80	0.69	0.93	1.40	0.68	0.41	0.93	0.86	0.75
$^{138}\text{La}/\text{Ce}_{\text{cn}}$	1.29	1.18	1.31	1.32	1.08	1.66	1.22	12.58	1.10	1.09	1.06	0.92
$^{138}\text{La}/\text{Sm}_{\text{cn}}$	4.49	3.01	2.03	4.70	1.98	2.24	2.13	5.47	2.23	2.01	1.61	1.79
$^{138}\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}}$	6.87	6.36	10.96	8.79	7.25	2.80	2.69	25.27	7.18	4.43	2.29	3.31

nd. não detectado; a $\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3$ (análise) * 0,8998; b $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = \text{EuN}/[(\text{EuN})(\text{GdN})]^{1/2}$, fórmula geométrica de Taylor & McLennan (1985); c Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen et al.1978).

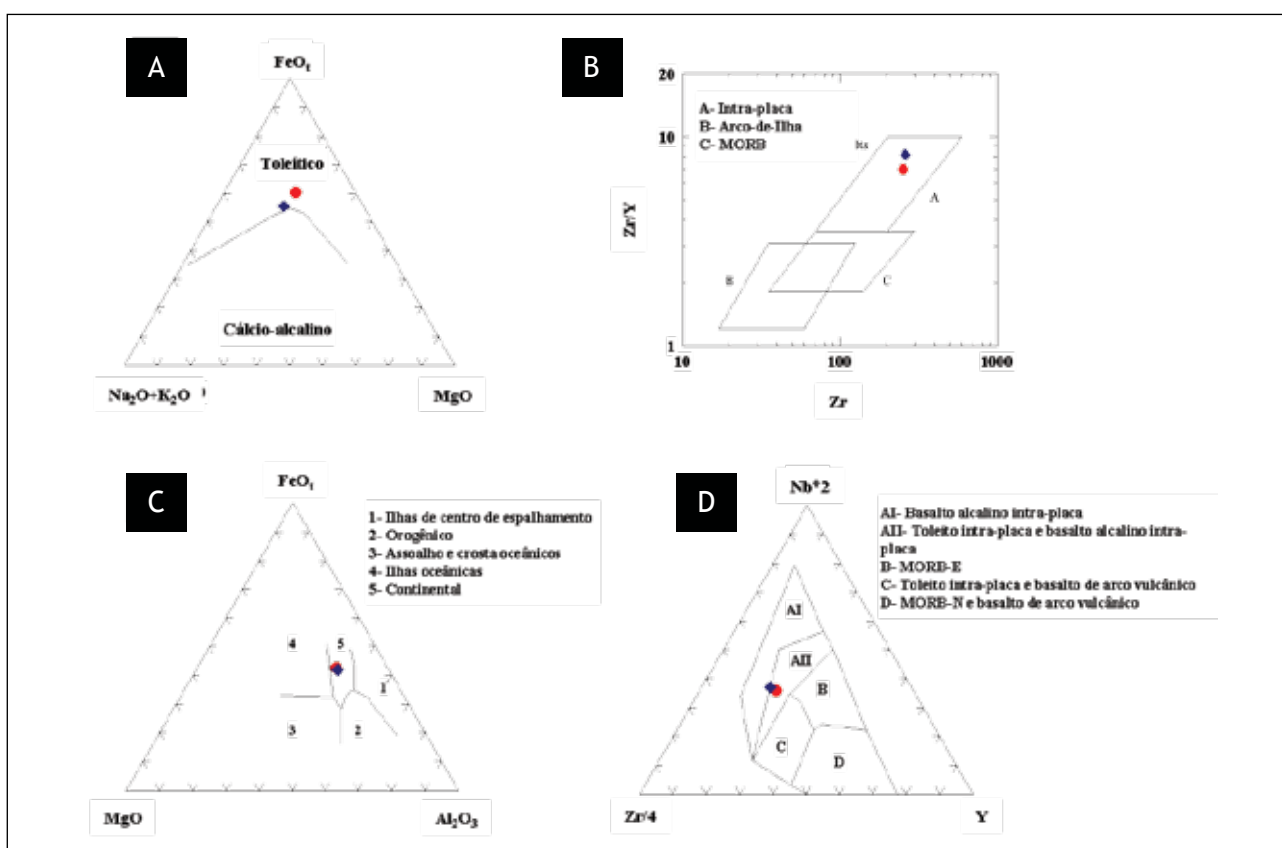


Figura 5.1 - Diagramas de classificação para as amostras de diabásio. (a) Irvine & Baragar (1971); (b) Pearce & Cann (1973); (c) Pearce et al. (1977) e (d) Meschede (1986)

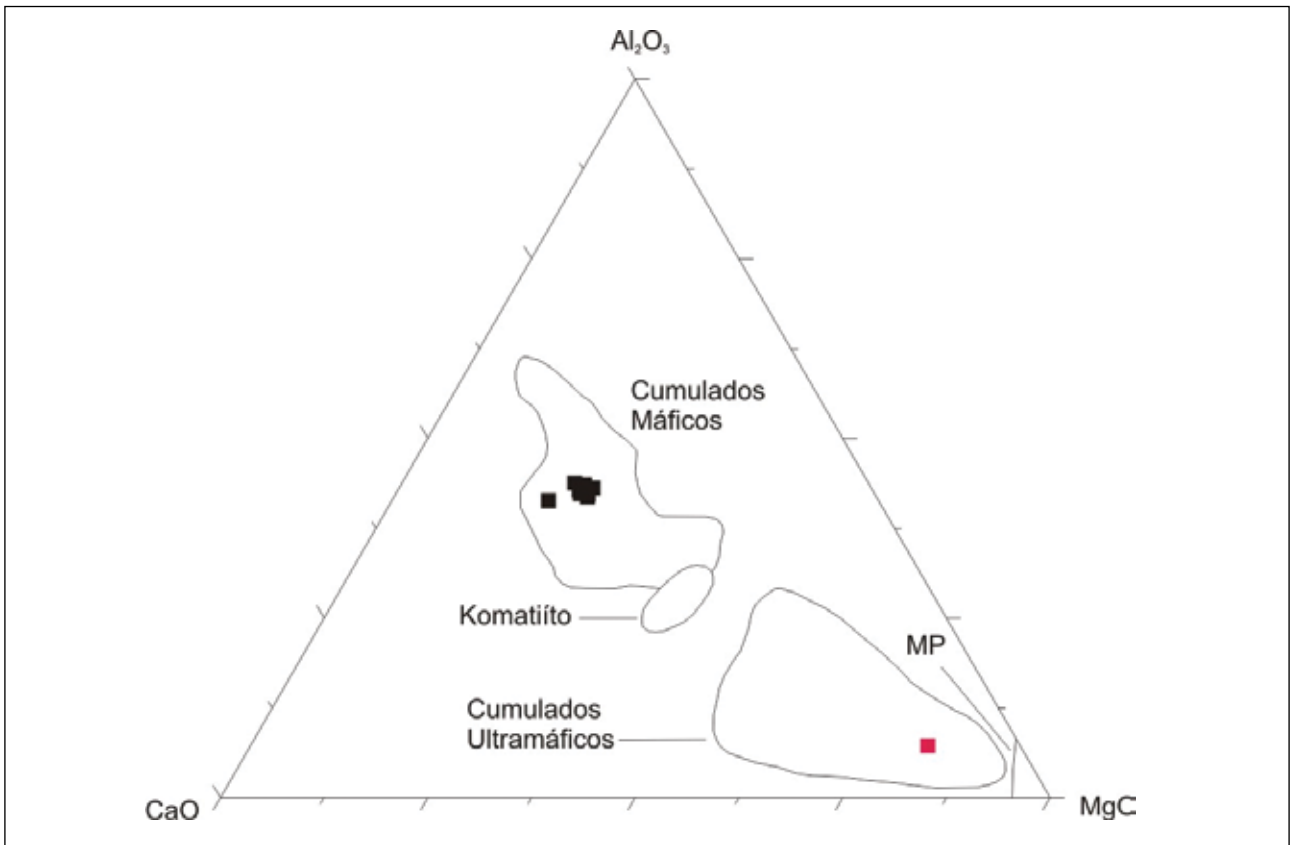


Figura 5.2 - Diagrama ternário $MgO - CaO - Al_2O_3$ para as amostras de antofilita-talco xisto (em vermelho) e de anfibolito (em preto) da região de Santo Antônio do Grama (segundo Coleman 1977). MP = Peridotito metamórfico

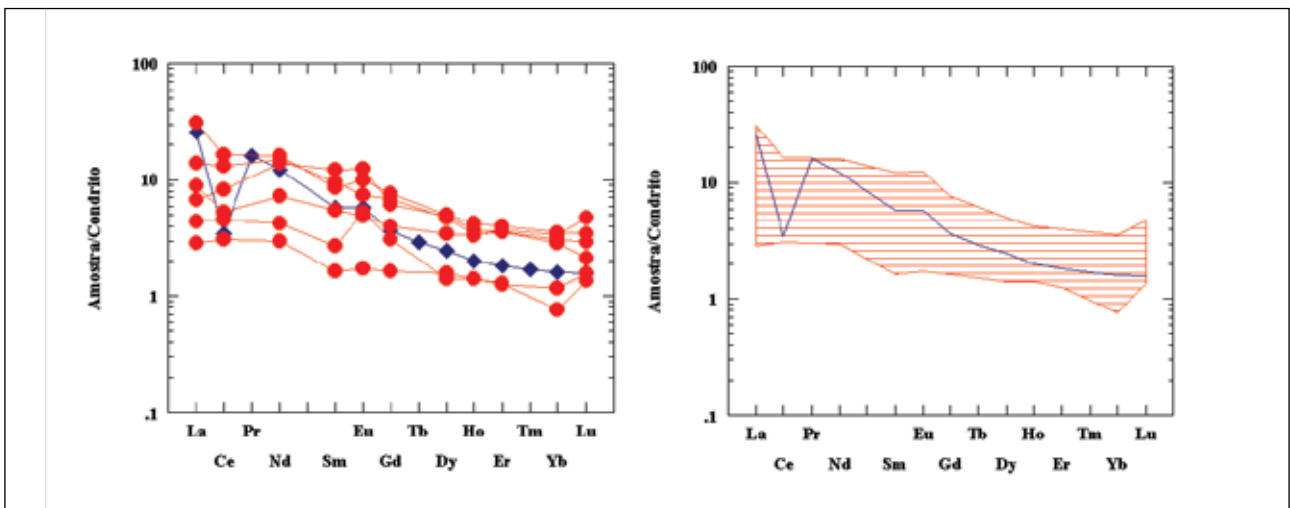


Figura 5.3 - Distribuição dos elementos terras raras das amostras de antofilita-talco xisto de Santo Antônio do Grama (em azul) e de tremolita xisto de Ribeirão da Folha (em vermelho). Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen et al. 1978)

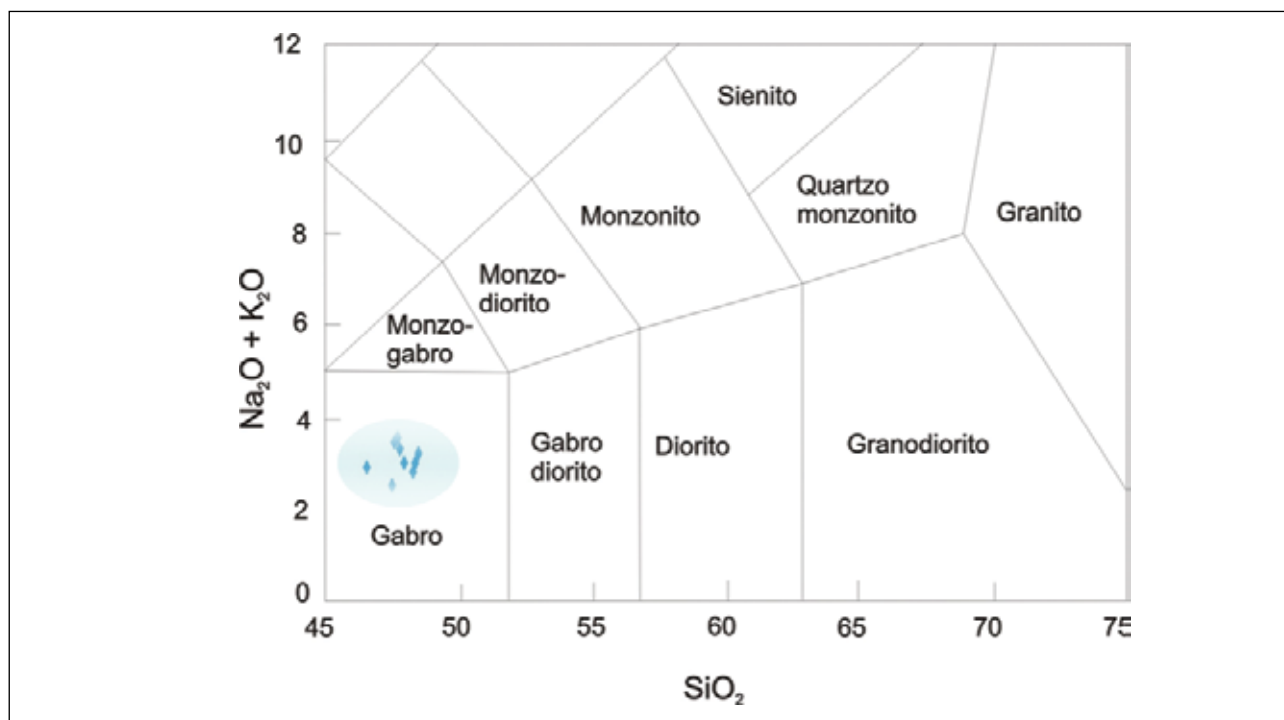


Figura 5.4 - Classificação das amostras de ortoanfibolito Santo Antônio do Grama no diagrama TAS de Wilson (1989)

talizadas em todas as amostras (Figura 5.7a). Com relação ao condrito de Thompson (1982), percebe-se um enriquecimento fraco a moderado, da ordem de 10 a 90 vezes, nos elementos Ba, Th, K, Nb, Ta e La, e um comportamento semelhante dos elementos HFSE (Figura 5.7b).

