

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

# **PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL**

**CONTRATO CPRM 059/PR/05 - UFMG**

**FOLHA MANHUAÇU 1:100.000  
SF-23-X-B-III**

## **RELATÓRIO FINAL**

***Autores:***  
**Carlos Maurício Noce**  
**Antônio Gilberto Costa**  
**Danielle Piuzana**  
**Valter Salino Vieira**  
**Camila da Mota Carvalho**

**Fevereiro/2006**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CENTRO DE PESQUISA PROFESSOR MANOEL TEIXEIRA DA COSTA**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL  
CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL  
Programa Geologia do Brasil  
Contrato CPRM 059/PR/05-UFMG

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
SILAS RONDEAU CAVALCANTE SILVA  
Ministro

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E  
TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
CLÁUDIO SCLIAR  
Secretário

**CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL**  
AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS  
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO  
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES  
Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO  
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

ÁLVARO ROGÉRIO ALENCAR SILVA  
Diretor de Administração e Finanças

EDILTON JOSÉ DOS SANTOS  
Chefe do Departamento de Geologia

INÁCIO DE MEDEIROS DELGADO  
Chefe da Divisão de Geologia Básica

JOÃO HENRIQUE GONÇALVES  
Chefe da Divisão de Geoprocessamento

LUIZ CARLOS DA SILVA  
Supervisor Técnico dos Contratos

FERNANDO ANTONIO RODRIGUES OLIVEIRA  
Representante no Contrato

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS**  
RONALDO TADEU PENA  
Reitor

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
CRISTINA HELENA ROCHA AUGUSTIN  
Diretora

ANTONIO CARLOS PEDROSA SOARES  
Coordenador do Contrato

Programa Geologia do Brasil : Folha Manhaçu 1:100.000 :  
SF-23-X-B-III : relatório final / Carlos Maurício Noce ... [et al. ] .  
-- Belo Horizonte : UFMG; CPRM, 2006.  
1 disco a laser para computador : 4 3/4 pol.

Contrato CPRM 059/PR/05 - UFMG.

1. Geologia. I. Noce, Carlos Maurício. II. Costa, Antônio  
Gilberto. III. Piuzana, Danielle. IV. Vieira, Valter Salino.  
V. Camila da Mota.

CDD 551

## SUMÁRIO

|   |    |
|---|----|
| <b>1 INTRODUÇÃO</b>   | 01 |
| 1.1 Localização Geográfica  | 01 |
| 1.2 Dados Físicos de Produção   | 01 |
| 1.3 Agradecimentos  | 01 |
| 1.4 Aspectos Fisiográficos  | 02 |
| 1.5 Trabalhos Anteriores  | 03 |
| <b>2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL</b>  | 04 |
| 2.1 Embasamento   | 04 |
| 2.2 Orógeno Araçuaí   | 06 |
| <b>3 GEOLOGIA LOCAL</b>   | 09 |
| 3.1 Estratigrafia   | 10 |
| 3.1.1 Complexo Piedade (Complexo Mantiqueira)   | 10 |
| 3.1.2 Complexo Juiz de Fora   | 12 |
| 3.1.3 Grupo Andrelândia   | 18 |
| 3.1.3.1 Definição Geral da Unidade  | 18 |
| 3.1.3.2 O Grupo Andrelândia na Folha Manhuaçu   | 18 |
| 3.1.4 Gnaisses Tonalítico de Manhuaçu – Suíte Galiléia  | 26 |
| 3.1.5 Gnaise e Granitóide Charno-enderbítico com Granada -<br>Suíte Leopoldina                          | 28 |
| 3.1.6 Leucogranito Granadífero da Pedra do Godinho  | 30 |
| 3.1.7 Diques e outros Corpos Máficos  | 30 |
| 3.1.8 Depósitos Superficiais  | 31 |
| 3.2 Metamorfismo  | 33 |
| 3.3 Geologia Estrutural   | 33 |
| <b>4 GEOQUÍMICA</b>   | 37 |
| 4.1 Dados Isotópicos  | 39 |
| 4.1.1 U-Pb  | 39 |
| 4.1.2 Sm-Nd   | 42 |
| <b>5 RECURSOS MINERAIS</b>  | 43 |
| 5.1 Bauxita   | 43 |
| 5.2 Depósitos e ocorrências minerais relacionados a pegmatitos<br>(caulim, mica, quartzo, água-marinha) | 43 |
| 5.3 Ocorrências de córindon e ametista  | 45 |
| 5.4 Materiais de construção civil (saibro, brita, rocha ornamental)                                     | 45 |
| <b>6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>   | 45 |

## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. Localização Geográfica

A área abrangida pelo mapa geológico da Folha Manhuaçu (escala 1:100.000) está delimitada pelos meridianos  $42^{\circ}30'$  –  $42^{\circ}00'$  e paralelos  $20^{\circ}00'$  –  $20^{\circ}30'$ , situada na porção leste do Estado de Minas Gerais (Fig. 1). Além da cidade de Manhuaçu, a área mapeada inclui diversos outros centros urbanos como Abre Campo, Sericita, Raul Soares, Matipó, Luisburgo, etc.

A folha é cortada por duas importantes rodovias federais, a BR116 (Rio-Bahia) e a BR-262, permitindo fácil acesso a partir de Belo Horizonte, Rio de Janeiro ou Vitória.

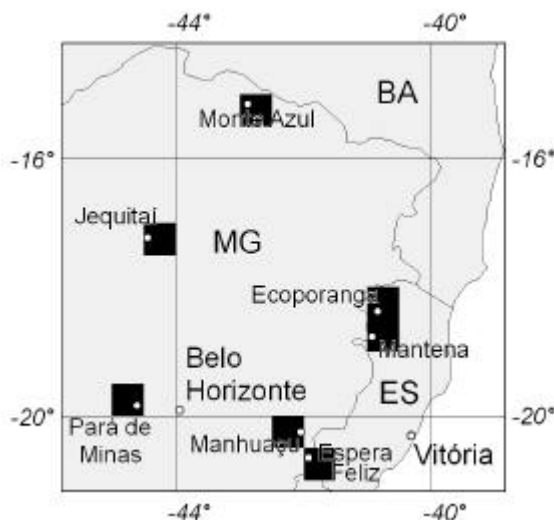


Figura 1: Localização da Folha no âmbito do contrato UFMG/CPRM-2005

### 1.2. Dados Físicos de Produção

O mapeamento geológico da Folha Manhuaçu foi realizado entre os meses de junho e outubro de 2005. Foram descritas 468 novas estações de campo e revisitadas outras 63 de trabalhos anteriores realizados por membros da equipe. Além disso, o trabalho apoiou-se em 162 estações de campo cuja descrição foi fornecida pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM. Foram também cadastradas 29 depósitos e ocorrências minerais. Neste relatório são apresentadas duas novas determinações U-Pb (SHRIMP e ID-TIMS). De trabalhos anteriores a folha conta ainda com uma determinação U-Pb (SHRIMP), sete determinações de idade-modelo e uma isócrona Sm-Nd, além de 22 análises químicas de rocha total.

### 1.3. Agradecimentos

Os autores agradecem à graduanda em Geologia pelo IGC-UFMG, Renata Augusta Azevedo Silva pela ajuda nos trabalhos de campo. A colaboração com o Dr. Luiz Carlos Silva em projetos de geocronologia na região, bem como nas discussões no campo, trouxe importante contribuição para este trabalho.

#### 1.4. Aspectos Fisiográficos

O clima da região pode ser classificado como tropical quente e semi-úmido (IBGE 1977), característico de grande parte da bacia do médio Rio Doce. A estação seca é bem acentuada e prolonga-se por três a cinco meses (maio a setembro). O inverno coincide com os meses mais secos, enquanto o período chuvoso relaciona-se com o final da primavera e início do verão. Os meses de dezembro e janeiro são caracterizados por intensa precipitação pluviométrica. A precipitação média anual varia entre 1.000 mm e 1.250 mm. De maneira geral, caracteriza-se por médias térmicas anuais superiores a 20°C e, em fevereiro, o mês mais quente, a temperatura ultrapassa os 26°C.