Na região de Santo Antônio do Grama é importantíssimo se considerar o fator zona de subducção, ativa no período de geração desta crosta oceânica, que atua como agente de percolação de fluidos. De acordo com Hawkins (2003), a componente subducção é a própria litosfera oceânica, da qual as contribuições mais importantes provêm da crosta oceânica, do manto superior alterado e da delgada carapaça sedimentar, todas estas enriquecidas em voláteis (*e.g.* H₂O, CO₂ e CH₄) e em elementos de grande raio iônico (LILE). O enriquecimento variável de LILE é atribuído, justamente, a esta componente de subducção (fluidos, *melts*, ou ambos, derivados dos sedimentos subductados e da litosfera). Neste sistema de subducção, é possível também gerar magma enriquecido, do tipo MORB-E, nas regiões de ante-arco onde o manto pode estar relativamente "fértil". Este manto relativamente fértil se forma quando material mantélico entra convectivamente debaixo da zona de subducção por meio de uma espécie de "dragagem" exercida pela placa subductada, e retorna sob o ante-arco e/ou arco magmático (Hawkins 2003). Discussões detalhadas acerca das análises químicas do corpo de anfibolito Santo Antônio do Grama encontram-se em Queiroga (2010).

Duas amostras de paragnaisse granatífero do Grupo Andrelândia foram analisadas. Os resul-

tados indicam que as amostras possuem protólitos essencialmente grauvaquianos, no sentido de conter fração imatura (*e.g.*; enriquecida em feldspatos) em quantidade significativa relativamente à fração argila (Figura 5.8).

Em termos do índice de aluminosidade de Shand, as duas amostras de paragnaisse plotam no campo peraluminoso (Figura 5.9).

As curvas de distribuição de elementos terras dos paragnaises, normalizados em relação ao condrito, mostram padrões enriquecidos, medianamente fracionados e com anomalias fracamente a medianamente negativas de európio (Eu/Eu* = 0,68 e 0,99) (Figura 5.10).

Os granulitos máficos do Complexo Juiz de Fora, classificados petrograficamente como de composição gabro-norítica, apresentam assinatura toleítica no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 5.11a). De acordo com Costa *et al.* (1993), os dados indicando caráter toleítico refletem a composição original da rocha. Ainda segundo os mesmos autores, a composição dos granulitos básicos é similar à dos toleitos de baixo-K de arcos-de-ilha ou de fundo oceânico. As curvas de elementos terras raras seguem um padrão subhorizontal (La_N/Yb_N = 2,69-2,8) e as anomalias de európio variam de levemente negativas (Eu/Eu* = 0,93) a moderadamente positivas (Eu/Eu* = 1,40) (Figura 5.11b).

A composição química dos gnaisse enderbíticos do Complexo Juiz de Fora varia de diorítica a granodiorítica, e, de acordo com o índice de aluminosidade de Shand, as amostras podem ser classificadas majoritariamente como metaluminosas (Figuras 5.12 a e b). A

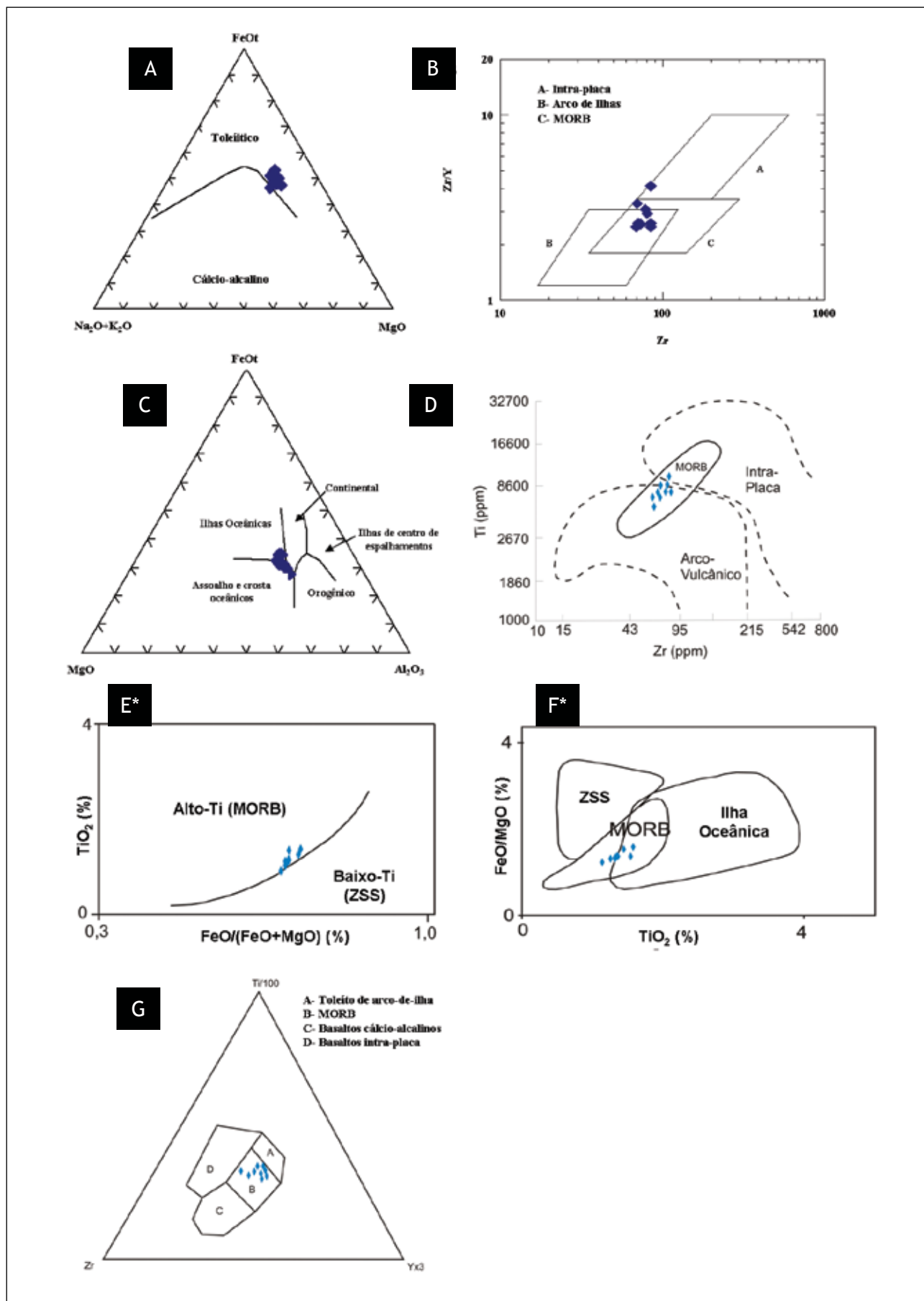


Figura 5.5 - Diagramas de classificação para as amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama. (a) Irvine & Baragar (1971); (b) Pearce & Cann (1973); (c) Pearce et al. (1977); (d) Pearce (1972); (e) Serri (1981); (f) Glassley (1974) e (g) Pearce & Cann (1973). OBS: ZSS = Zona de supra-subducção. * Refere-se aos gráficos idealizados para rochas plutônicas

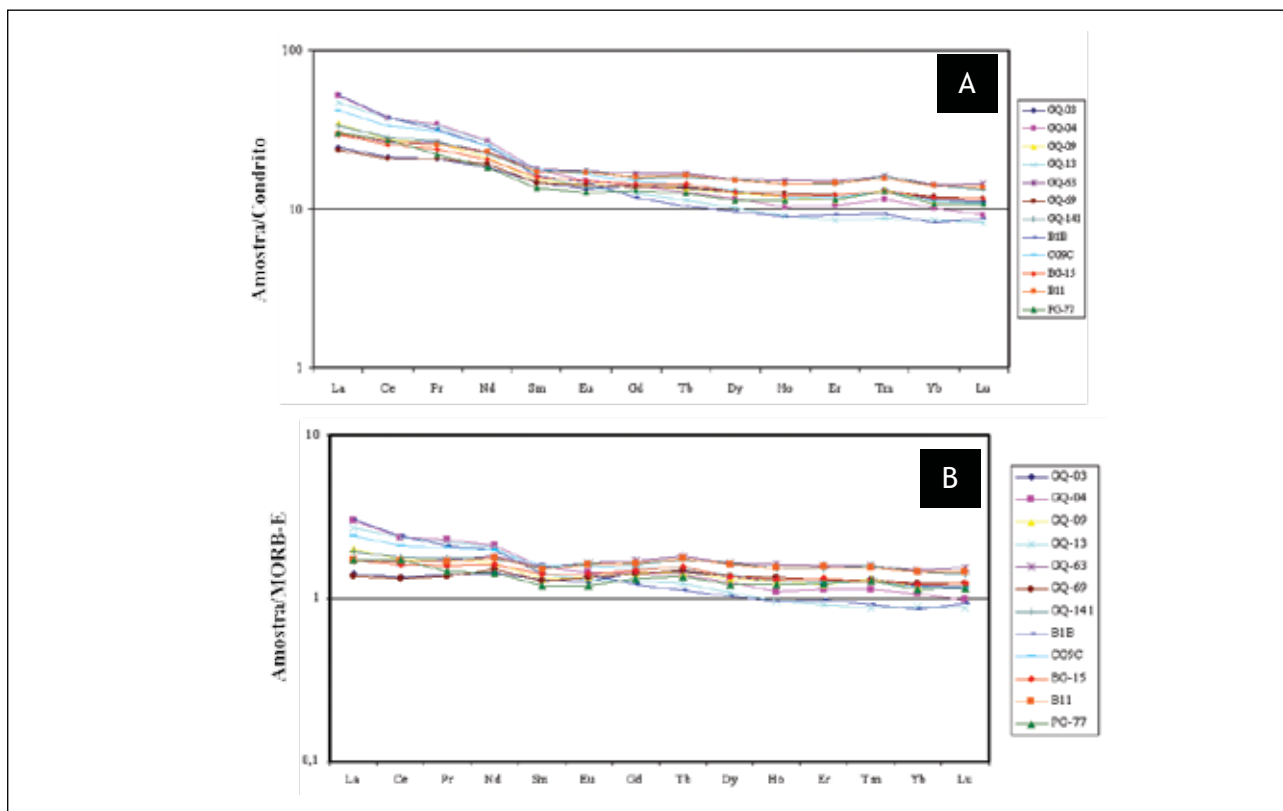


Figura 5.6 - Distribuição dos elementos terras raras das amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama. A) Valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I (1,5 vezes os dados originais de Evensen et al. 1978). B) Valores de normalização com base no MORB-E de Sun & McDonough (1989)

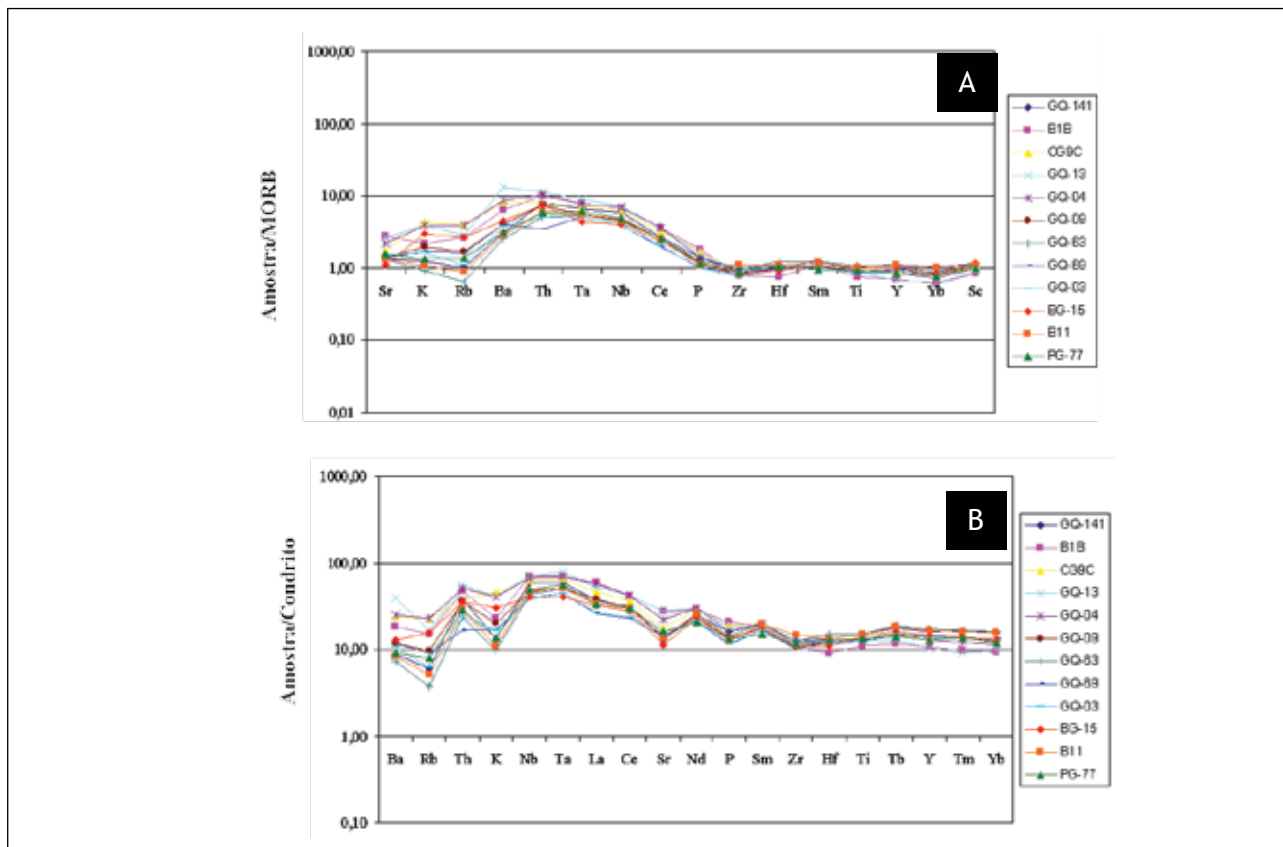


Figura 5.7 - Diagramas de variação multi-elementar das amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama. A) Valores de normalização com base no MORB de Pearce (1983). B) Valores de normalização com base no condrito de Thompson (1982)

distribuição dos gnaisses no diagrama AFM evidencia uma assinatura tipicamente cálcio-alcálica (Figura 5.12c). O padrão observado para os elementos terras raras descreve um enriquecimento em terras raras leves em detrimento dos pesados ($La_N/Yb_N = 7,25-10,96$), originando uma curva com moderada inclinação para a direita. As anomalias de európio variam de leve a moderadamente negativas ($Eu/Eu^* = 0,69-0,94$) (Figura 5.13).

A amostra de gnaiss pertencente ao Complexo Mantiqueira apresenta, segundo o diagrama TAS de Wilson (1989), composição granodiorítica; o índice de aluminosidade de Shand evidencia composição metaluminosa (Figuras 5.14 a e b). No diagrama AFM é possível verificar sua assinatura cálcio-alcálica (Figura 5.14c). O padrão de distribuição de elementos terras raras mostra enriquecimento em terras raras leves e depleção em terras raras

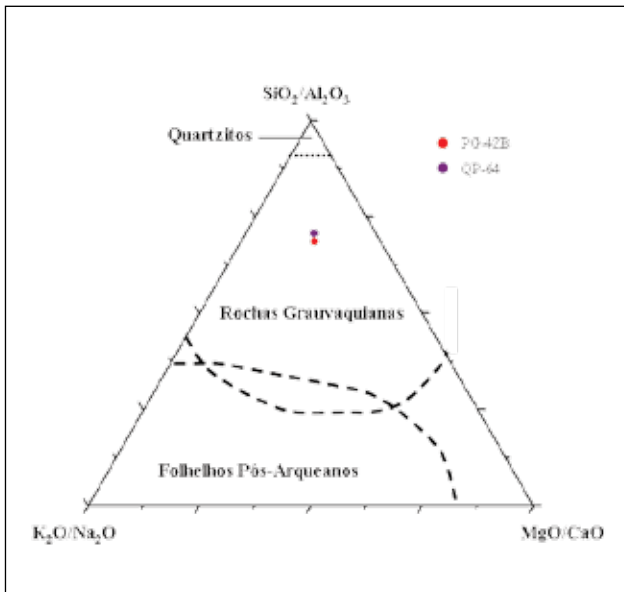


Figura 5.8 - Distribuição das amostras de paragnaisse do Grupo Andrelândia no diagrama discriminador de rochas granodioríticas e pelitos pós-arqueanos de Pedrosa-Soares (1995)

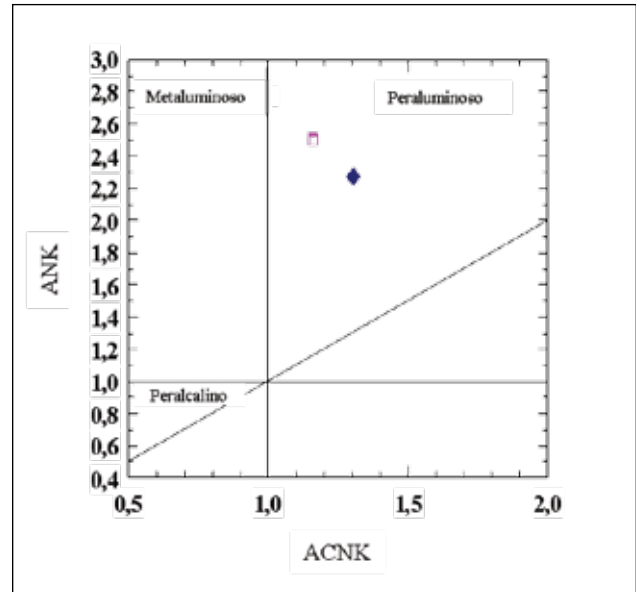


Figura 5.9 - Índice de Shand (aluminosidade) para as amostras de paragnaisse do Grupo Andrelândia

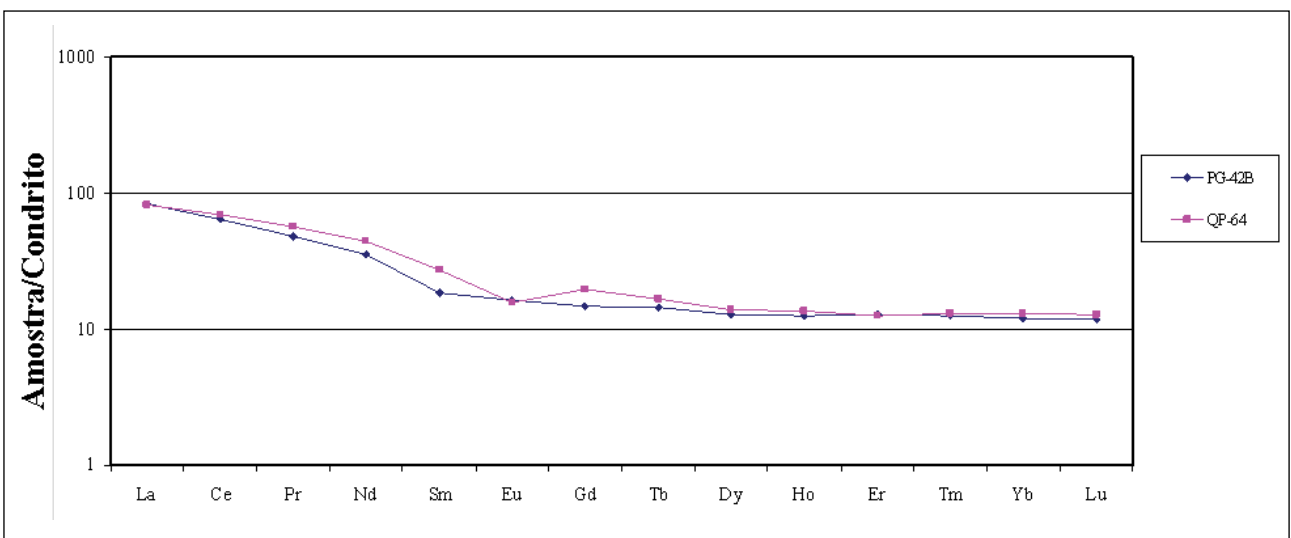


Figura 5.10. Distribuição dos elementos terras raras das amostras de paragnaisse (valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I; 1,5 vezes os dados originais de Evensen et al. 1978)

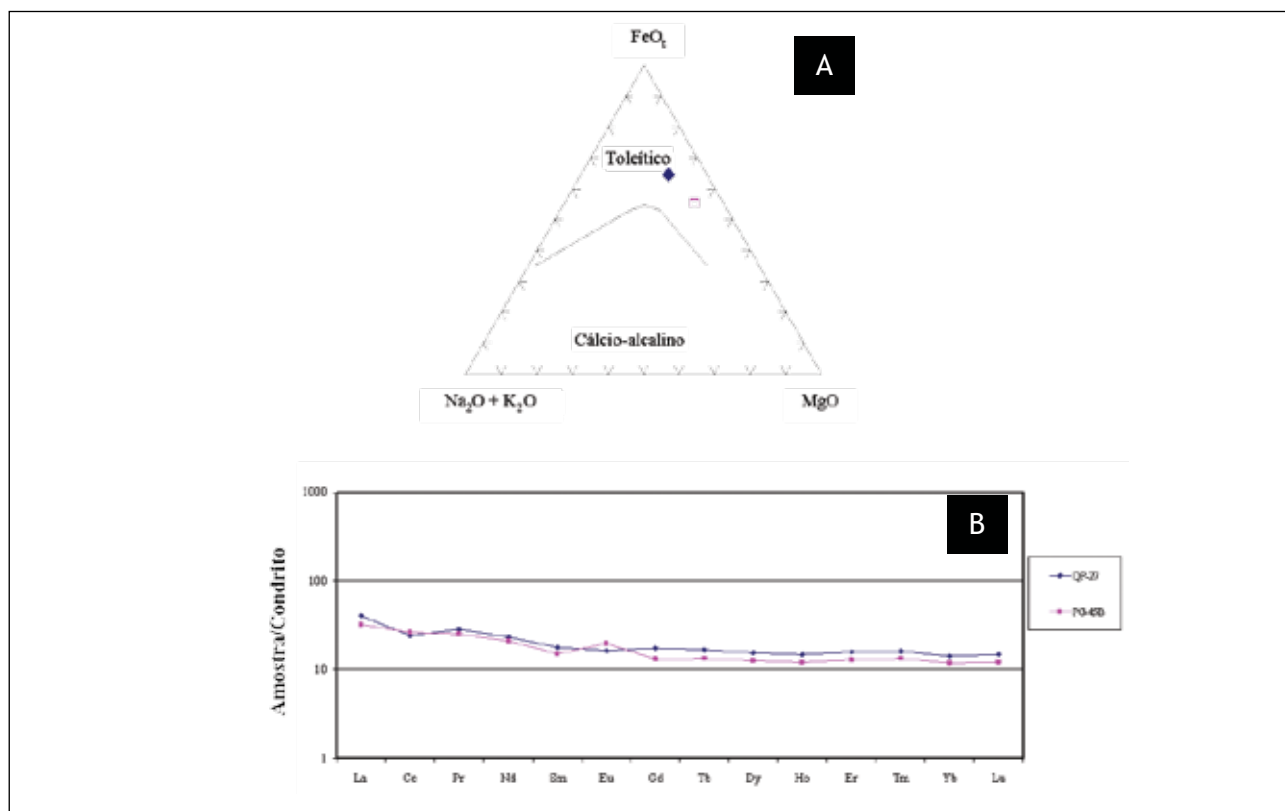


Figura 5.11 - A) Classificação das amostras de granulito máfico segundo o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). B) Distribuição dos elementos terras raras das amostras de granulito máfico (valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I; 1,5 vezes os dados originais de Evensen et al. 1978)

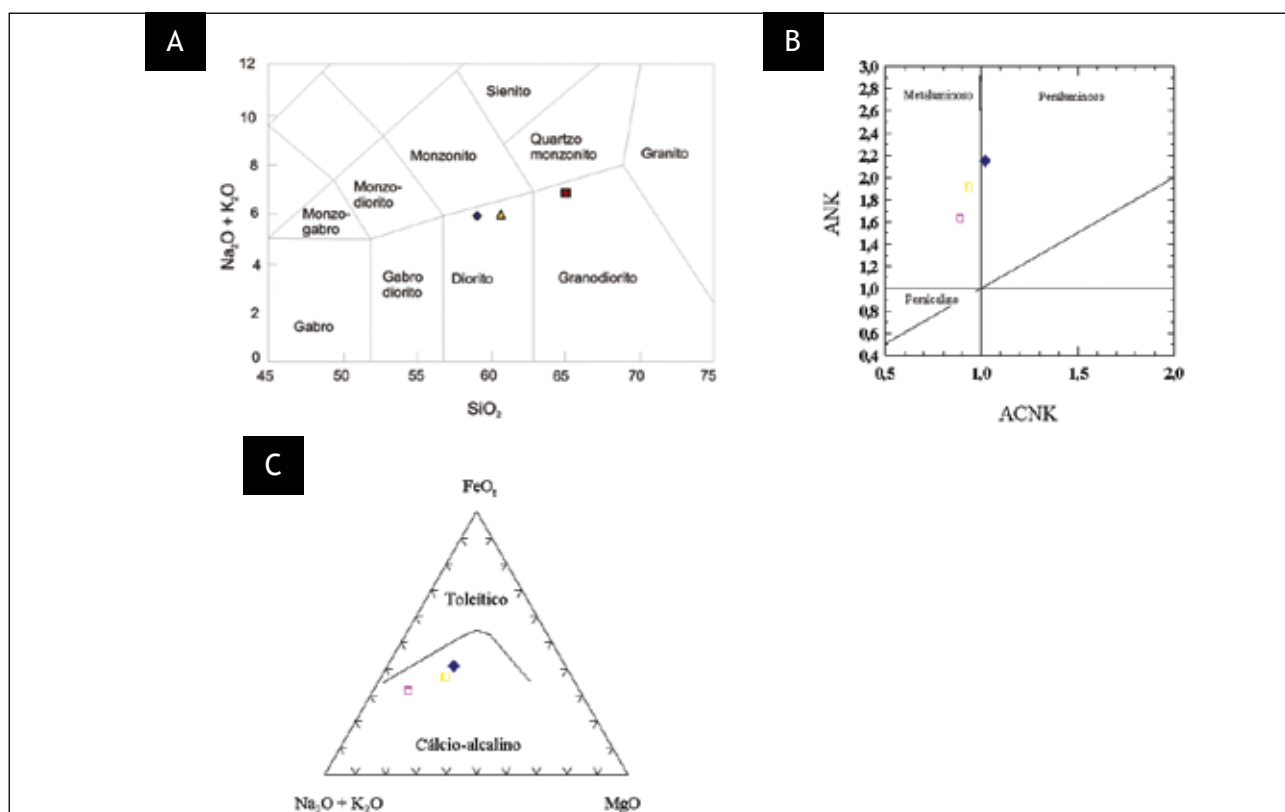


Figura 5.12 - A) Classificação das amostras de gnaiss do Complexo Juiz de Fora segundo o diagrama TAS de Wilson (1989). B) Índice de Shand (aluminosidade) para os gnaisses enderbíticos. C) Classificação das amostras de gnaiss segundo o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971)

pesados ($La_N/Yb_N = 7,18$), descrevendo uma curva moderadamente inclinada para a direita. A anomalia de európio caracteriza-se como fortemente negativa ($Eu/Eu^* = 0,41$) (Figura 5.15).