A vegetação original que recobria a área mapeada é classificada como floresta subcaducifólia tropical segundo o IBGE (1977). Constitui uma vegetação de transição entre florestas perenes de encosta e as formações não florestais do interior. O clima é o principal fator condicionante: semi-úmido com estação seca bem marcada que condiciona a periodicidade de sua vida vegetativa, caracterizada pela perda de folhas na estação seca. Entretanto, a floresta subcaducifólia tropical encontra-se quase totalmente devastada, cedendo lugar à agricultura, que diminuiu a fertilidade da terra e originou pastagens e capoeiras.

Na Folha Manhuaçu, a quase totalidade das áreas serranas encontra-se destituída da cobertura vegetal original, em função das atividades pastoris e agrícolas - principalmente a cafeicultura. Tal cobertura encontra-se ainda bastante descaracterizada em seus poucos remanescentes. A área apresenta, localmente, planícies de inundação, onde ocorre a vegetação típica de regiões alagadiças.

A área da Folha Manhuaçu está incluída em uma unidade geomorfológica designada Serranias da Zona da Mata Mineira (Gatto *et al.* 1983), caracterizada por relevos de formas alongadas, tipo cristas e linhas de cumeada. Na região de Manhuaçu, no leste da folha, adjacente ao Maciço do Caparaó, ocorrem linhas de serra paralelas, bastante retilíneas e orientadas NNW, com escarpas íngremes e topos aguçados, cujas cristas podem superar os 1.600 m. de altitude (Fig. 2a). O relevo torna-se progressivamente mais dissecado para oeste, passando a predominar um relevo de colinas alongadas com topos convexos (Fig. 2b), cuja altitude média decresce progressivamente de 700-800 m. na região de Caputira para 400-500 m. em Abre Campo e Raul Soares. Neste relevo colinoso destacam-se pontões e linhas de cumeada mais elevados, mas quase sempre abaixo dos 1.000 m. de altitude.



(a)



(b)

*Figura 2: Aspectos geomorfológicos: a) linhas de serra retilíneas da região de Manhuaçu, orientadas NNW, com escarpas íngremes e topos aguçados, cujas cristas podem superar os 1.600 m. de altitude; b) relevo de colinas alongadas com topos convexos, predominante na porção oeste da Folha Manhuaçu*

### 1.5. Trabalhos Anteriores

A área coberta pela Folha Manhuaçu 1:100.000 foi incluída nos seguintes projetos de mapeamento geológico regional nas escalas 1:1.000.000 e 1:250.000:

- DNPM, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape, 1979.
- CPRM, Folha Ponte Nova, escala 1:250.000 (autoria de Frederico Ozanan Raposo), mapa inédito, apresentado no 40º Congresso Brasileiro de Geologia (Belo Horizonte, 1998).

Os mapas geológicos em escala maior que abrangem partes da área da Folha Manhuaçu são encontrados em três dissertações de mestrado (Fig. 3), as quais também constituem as principais fontes de dados petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e sobre recursos minerais, que aqui foram compilados. A contribuição de cada um destes trabalhos é sintetizada a seguir:

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

Este trabalho apresenta um mapa na escala 1:100.000 do leste da Folha Manhuaçu, um estudo estrutural detalhado e diversas descrições petrográficas. É importante fonte de dados geocronológicos Sm-Nd para a folha; apresenta oito determinações de idades-modelo ( $T_{DM}$ ) e duas isócronas minerais.

- *Moreira, L.M. 1997. Evolução crustal do leste de Minas Gerais: uma contribuição a partir do estudo geotermobarométrico de metamorfitos da região Simonésia-Manhuaçu (MG). Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 113 p.*

O mapa geológico deste trabalho, apresentado na escala 1:60.000 mas originalmente efetuado em escala 1:25.000, abrange parte do quadrante nordeste da Folha Manhuaçu. São apresentados

dados geoquímicos (rocha total) para as várias unidades geológicas e análises minerais para estudos de geotermobarometria.

- Campos, J.C.S. 1999. *Os depósitos de caulim, ametista e coríndon a NW de Manhuaçu (MG): geologia da área, mineralogia e gênese. Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 168 p.*

Apresenta um mapa geológico na escala 1:125.000 que abrange a região central da Folha Manhuaçu. O foco do trabalho é o estudo de recursos minerais, especialmente dos pegmatitos produtores de caulim.