Os anfibolitos do Complexo Mantiqueira mostram assinatura toleítica no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 5.16a). As curvas de distri-

buição de elementos terras raras variam de subhorizontais ($La_N/Yb_N = 2,29$) a levemente inclinadas ($La_N/Yb_N = 3,31-4,43$), caracterizando um enriquecimento em terras raras leves. As anomalias de európio são levemente a moderadamente negativas ($Eu/Eu^* = 0,75-0,93$) (Figura 5.16b). De acordo com Noce *et al.* (2007b), os anfibolitos do Complexo Mantiqueira representam basaltos do tipo transicional.

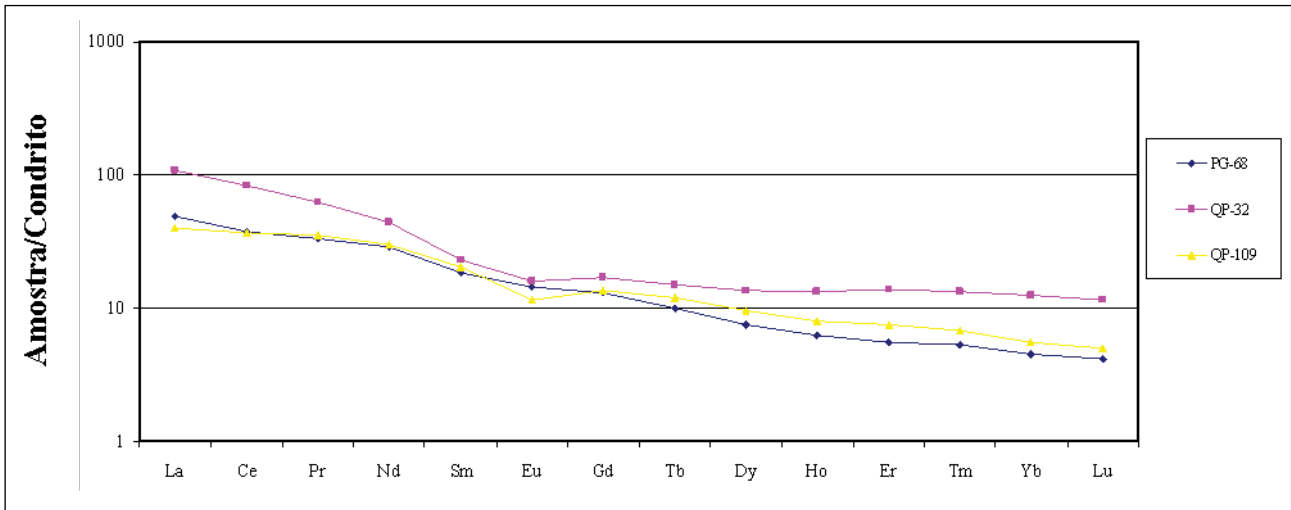


Figura 5.13 - Distribuição dos elementos terras raras das amostras de gnaiss enderbítico (valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I; 1,5 vezes os dados originais de Evensen *et al.* 1978)

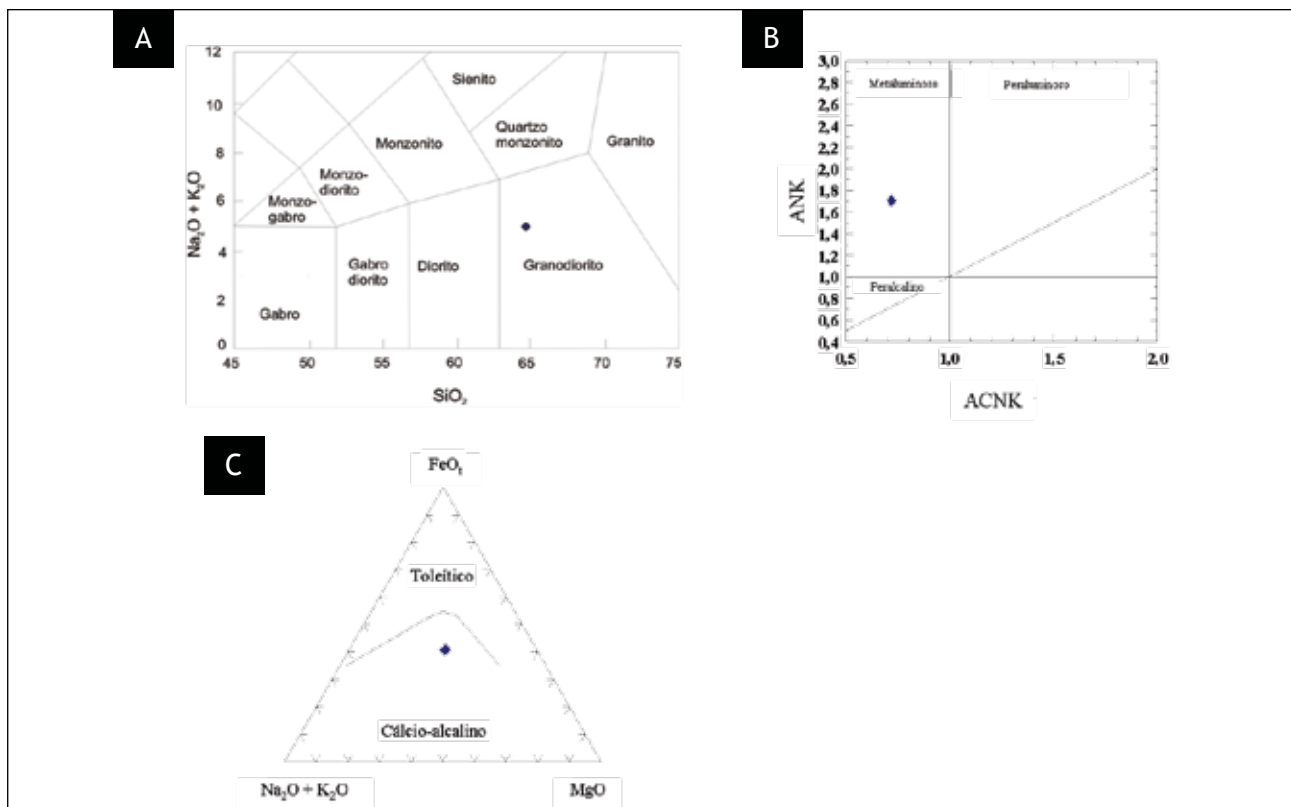


Figura 5.14 - A) Classificação da amostra de gnaiss do Complexo Mantiqueira segundo o diagrama TAS de Wilson (1989). B) Índice de Shand (aluminosidade) para o gnaiss. C) Classificação das amostras de gnaiss segundo o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971)

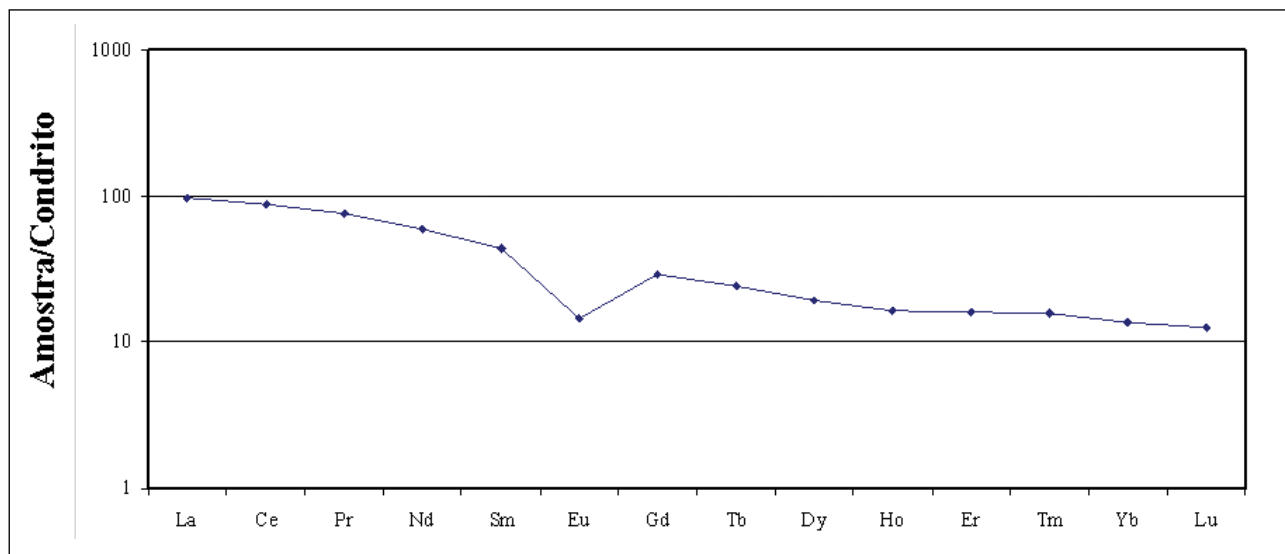


Figura 5.15 - Distribuição dos elementos terras raras da amostra de gnaíse do Complexo Mantiqueira (valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I; 1,5 vezes os dados originais de Evensen et al. 1978)

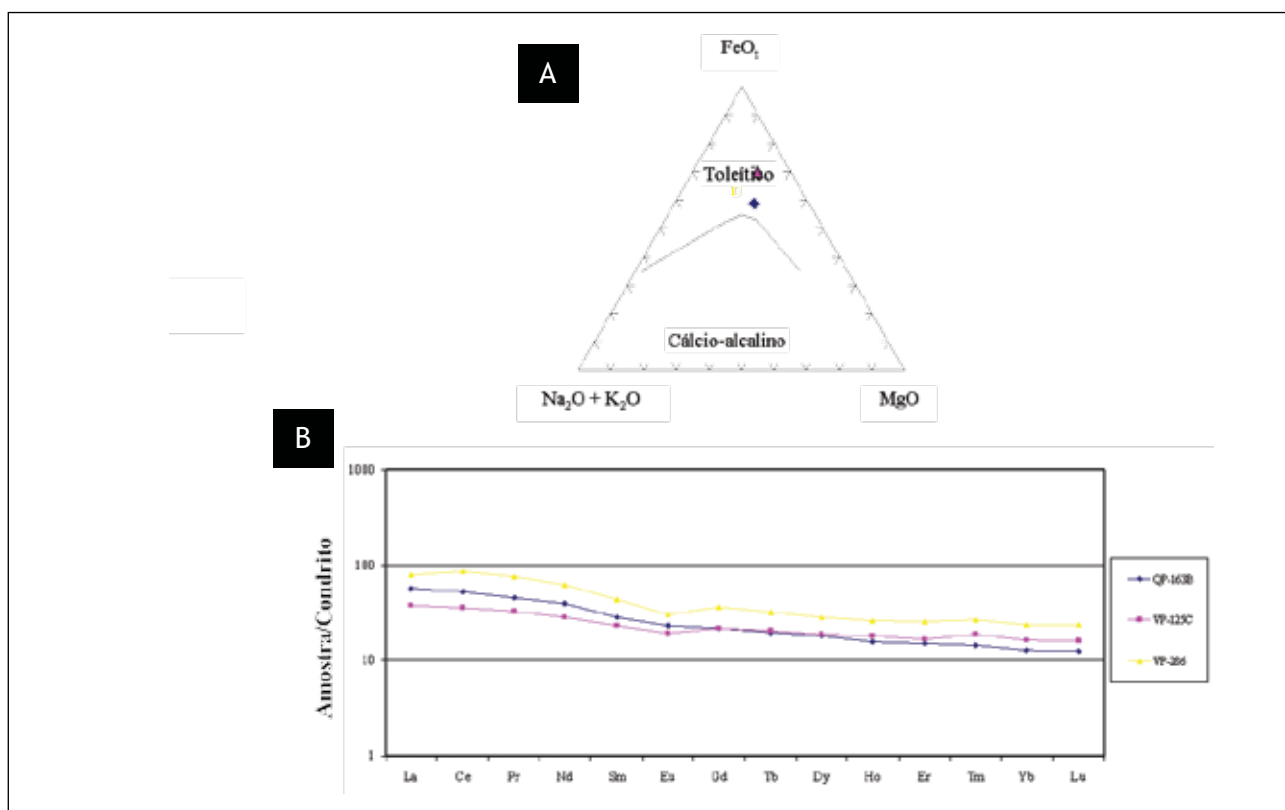


Figura 5.16 - A) Classificação das amostras de anfibolito do Complexo Mantiqueira segundo o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). B) Distribuição dos elementos terras raras das amostras de anfibolito (valores de normalização com base nos condritos ricos em carbono, livres de voláteis, do tipo I; 1,5 vezes os dados originais de Evensen et al. 1978)

6 – GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Na área da Folha Jequeri 1:50.000 foram obtidos seis dados isotópicos em colaboração com trabalhos realizados por Noce *et al.* (2006) e Queiroga (2010). O primeiro trabalho obteve dados (U-Pb SHRIMP em zircão e U-Pb ID-TIMS em monazita) para uma exposição do Complexo Juiz de Fora em pedra próxima à cidade de Abre Campo. Queiroga (2010), em sua tese de doutorado, apresentou estudos geocronológicos – métodos U-Pb LA-ICP-MS em zircão e Sm-Nd em rocha total – em amostras de anfíbolito Santo Antônio do Grama na região homônima. Os estudos geocronológicos aqui expostos visam à obtenção das seguintes idades:

- - de cristalização magmática dos gnaisses enderbíticos do Complexo Juiz de Fora;
- - de intrusão do granito rosado encaixado no migmatito Juiz de Fora e;
- - de cristalização magmática do anfíbolito Santo Antônio do Grama.

6.1 - MÉTODO U-Pb

6.1.1 - Complexo Juiz de Fora

A pedra de Abre Campo (estação de campo LC-66; coordenadas 760754E/7754142N) é com-

posta por um gnaiss migmatítico que gera porções com estrutura estromática definida pela alternância de bandas claras (leucossoma) e escuras (melanosoma). O mesossoma, interpretado como o protólito do migmatito, apresenta coloração verde escura e composição intermediária (norítica a enderbítica), típica do Complexo Juiz de Fora. Veios de um granito de coloração rosada, concordantes a ligeiramente discordantes do bandamento, são bastante freqüentes na pedra.

Uma amostra do mesossoma foi datada pelo método U-Pb SHRIMP (amostra LC-66a). Foram analisados 10 spots em 10 grãos de zircão. Os dados analíticos encontram-se na Tabela 6.1. Trata-se de zircões prismáticos a romboédricos e com faces arredondadas e baixo U (Figura 6.1). Exibem zonamento interno do tipo *sector zoning*, típico de zircões cristalizados em rochas ígneas máficas.

Os resultados mostram oito análises discordantes, mas colineares, definindo uma linha de discordância com intercepto superior em **2113 ± 20 Ma** (Figura 6.2). Esta idade é considerada como a melhor estimativa para a cristalização ígnea do gnaiss enderbítico do Complexo Juiz de Fora.

Os veios de granito rosado foram datados pelo método U-Pb ID-TIMS (amostra LC-66b; Tabela 6.2). Foram separados dois grãos de monazita que mostraram resultados concordantes em **584 e 574 Ma**. Estes valores posicionam a intrusão dos veios no período sin-colisional no contexto do Orógeno Araçuaí.

Tabela 6.1 - Dados isotópicos U-Pb para a amostra LC-66a

Número (spot)	% $^{206}\text{Pb}_i$	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	Idade ⁽¹⁾ $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Idade ⁽¹⁾ $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% disc.	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	err corr
1.1	0,05	585	246	0,43	172	1900 ±13	2.077,2 ±6.1	9	0,1285	0,3	6,07	0,8	0,3428	0,8	0,912
2.1	0,06	703	845	1,24	180	1680 ±12	2.033,5 ±4.8	17	0,1253	0,3	5,15	0,8	0,2978	0,8	0,944
3.1	0,04	678	373	0,57	164	1597 ±11	2.005,4 ±6.5	20	0,1234	0,4	4,78	0,8	0,281	0,7	0,896
4.1	0,03	719	45	0,06	202	1818 ±12	1.982 ±9.1	8	0,1218	0,5	5,47	0,9	0,3258	0,8	0,828
5.1	0,03	407	598	1,52	118	1874 ±12	2.083 ±5.5	10	0,1289	0,3	5,99	0,8	0,3373	0,8	0,923
6.1	0,07	525	141	0,28	160	1953 ±13	2.083 ±8.7	6	0,1289	0,5	6,29	0,9	0,3539	0,7	0,834
7.1	0	724	43	0,06	185	1681 ±11	1.946 ±9	14	0,1193	0,5	4,9	0,9	0,2979	0,7	0,818
8.1	0,02	857	66	0,08	245	1854 ±12	2.067,9 ±4	10	0,1278	0,2	5,87	0,8	0,3332	0,7	0,954
9.1	0	1100	20	0,02	303	1794 ±11	2.044 ±3.8	12	0,1261	0,2	5,58	0,7	0,3208	0,7	0,961
10.1	1,36	487	631	1,34	136	1789 ±75	2.045 ±33	13	0,1261	1,9	5,56	5,2	0,3199	4,8	0,932

Erros em 1-sigma; Pbc e Pb* indicam respectivamente Pb comum e radiogênico.

(1) Pb comum corrigido utilizando-se o 204 medido

Tabela 6.2 - Dados isotópicos U-Pb para monazitas da amostra LC-66b

Grão	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	%	rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	%	idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
66b.1	0,013	1222	1664	3201,7	0,7752	0,5	0,094772	0,5	0,959848	0,059932	0,2	583,7	582,8	579
66b.2	0,021	893	1100	5097,15	0,7589	0,2	0,093104	0,2	0,67456	0,059121	0,2	573,8	573,4	571,6

6.1.2 - Ortoanfíbolito Santo Antônio do Grama

Duas amostras de anfíbolito de granulação predominantemente grossa foram datadas utilizando o método U-Pb LA-ICP-MS. A amostra da estação de campo GQ-03 (coordenadas 751753E/7749967N) localiza-se a sul da cidade de Santo Antônio do Grama. A amostra GQ-09 (coordenadas 759661E/7766030N) foi coletada em uma pedreira de rocha ornamental nas proximidades da cidade de São Pedro dos Ferros. Esta exposição encontra-se a centenas de metros do limite norte da Folha Jequeri, justificando a inclusão dos dados obtidos devido à grande relevância para o entendimento da evolução geológica regional.

Por tratar-se de amostras da mesma unidade geológica e considerando os poucos grãos de zircão encontrados na amostra GQ-03, os resultados foram tratados conjuntamente. Foram analisados 12 spots

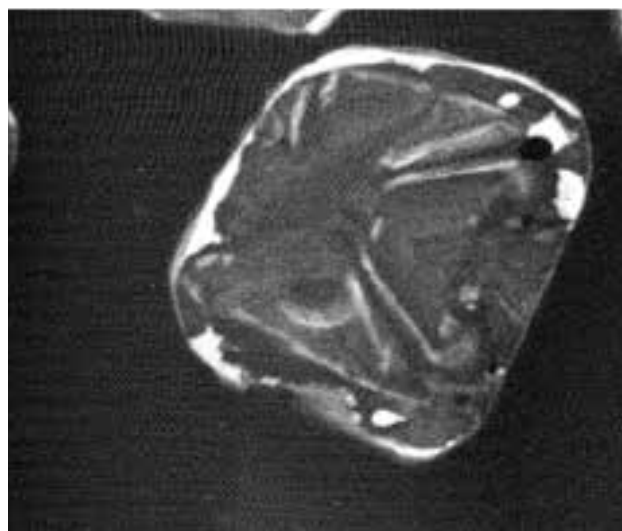


Figura 6.1 - Feição típica de zircão da amostra LC-66a em imagem de catodoluminescência (grão 8)

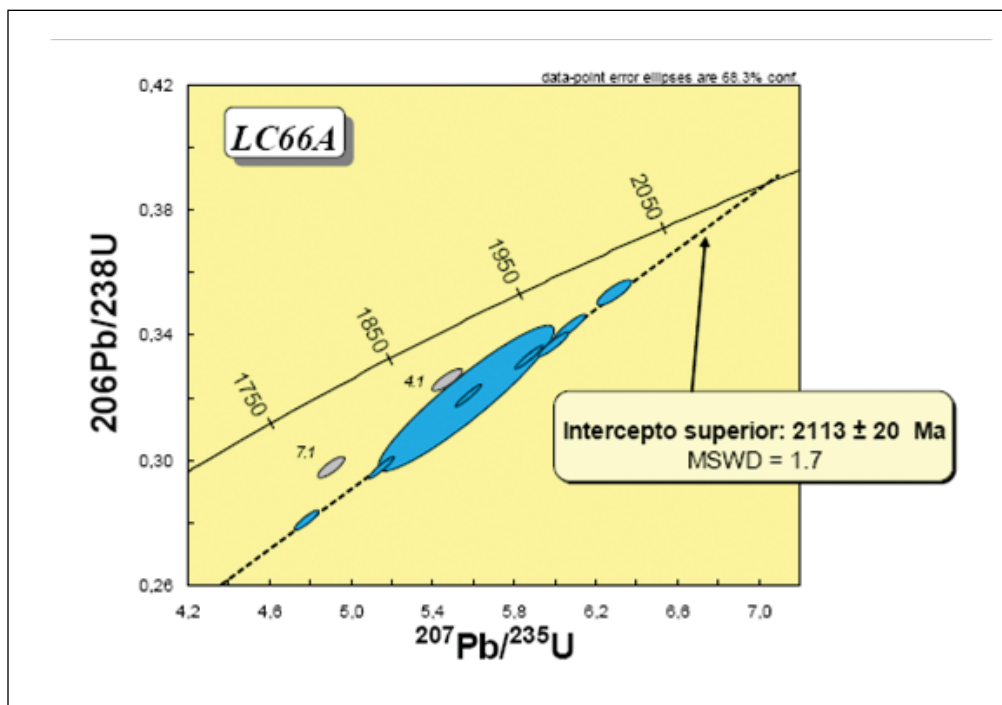


Figura 6.2 - Diagrama concórdia para a amostra LC-66a

em 12 cristais, sendo os resultados mostrados na Tabela 6.3. Trata-se de zircões límpidos, uniformes e com poucos zonamentos (Figura 6.3). Nas duas amostras constata-se uma grande quantidade de titanitas incolores e com características muito semelhantes aos zircões, dificultando assim a sua identificação.

Os zircões analisados possuem conteúdo de U e Th no intervalo entre 92-258 ppm e 35-194 ppm, respectivamente, indicando razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ relativamente altas, variando entre 0,15 e 1,52, típicas de grãos derivados de rochas magmáticas. Considerando-se apenas os zircões mais velhos e concordantes (< 10% discordância), assinalados com um asterisco na Tabela 6.3, conclui-se que a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 595 ± 6 Ma (Figura 6.4) é a melhor estimativa para a idade de cristalização magmática do anfibolito Santo Antônio do Grama e, conseqüentemente, para a geração de crosta oceânica no setor meridional da bacia precursora do Orógeno Araçuai. As menores idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordantes, incluídas no intervalo entre 579 ± 6 Ma e 560 ± 7 Ma, são interpretadas como resultantes da perda de Pb devido ao metamorfismo de alto grau no estágio sin-colisional do orógeno.

6.2 - MÉTODO Sm-Nd

Os dados isotópicos Sm-Nd foram obtidos em três amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama – GQ-03, GQ-09 e DP-22. Esta última determinação deve-se à Fischel (1998). Os resultados analíticos estão dispostos na Tabela 6.4.

Os dados Sm-Nd da análise de rocha total das amostras estudadas são: Sm = entre 3,477 e 4,461; Nd = entre 12,879 e 17,903; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ = entre 0,1506 e 0,1630 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = entre 0,512514 e 0,512745. Estes dados fornecem idades-modelo (T_{DM}) entre 0,895 e 1,26 Ga, indicando um intervalo máximo de idade para a cristalização dos protólitos magmáticos das amostras analisadas. Os valores iniciais de ϵNd variam no intervalo entre +1,08 e +4,73 (Figura 6.5), revelando fontes mantélicas depletadas em elementos incompatíveis. Estas taxas iniciais, entretanto, são menores do que aquelas esperadas para os reservatórios modernos do tipo MORB. Somado a este fato, os baixos valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (< 0,170) para todas as amostras indicam enriquecimento em elementos terras raras leves, o que pode ser comprovado no item “litoquímica”. Segundo alguns autores, a variabilidade geoquímica e isotópica encontrada nas amostras estudadas pode refletir tanto uma heterogeneidade da fonte mantélica quanto um processo de metassomatismo no manto altamente depletado, enriquecendo-o em elementos incompatíveis (Borsi et al. 1996, Zou et al. 1995, Samson et al. 2004). Para a região de Santo Antônio do Grama, sugere-se a presença de uma fonte mantélica depletada, porém metassomatizada. Para esta região, outro fato que deve ser levado em consideração é a presença da zona de subducção, que teve participação ativa no enriquecimento em alguns elementos (e.g. La, Ce, Ba,Th, dentre outros).