Estudos científicos de caráter regional, abrangendo os campos da Geologia Estrutural, Geotectônica, Geocronologia e Petrologia, são importantes fontes de informação sobre a Folha Manhuaçu, tais como os artigos de Costa *et al.* (1993, 1998), Cunningham *et al.* (1998), Silva *et al.* (2002) e Peres *et al.* (2004).

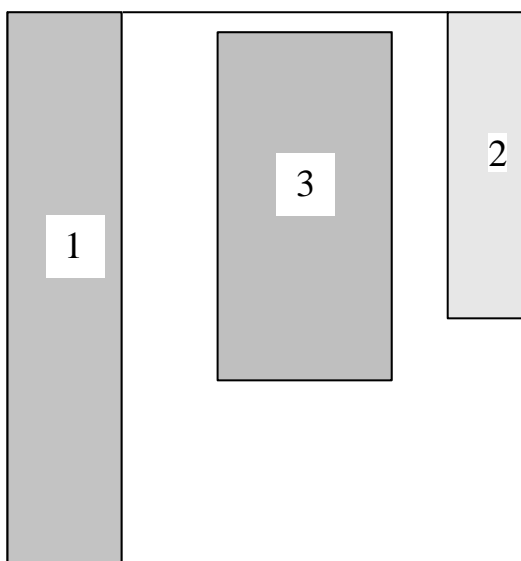


Figura 3: Localização das áreas mapeadas por 1 - Fischel (1998), 2 - Moreira (1997) e 3 - Campos (1998). no âmbito da Folha Manhuaçu.

## 2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada localiza-se na porção meridional do Orógeno Araçuaí, próxima ao limite com o Orógeno Ribeira. O Orógeno Araçuaí se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° S (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Na altura do paralelo 21°, a passagem do Orógeno Araçuaí para o Orógeno Ribeira é marcada pela deflexão da estruturação brasileira que muda da direção NNE, a norte, para NE, a sul. Não se verifica descontinuidade estratigráfica ou metamórfica na zona de fronteira entre estes orógenos.

As unidades geológicas presentes no domínio do Orógeno Araçuaí podem ser agrupadas em dois grandes conjuntos: *i.* embasamento Arqueano/Paleoproterozóico; *ii.* unidades supracrustais e suítes magmáticas associadas aos vários estágios evolutivos do orógeno.

### 2.1. Embasamento

O embasamento encontra-se exposto na forma de complexos gnáissico-migmatíticos, constituindo escamas de empurrão e terrenos para-autóctones. Tais complexos distribuem-se no domínio ocidental externo do Orógeno Araçuaí (Mantiqueira, Guanhões), e no domínio interno (Juiz de Fora, Pocrane). Os dados geocronológicos indicam que, com exceção do Complexo



Guanhães, de idade arqueana (Silva *et al.* 2002), as demais unidades foram geradas no Paleoproterozóico, entre *ca.* 2200 e 2050 Ma (Machado *et al.* 1996, Silva *et al.* 2002a).

As unidades do embasamento que interessam diretamente à região em estudo são os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora. A associação de rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, os dados geoquímicos e isotópicos, bem como sua distribuição geográfica de oeste para leste, permitiram a construção de um modelo em que estas unidades representam, respectivamente, um arco magmático desenvolvido sobre a margem do paleocontinente arqueano, e um ou mais arcos magmáticos acrescionários. Representam, portanto, segmentos de um Orógeno Paleoproterozóico, posteriormente desmembrado e retrabalhado pela Orogênese Brasileira. (Figueiredo & Teixeira 1996, Costa *et al.* 1996, Alkmin & Marshak 1998, Heilbron *et al.* 2003a).

O Complexo Mantiqueira é constituído por anfibólio ortognaisses de aspecto bandado, por vezes migmatíticos, exibindo comumente intercalações de rochas anfibolíticas, e tem sido englobado em mais de uma unidade litoestratigráfica desde a definição original da Série Mantiqueira por Barbosa (1954). Desta forma, em função do autor, a mesma associação litológica pode ser parcial ou totalmente incluída no Gnaisse ou Complexo Piedade (Ebert 1958, Machado Filho *et al.* 1983, Silva *et al.* 2002b), no Complexo Gnáissico-Migmatítico (Silva 1978) ou no Complexo Barbacena (Hasui & Oliveira 1984). A designação Complexo Mantiqueira deve-se a Brandalise (1991). Uma síntese atual sobre a evolução dos conhecimentos sobre esta unidade pode ser encontrada em Heilbron *et al.* (2003a).