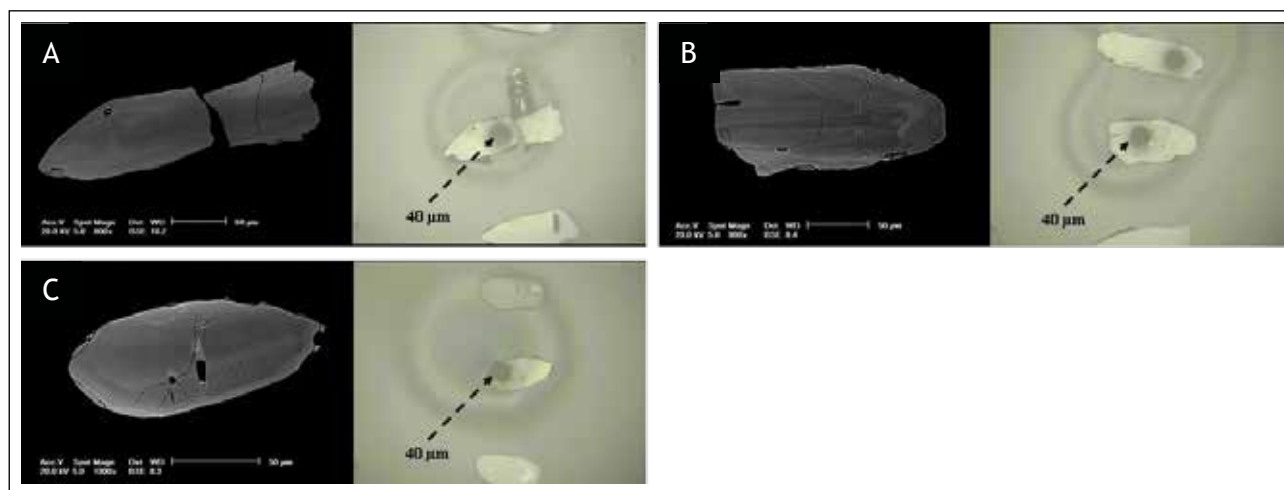


Figura 6.3 - Imagens MEV e de microscópio óptico com spot de 40 µm (microsonda a laser) de alguns zircões datados.

A) Grão A-I-04; B) Cristal A-I-08 e C) Grão A-I-20

Tabela 6.3 - Sumário dos dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS em zircão para as amostras GQ-03 e GQ-09

Grão (spot)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% Discord.	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm\%$)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ($\pm\%$)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm\%$)
A-I-04*	92.6	103.0	11.9	1.12	601 \pm 6	595 \pm 14	575 \pm 13	-4	0.0592 \pm 2.180	0.7975 \pm 2.42	0.0977 \pm 1.06
A-I-05*	151.3	78.9	18.6	0.53	595 \pm 7	593 \pm 13	583 \pm 11	-2	0.0594 \pm 1.857	0.7924 \pm 2.18	0.0967 \pm 1.13
A-I-08*	128.4	193.1	17.7	1.52	587 \pm 7	588 \pm 16	593 \pm 15	1	0.0597 \pm 2.500	0.7845 \pm 2.76	0.0953 \pm 1.18
A-I-20*	129.2	161.4	22.0	1.26	596 \pm 7	602 \pm 10	625 \pm 8	5	0.0606 \pm 1.240	0.8092 \pm 1.69	0.0968 \pm 1.15
A-I-02	136.5	70.8	14.5	0.52	571 \pm 19	576 \pm 22	592 \pm 11	4	0.0597 \pm 1.858	0.7628 \pm 3.74	0.0927 \pm 3.24
A-I-03	101.8	102.3	14.2	1.01	560 \pm 7	564 \pm 13	578 \pm 11	3	0.0593 \pm 1.935	0.7426 \pm 2.30	0.0908 \pm 1.24
A-I-10	135.4	43.7	16.0	0.33	575 \pm 6	578 \pm 12	588 \pm 10	2	0.0596 \pm 1.700	0.7668 \pm 2.04	0.0934 \pm 1.13
A-I-11	120.8	79.6	17.0	0.66	568 \pm 7	572 \pm 11	587 \pm 9	3	0.0595 \pm 1.530	0.7557 \pm 1.96	0.0921 \pm 1.21
A-I-12	257.4	101.5	17.7	0.40	572 \pm 8	576 \pm 12	591 \pm 10	3	0.0597 \pm 1.670	0.7629 \pm 2.13	0.0927 \pm 1.33
A-I-15	144.8	101.2	17.0	0.70	578 \pm 9	582 \pm 14	595 \pm 10	3	0.0598 \pm 1.730	0.7733 \pm 2.32	0.0939 \pm 1.55
A-I-16	136.3	64.6	17.2	0.48	567 \pm 7	572 \pm 12	593 \pm 10	4	0.0597 \pm 1.630	0.7573 \pm 2.07	0.0920 \pm 1.28
B-II-01	244.6	35.4	26.8	0.15	579 \pm 6	581 \pm 10	589 \pm 8	2	0.0596 \pm 1.380	0.7728 \pm 1.73	0.0940 \pm 1.05

* Spots utilizados para o cálculo da idade concórdia

Notas: 1. Amostra e padrão corrigidos pelo branco de Pb e Hg. 2. Razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ corrigidas pelo Pb comum; Pb comum assumindo idade de concordância $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. 3. $^{235}\text{U} = 1/137.88 * \text{U}_{\text{total}}$. 4. Padrão GJ-1. 5. $\text{Th}/\text{U} = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} * 0.992743$. 6. Erros são de 1-sigma (% para taxas isotópicas; absoluto para idades).

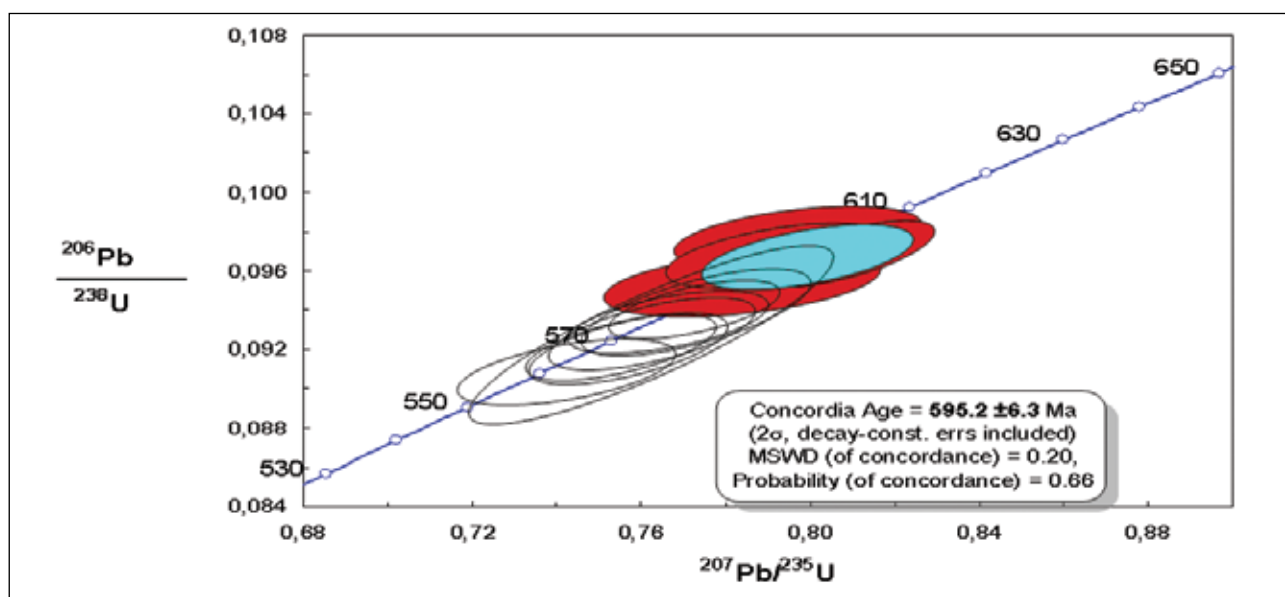


Figura 6.4 - Diagrama concórdia para as amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama

Tabela 6.4 - Dados isotópicos Sm-Nd para as amostras de anfibolito Santo Antônio do Grama (amostra DP-22 de Fischel 1998)

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ga)	ϵNd (595)
GQ-03	3.458	12.879	0.1623	0.512684 (9)	1.06	+3.51
GQ-09	4.461	17.903	0.1506	0.512514 (16)	1.26	+1.08
DP-22	3.477	12.929	0.1630	0.512745 (5)	0.895	+4.73

* Os números entre parênteses indicam erro de 2σ nos dois últimos dígitos da taxa isotópica.

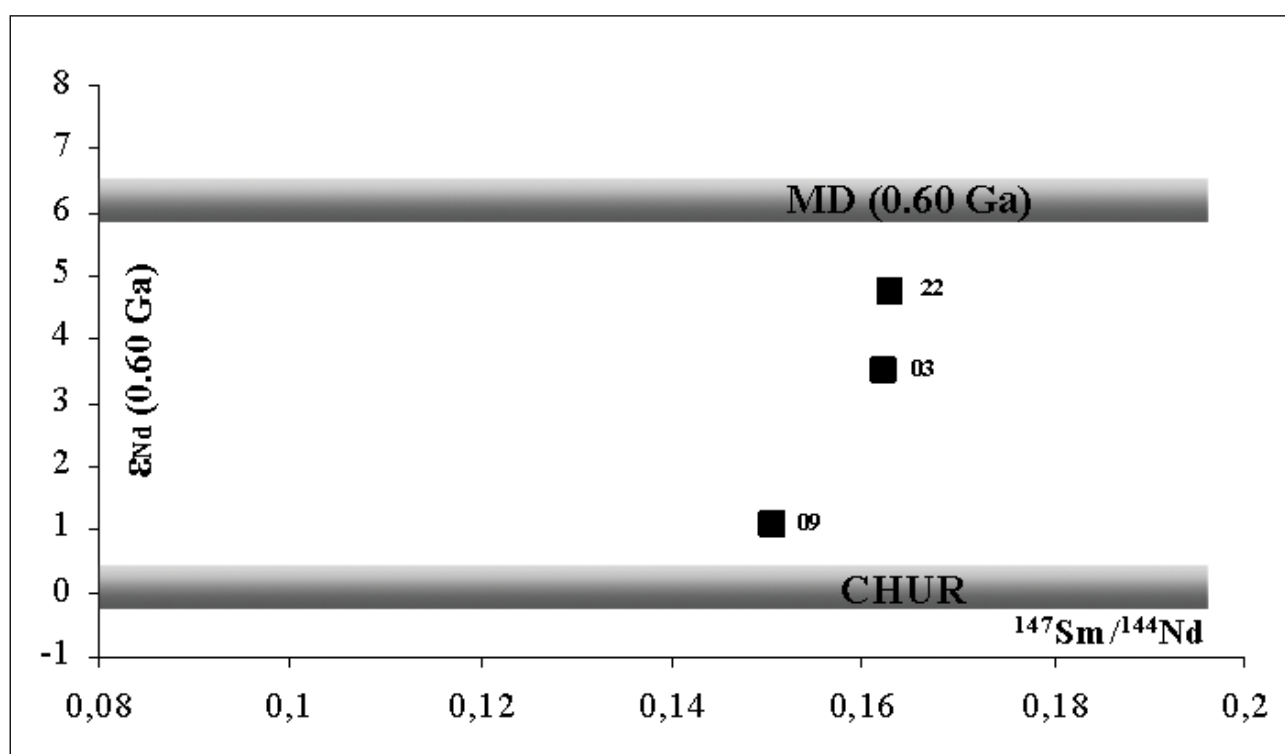


Figura 6.5 - Valores iniciais de ϵNd versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para os anfibolitos de Santo Antônio do Grama. MD = manto depletado, CHUR = manto primordial. Baseado nos princípios de Kuzmichev et al. (2005)

7 – RECURSOS MINERAIS

A Folha Jequeri 1:50.000 apresenta diversos requerimentos minerários junto ao DNPM, cujos polígonos concentram-se principalmente nos quadrantes central, sudoeste e sudeste da área (Figura 7.1). A maior parte dos processos encontra-se em fase de autorização de pesquisa e apenas uma pequena parcela apresenta-se efetivamente em fase de extração.

As principais substâncias requeridas ou pesquisadas são granito ornamental, minério de alumínio, ouro em leitos dos principais rios/córregos, manganês e, subordinadamente, areia, bauxita e minério de ferro (Figura 7.1).

Durante o mapeamento da região onde se localiza a Folha Jequeri, foram cadastradas 14 ocorrências minerais – pedreiras e garimpos – de brita, rocha ornamental, pedra de talhe, veio de quartzo e caulim, ativos e inativos. O número da estação de campo, a localização, o tipo de material e a unidade em que estão localizadas estão referidas na Tabela 7.1.

Os hidrotermalitos quartzosos predominam no volume de ocorrências minerais cadastradas, totalizando 8. Este litotipo quase sempre é friável, sen-

do caracterizado como *saibro* (Figura 7.2a). Tem sido extraído em diversos locais da área mapeada para utilização nos leitos das estradas da região.

Duas pedreiras de gnaiss para brita, ambas inativas, foram cadastradas na Folha Jequeri. Uma pedreira está localizada no extremo nordeste da área, em uma região pertencente ao município de Urucânia. O material extraído é um ortognaiss bandado com intercalação de anfíbolito do Complexo Mantiqueira (Figura 7.2b). A segunda pedreira localiza-se nas proximidades da BR-262, no município de Abre Campo, onde se extraía gnaiss enderbítico do Complexo Juiz de Fora.

Uma pedreira de extração de anfíbolito Santo Antônio do Grama para rocha ornamental está ativa na região a nordeste da cidade homônima. O material retirado é um anfíbolito grosso, com venulações quartzo-feldspáticas brancas, e recebe o nome comercial de *Granito Via Láctea* (Figura 7.2c).

Dois ocorrências de veio de quartzo leitoso (Figura 7.2d) e uma de pegmatito para exploração de caulim também foram identificadas na área mapeada.

Tabela 7.1 - Localização das ocorrências minerais com tipo de material explorado e unidade pertencente

Estação de Campo	UTM		Material	Unidade
	E	N		
PG-015	755596	7757504	Hidrotermalito quartzoso para calçamento	Hidrotermalito Quartzoso
PG-063	757314	7750646	Hidrotermalito quartzoso para calçamento	Hidrotermalito Quartzoso
QP-020	747550	7732818	Hidrotermalito quartzoso para calçamento	Hidrotermalito Quartzoso
QP-028	747151	7731940	Hidrotermalito quartzoso para calçamento	Hidrotermalito Quartzoso
QP-043	749058	7736358	Hidrotermalito quartzoso para calçamento	Hidrotermalito Quartzoso
QP-080	756602	7738995	Hidrotermalito quartzoso para calçamento	Hidrotermalito Quartzoso
QP-150	753416	7740322	Hidrotermalito quartzoso para calçamento	Hidrotermalito Quartzoso
T001	749311	7737169	Hidrotermalito quartzoso para calçamento	Hidrotermalito Quartzoso
QP-163	736512	7752788	Ortognaiss bandado para brita	Complexo Mantiqueira
LC-66	760754	7754142	Gnaiss enderbítico para brita	Complexo Juiz de Fora
B-10	751867	7752050	Anfíbolito para rocha ornamental	Ortoanfíbolito Santo Antônio do Grama
QP-02	744482	7735777	Veio de quartzo leitoso	Complexo Mantiqueira
PG-039	757940	7758930	Veio de quartzo leitoso	Complexo Mantiqueira
VP-132	740691	7748451	Pegmatito para caulim	Complexo Mantiqueira

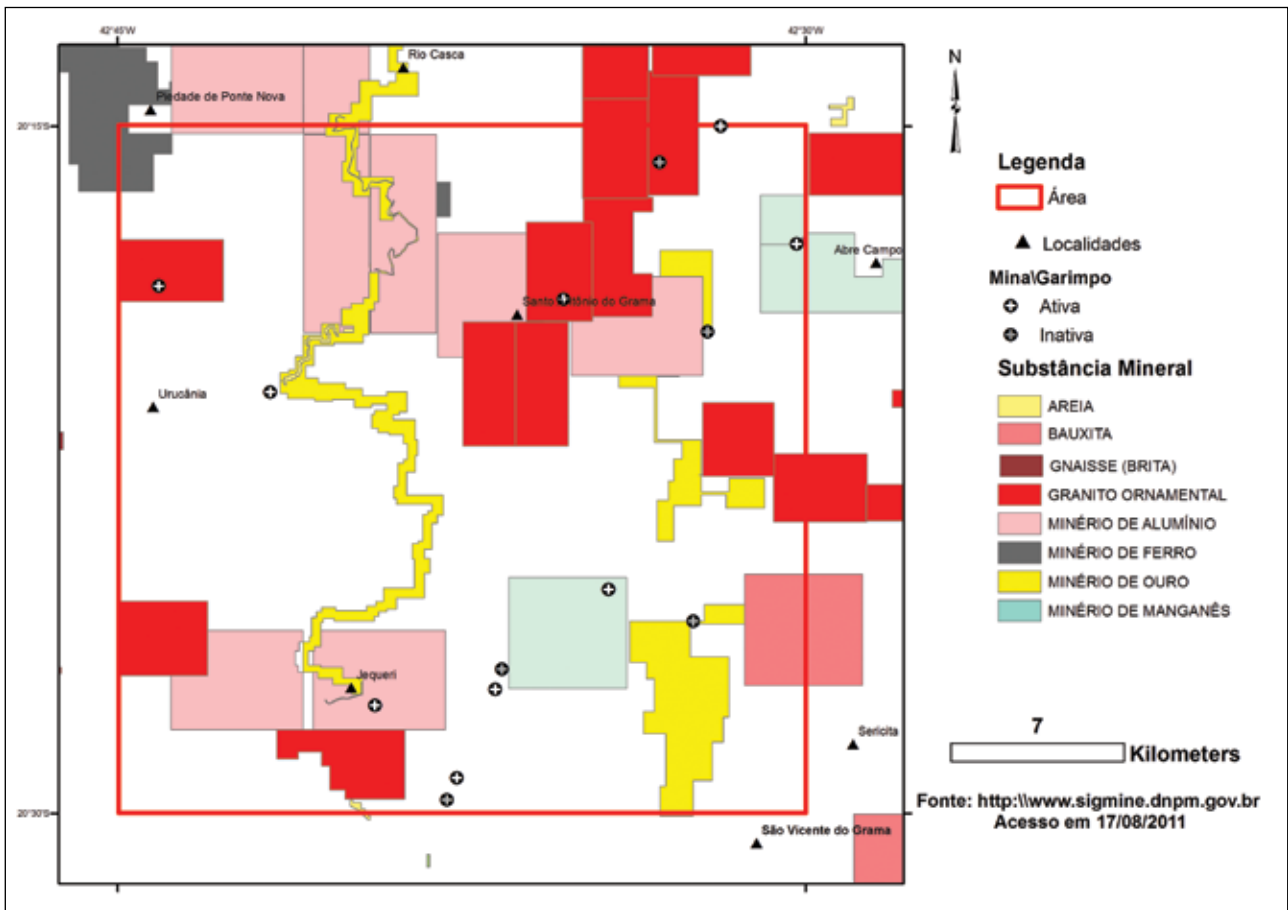


Figura 7.1 - Mapa de requerimentos minerários da Folha Jequeri 1:50.000

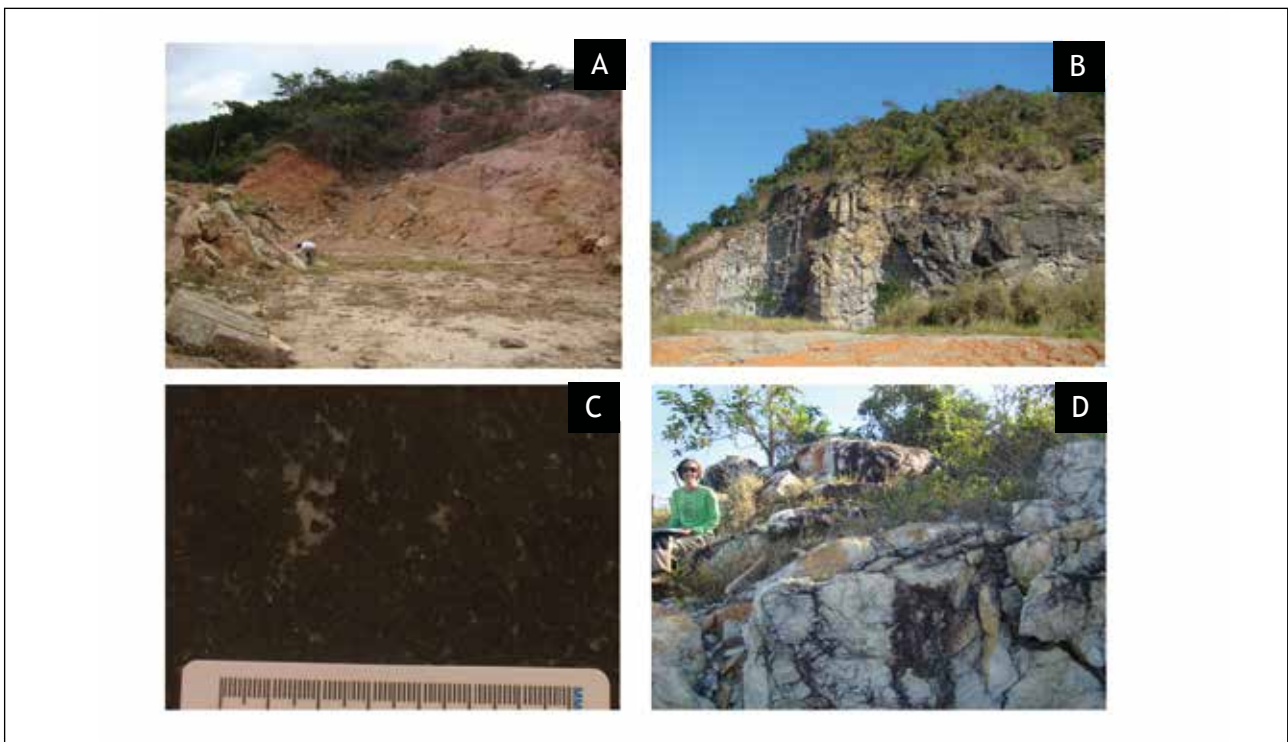


Figura 7.2 - Fotografias dos recursos minerais da Folha Jequeri. A) "Saibreira" de hidrotermalito quartzoso. B) Pedreira de ortognaíse bandado do Complexo Mantiqueira. C) Amostra de anfibolito Santo Antônio do Grama, polida, conhecida como Granito Via Láctea. D) Ocorrência de veio de quartzo leitoso encaixado em gnaíse do Complexo Mantiqueira

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As unidades mais antigas da Folha Jequeri 1:50.000, de idade paleoproterozóica, representam o embasamento do Orógeno Araçuai 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, de caráter alóctone, e o Complexo Mantiqueira, de caráter autóctone. O Complexo Mantiqueira é constituído por ortognaisse bandado, de composição predominantemente granítica a granodiorítica, e subordinadamente tonalítica, migmatizado em intensidades diversas e por intercalações de rochas anfíbolíticas (quando estas atingem dimensões consideráveis, foram individualizadas no mapa geológico). Dois tipos de anfíbolito foram cartografados na área de ocorrência do Complexo Mantiqueira: um composto basicamente por anfíbólio e plagioclásio, amplamente distribuído na região abordada, e outro composto por anfíbólio, plagioclásio, clinopiroxênio e granada, restrito à calha do Rio Casca no norte da área. A associação mineralógica do ortognaisse e do granada anfíbolito, com proporções variáveis de quartzo, plagioclásio, microclina, hornblenda, biotita, clinopiroxênio e granada evidencia metamorfismo de fácies anfíbolito alto, na transição para a fácies granulito. As características geoquímicas aqui apresentadas demonstram que as rochas máficas mostram afinidade geoquímica toleítica, representando basalto do tipo transicional.

O Complexo Juiz de Fora ocorre predominantemente à leste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo e é representado por um conjunto de ortognaisse – metabasito – rocha meta-ultramáfica. O gnaiss Juiz de Fora é essencialmente de composição enderbítica, com mobilizados charnockíticos a charno-enderbíticos (opdalíticos) e mostra paragéneses de fácies granulito, como demonstrado pela associação mineral *ortopiroxênio + plagioclásio + clinopiroxênio ± hornblenda*. Datações U-Pb SHRIMP, em amostra da pedreira de Abre Campo, indicam cristalização magmática para os gnaisses bandados em **2113 Ma**. Rochas compostas por *ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio ± granada*, correlacionáveis a granulitos básicos, são encontrados como bandas e lentes encaixados nos gnaisses enderbíticos migmatíticos. Estas rochas granulíticas, como demonstrado pelas análises geoquímicas deste trabalho, apresentam afinidade toleítica com origem em ambiente de arco-de-ilha ou fundo oceânico. Dois corpos de rocha meta-ultramáfica, denominados granulitos ultramáficos, foram cartografados na porção sul da Folha Jequeri. Trata-se de uma rocha composta por *ortopiroxênio + clinopiroxênio + anfíbólio + hercynita ± clinocloro*, petrograficamente classificada como anfíbólio piroxenito.

A cobertura metassedimentar do Grupo Andrelândia apresenta-se amplamente distribuída na Folha Jequeri, ocorrendo nos dois domínios do embasamento de idade paleoproterozóica. Trata-se de uma unidade composta por paragnaisses migmatíticos com intercalações de rochas calcissilicáticas, metamorfizados em fácies anfíbolito a granulito. No domínio Mantiqueira, a fusão parcial autóctone dos paragnaisses forma um grande corpo de leucogranito tipo S, foliado a milonítico. Trata-se de uma unidade referida como “Supersuíte G2 – Corpo Serra dos Vieiras”, composta por biotita granito (que pode conter granada em proporções diversas), de granulação fina a média e coloração rosada.

O ortoanfíbolito Santo Antônio do Grama está alinhado na direção NE-SW por cerca de 50 km. Encontra-se tectonicamente alojado nos ortognaisses bandados do Complexo Mantiqueira, de idade paleoproterozóica, ao longo da Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Trata-se de um corpo gabrítico com composição muito homogênea, deformado e metamorfizado em fácies anfíbolito alto a granulito, essencialmente composto por piroxênios, hornblenda, plagioclásio cálcico e titanita. Associado a este corpo gabrítico, foi cartografada uma lasca de rocha meta-ultramáfica – o Corpo Meta-Ultramáfico Córrego do Pimenta – representada por antofilita-talcóxisto. Dados Sm-Nd indicam idade-modelo (T_{DM}) no intervalo entre 1200 e 900 Ma e ϵNd (595 Ma) variável entre +1,08 e +4,73 para o Anfíbolito de Santo Antônio do Grama. Este intervalo de idade modelo no contexto do Orógeno Araçuai e a associação máfica-ultramáfica evidenciam a existência de uma lasca tectônica de natureza ofiolítica na região abordada. De fato, os dados litoquímicos (rocha básica de afinidade toleítica, com origem em ambiente de dorsal oceânica, mas já com influência do arco magmático posicionado a leste) e idade U-Pb (ca. **600 Ma** para cristalização magmática) têm demonstrado que o corpo máfico-ultramáfico da região de Santo Antônio do Grama é um remanescente de litosfera oceânica neoproterozóica. Os dados isotópicos e geoquímicos mostram também a existência de uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis. Todas estas evidências somam-se a outras no sentido de demonstrar que a Zona de Cisalhamento de Abre Campo, bem marcada por anomalias magnéticas, caracteriza-se como zona de sutura neoproterozóica do Orógeno Araçuai.