Os biotita-hornblenda gnaisse do Complexo Mantiqueira são derivados de suítes cálcio-alcalinas, com composição variando de tonalítica a granítica, subordinadamente trondhjemítica. As rochas básicas dividem-se em um agrupamento de composição toleítica e outro de afinidade alcalina (Duarte 1998).

Datações U-Pb SHRIMP determinaram idades de cristalização magmática para estes ortognaisses no intervalo 2169-2058 Ma (Silva *et al.* 2002a). Dados isotópicos de Sr e Nd sugerem que tais rochas foram predominantemente geradas por processos de fusão de uma crosta arqueana (Figueiredo & Teixeira 1996, Fischel *et al.* 1998). Figueiredo & Teixeira (1996) postularam também alguma contribuição de material juvenil paleoproterozóico.

O termo Complexo Juiz de Fora refere-se à extensa faixa de rochas granulíticas com direção NE-SW, que aflora na região limítrofe entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, inicialmente estudada por Ebert (1955, 1957) e Rosier (1957). Várias propostas de definição, interpretação e subdivisão para esta associação litológica, muitas vezes conflitantes, foram apresentadas nas últimas décadas. Sugere-se a leitura da síntese de Heilbron *et al.* (2003a), que apresenta uma análise dessas diversas contribuições sobre o Complexo Juiz de Fora e completa listagem bibliográfica.

Segundo a definição de Heilbron (1993, 1995), o Complexo Juiz de Fora é constituído por ortognaisses e metabasitos com paragêneses da fácies granulito, que localmente mostram efeitos de evento metamórfico retrógrado, com formação de hornblenda e biotita a partir de piroxênios. As intercalações metassedimentares, incluídas no complexo por outros autores, foram interpretadas como escamas tectônicas da cobertura neoproterozóica. A partir destas premissas, e da idade de cristalização de *ca.* 2134 Ma (U-Pb) obtida por Machado *et al.* (1996) para uma rocha charnockítica do Complexo Juiz de Fora da região de Conservatória (RJ), pode-se caracterizar esta unidade como uma associação magmática de idade Transamazônica. Costa *et al.* (1995) e Duarte *et al.* (1997) identificaram no Complexo Juiz de Fora a presença de suítes básicas (uma toleítica e outra com tendência alcalina) e suítes cálcio-alcalinas.

Segundo Duarte (1998) e Duarte & Heilbron (1999), o primeiro evento metamórfico a afetar as rochas do complexo, responsável pela formação de paragêneses diagnósticas da fácies granulito (ortopiroxênio + plagioclásio  $\pm$  clinopiroxênio  $\pm$  hornblenda) em arranjo granoblástico, é anterior à formação da foliação regional, relacionada à Orogênese Brasileira. A paragênese mineral associada a esta foliação tem caráter retrógrado, evidenciado pela cristalização de hornblenda, biotita e granada a partir de ortopiroxênio e clinopiroxênio, nos ortogranulitos.

## 2.2. Orógeno Araçuaí

A evolução do Orógeno Araçuaí (Fig. 4) encontra-se detalhada nos trabalhos de Pedrosa-Soares *et al.* (2001) e Heilbron *et al.* (2004), e em inúmeros trabalhos referenciados nestas mesmas sínteses.