Os corpos de hidrotermalito quartzoso, até então interpretados em folhas anteriores como intercalações psamíticas nos paragnaisses do Grupo Andrelândia, estão intimamente associadas às zonas de cisalhamento da Folha Jequeri. Trata-se de uma rocha rica em quartzo (> 90%), com proporções va-

riáveis de granada, muscovita e feldspato potássico, foliada e fraturada. Associa-se à, pelo menos, três unidades da área: complexos Mantiqueira e Juiz de Fora e Grupo Andrelândia. Uma interpretação possível sugere que este litotipo está associado a um processo de lixiviação de elementos químicos móveis das rochas circundantes, nas zonas de cisalhamento, com concentração da sílica livre restante.

O Fanerozóico é representado, na Folha Jequeri, por diques de diabásio e cobertura aluvionar. Os corpos intrusivos máficos são de ocorrência restrita na área mapeada, aflorando na porção sul. Trata-se

de uma rocha de granulação muito fina a fina, com textura ígnea intergranular, encaixados nos ortognaisses bandados dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. Os aluviões são representados por material inconsolidado predominantemente arenoso.

Em trabalhos futuros, recomenda-se o mapeamento de áreas-chave em escalas maiores (por exemplo, 1:25.000 e 1:10.000), para se entender melhor as relações genéticas entre os granulitos máfico e ultramáfico e os ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e entre os litotipos do Complexo Mantiqueira e do Grupo Andrelândia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, Fernando Flecha et al. Tectônica quebradozes e a gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS SNET, 9, 2003, Búzios. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleos Rio de Janeiro e Espírito Santo, 2003. p. 40-43.
- ALKMIM, Fernando Flecha et al. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 149, p. 43-64, 2006.
- ALKMIM, Fernando Flecha et al. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 25-43, 2007.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- BARBOSA, O. Evolution du geossinclinal Espinhaço. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 19., Sept.-Oct. 1952, Argélia. **Comptes. Rendus**: section XIII, 1954. p. 1-37.
- BORSI, Laura et al. Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in Iherzolites and gabbros of the Piedmont – Ligurian ocean basin. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 140, p. 227-241, May 1996.
- BRANDALISE, Luiz Alberto (Org.). **Folha Ponte Nova SF.23-X-B-II**: estado de Minas Gerais. Brasília: CPRM, 1991. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB). Escala 1:100.000.
- BRANDALISE, Luiz Alberto (Org.). **Folha Barbacena, SF.23-X-C-III**: estado de Minas Gerais. Brasília: CPRM, 1991. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB). Escala 1:100.000.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguapé (SG. 23)**. Brasília: DNPM, 1979. 240 p. Escala 1:1.000.000.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto Radam Brasil. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória**. Rio de Janeiro, 1983. v. 32. 775 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 32). Escala 1:100.000.
- COLEMAN, Robert G. **Ophiolites – ancient oceanic lithosphere**. Berlim: Springer-Verlag, 1977. 229p. (Minerals and Rocks, 12).
- COSTA, Antônio Gilberto. The granulite-facies rocks of the northern segment of the Ribeira Belt, Eastern Minas Gerais, SE Brazil. **Gondwana Research**, Kochi, v. 1, p. 367-372, Oct. 1998.
- DUARTE, Beatriz Paschoal; HEILBRON, Mônica. 1999. Modelamento petrogenético para as rochas do Complexo Juiz de Fora, setor Central da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO DE GEOQUIMICA DOS PAISES DE LINGUA PORTUGUESA, 5., 17 A 21 out. 1999, Porto Seguro = CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, 7., 17 A 21 out. 1999, Porto Seguro. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Seguro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1999. p. 488-491.
- DUARTE, Beatriz Paschoal et al. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: an Archean to Paleoproterozoic Basement unit reworked during the Pan-African orogeny. **Gondwana Research**, Kochi, v. 7, n. 2, p. 437-450, April 2004.
- Ebert, Heinz. **Pesquisas geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais**. Rio de Janeiro: DNPM, 1955. p. 79-89 (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert, Heinz. **Relatório de atividades DGM. DNPM**. Rio de Janeiro: DNPM, 1956. p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert, Heinz. **Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí**: Minas Gerais. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1958. 48p. (Boletim, 183)
- Ebert, Heinz. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 40, p. 215-229, 1968.
- EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 42, n. 8, p. 1199-1212, Aug. 1978.
- FERREIRA, B. F. et al. **Geologia da região de Santo Antônio do Gramma, Minas Gerais**. 2007. 43 f. Trabalho de Conclusão de curso (Graduação)- Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2007.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; TEIXEIRA, Wilson. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, n. 2, p. 223-246, jun. 1996.
- FISCHEL, D.P. **Geologia e dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na região de Abre Campo, Minas Gerais**. 1998. 98 f. Dissertação (Mestrado)- Universidade de Brasília, Brasília, 1998.

- GLASSLEY, William. Geochemistry and tectonics of the Crescent Volcanic Rocks, Olympic Peninsula, Washington. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 85, n. 5, p. 785-794, May 1974.
- HAWKINS, James W. Geology of supra-subduction zone: implications for the origin of ophiolites. Geological Society of America, Special Paper, New York, v. 373: 227-268. 2003.
- HEILBRON, Mônica. **Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ), setor central da Faixa Ribeira**. 1993. 268 f. Tese (Doutorado)- Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- HEILBRON, Mônica. **O segmento central da Faixa Ribeira: compartimentação tectônica e ensaio evolutivo**. 1995. 115 f. Tese (Livre Docência)- Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1995.
- HEILBRON, Mônica et al. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS, 1., Ouro Preto, 01 a 05 June = INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., Ouro Preto, 1-5 June 1998. **Extended Abstracts**. Ouro Preto: UFOP, 1998. p.15-17.
- HEILBRON, Mônica et al. Síntese geológica do bloco oriental (Zona da Mata). In: SOARES, Antônio Carlos Pedrosa. (Coord.) et al. **Projeto Sul de Minas: Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro**. Belo Horizonte: COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, 2003. p. 8-50.
- HEILBRON, Mônica et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano**. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.
- HENDERSON, Paul (Ed.). **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. 510 p. (Developments in Geochemistry, 2).
- IRVINE, T. Neil; BARAGAR, W. R. A. A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks of orogenic areas. **Bulletin of the Geological Society of America**, Washington: v. 83, n. 1, p. 29-40, Jan. 1971.
- EVANGELISTA, Hanna Jordt; MÜLLER, Georg. Petrology of a transition zone between the Archean craton and the Coast Belt, SE of the Iron Quadrangle, Brazil. **Chemie der Erde**, Amsterdam, v. 45, p.129-145, 1986.
- KUZMICHEV, A. Et al. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 138, n. 1-2, p. 125-150, July 2005.
- MARSHAK, Stephen et al. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 28, n. 1, p. 129-147, 2006.
- MESCHEDE, Martin. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 56, n. 3-4, p. 207-218, 1986.
- NEVES, Benjamin Bley de Brito et al. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. **Episodes**, Ottawa, v. 22, n. 3, p. 155-199, Sept. 1999.
- NÓBREGA II, M.; RODRIGUES, F. V. R. **Mapeamento geológico da região de São Pedro dos Ferros e caracterização tecnológica do Anfibolito de Santo Antônio do Gramma, escala 1:25.000**. 2004. 88 f. Trabalho Conclusão de Curso (Graduação)- Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2004.
- NOCE, Carlos Maurício et al. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.34, n.4, p. 587-592, 2004.
- NOCE, Carlos Maurício et al. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 159, n. 1-2, p. 60-78, 15 Nov. 2007.
- NOCE, Carlos Maurício et al. **Geologia da Folha Manhuaçu, escala 1:100.000 SF-23-X-B-III: relatório final**. Belo Horizonte: CPRM ; UFMG, 2006. (Programa Geologia do Brasil).
- NOCE, Carlos Maurício et al. **Geologia das Folhas Ubá e Muriaé**. Belo Horizonte: UFMG ; COMIG, 2003. (Projeto Sul de Minas). Escala 1:100.000.
- NOCE, Carlos Maurício et al. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 17-23, 2007.
- PEARCE, Julian A. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (Ed.). **Andesites: orogenic andesites and related rocks**. New York: John Wiley, 1972. p. 525-548.
- PEARCE, Julian A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, Chris J.; NORRY; Michael

- J. (Eds.). **Continental basalts and mantle xenoliths**. Shiva: Nantwich, 1983. p. 230-249.
- PEARCE, Julian A.; CANN, Johnson R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 19, n. 2, p. 290-300, June 1973.
- PEARCE, Julian A.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, Tayson C. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 36, n. 1, p. 121-132, Aug. 1977.
- SOARES, Antonio Carlos Pedrosa. **Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, Minas Gerais: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico**. 1995. 177 f. Tese (Doutorado)- Universidade de Brasília, Brasília, 1995.
- SOARES, Antônio Carlos Pedrosa; LEONARDOS, Cristina Maria Wiedemann. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro, 2000. p. 265-285.
- SOARES, Antônio Carlos Pedrosa et al. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. **Geology**, Boulder, v. 26, n. 6, p. 519-522, June 1998.
- SOARES, Antônio Carlos Pedrosa et al. The Araçuaí-West- Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 110, n. 1-4, p. 307-323, 1 Aug. 2001.
- SOARES, Antônio Carlos Pedrosa et al. Orógeno Confinado: conceito, exemplo e candidatos. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS SNET, 9., 2003, Búzios. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleos Rio de Janeiro e Espírito Santo, 2003. p. 36-39.
- SOARES, Antônio Carlos Pedrosa et al. Orógeno Araçuaí: Estágio atual do conhecimento geotectônico. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3. 2005, Salvador. **Anais**. Salvador, 2005. p. 243-246.
- SOARES, Antônio Carlos Pedrosa et al. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí na região entre 18° - 19° S e 41° - 40° 30' W, extremo leste de Minas e norte do Espírito Santo. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 14, n. 1-2, p. 97-111, 2006.
- SOARES, Antônio Carlos Pedrosa et al. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 1-16, 2007.
- SOARES, Antônio Carlos Pedrosa et al. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. **Geological Society of America, Special Paper**, New York, v. 294, p. 153-172, 2008.
- PERES, Guilherme G.; ALKMIM, Fernando E.; EVANGELISTA, Hanna Jordt. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.76, n.4, p. 771-790, 2004.
- QUEIROGA, Glaucia Nascimento. **Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 17° e 21° S**. 2010. 180 f. Tese (Doutorado)- Universidade Federal de Minas Gerais, 2010.
- ROSIER, Georges F. **A Geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano**: estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1957. 58 p. (Boletim, 166).
- SAMSON, S. D. et al. Geochronological, geochemical and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwinw ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 135, n. 1-2, p. 133-147, 10 Nov. 2004.
- Serri, G. 1981. The petrochemistry of ophiolitic gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolite into low-Ti and high-Ti types. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 52, n. 1, p. 203-212, Jan. 1981.
- SILVA, Jodauro Nery da et al. **Projeto Mantiqueira/Furnas**: relatório final. Belo Horizonte: CPRM, 1978. 7 v.
- SILVA, Luiz Carlos da et al. Reavaliacao da evolução geológica em terrenos pre-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.32, n.4, p. 513-528, dez. 2002
- SUITA, M. T. F. et al. Complexos ofiolíticos do Brasil e a metalogenia comparada das faixas Araçuaí e Brasília. In: PEREIRA, E.; CASTROVIEJO, R.; ORTIZ, F. (Eds.). **Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica**: guías de prospección para metales preciosos. Braga: Artes Graficas das Oficinas de Trabalho, 2004. p. 101-132.
- SUN, S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D.; NORRY, M. J. (Eds.). **Magmatism in the ocean basins**. **Geological Society of London, Special Publications**, London, n. 42, p. 313-345, 1989.
- TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. C. **The continental crust**: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.

- THOMPSON, R. N. British Tertiary volcanic province. **Scotland Journal of Geology**, Scotland, n. 18, p. 49-107, 1982.
- TUPINAMBÁ, Miquel et al. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 67-79, 2007.
- UHLEIN, Alexandre. **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. 1991. 295 f. Tese (Doutorado)- Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- VIEIRA, Valter Salino. **Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí**. 2007. 117 f. Tese (Doutorado)- Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2007.
- WILSON, Marjorie. **Igneous petrogenesis**. London: Chapman e Hall, 1989. 466 p.
- YARDLEY, Bruce W. D. **Introdução à petrologia metamórfica**. Tradução Reinhardt A. Fuck. Brasília: Universidade de Brasília, 2004. 432 p.
- ZHOU, Haibo; ZHOU, Xinmin ; ZHOU, Gouqing. 1995. Geochemistry of a Precambrian ophiolite from South China. **International Geology Review**, Lawrence, v. 37, n. 7, p. 623-635, Jul. 1996.