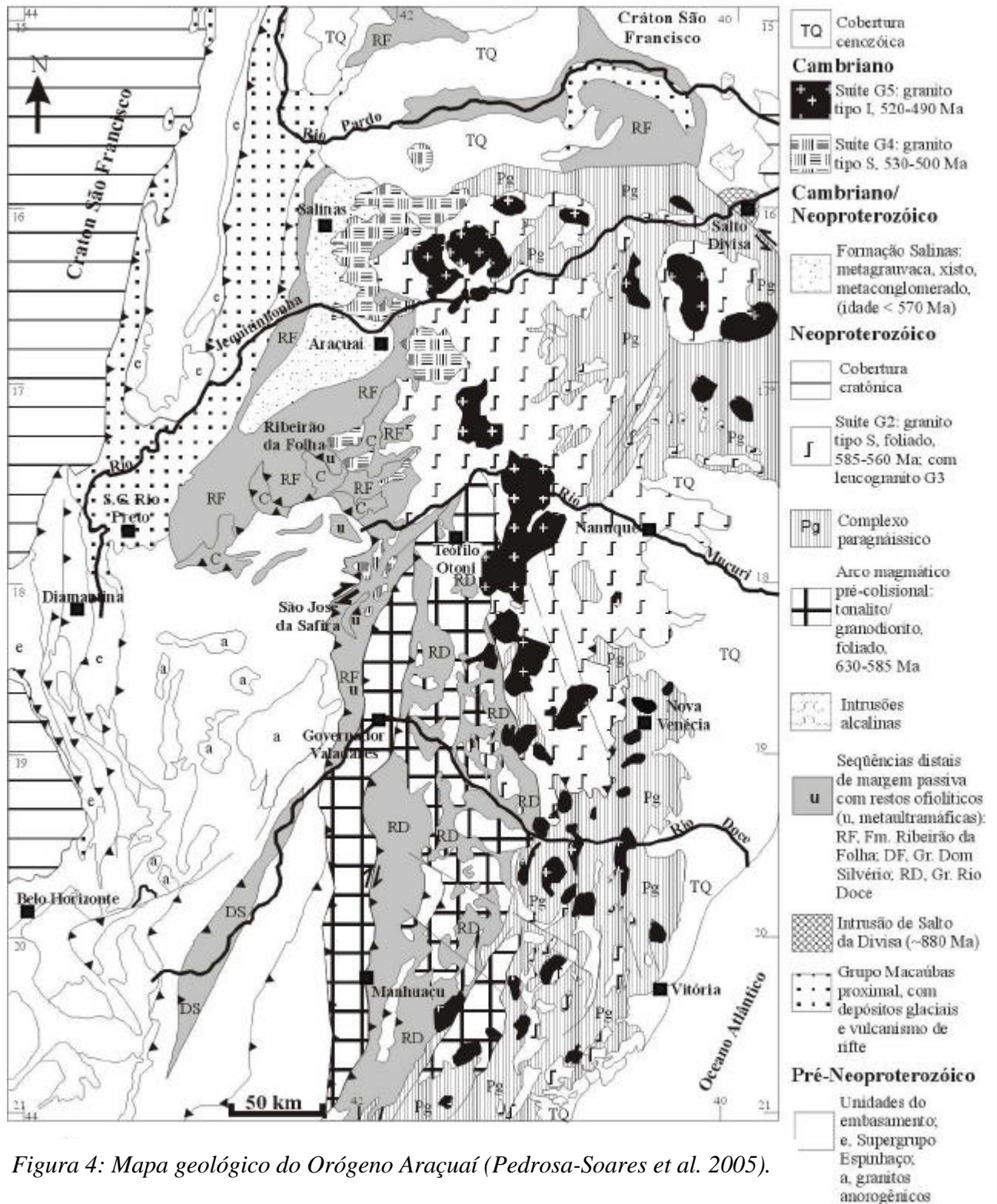


Figura 4: Mapa geológico do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2005).

A fase rifte da bacia desenvolveu-se entre *ca.* 930 e 880 Ma, e seu registro sedimentar é representado pelas unidades basais e proximais do Grupo Macaúbas, constituídas de quartzito e conglomerado, superpostos por metadiamicrito com intercalações de quartzito. O estágio transicional entre as fases rifte e de margem passiva é representado pela sequência glácio-marinha do Grupo Macaúbas, consistindo de diamictito (fluxo de detritos) estratificado com turbidito arenoso a pelítico e formação ferrífera sedimentar (tipo Rapitan), metamorfisados na fácies xisto verde. A fase de margem continental passiva da Bacia Macaúbas é representada por extensa sedimentação de turbiditos areno-pelíticos de mar profundo e por remanescentes de crosta oceânica. Esta unidade distal do Grupo Macaúbas é a Formação Ribeirão da Folha a qual, onde exclusivamente sedimentar, consiste de quartzo-mica xisto bandado com intercalações de rocha cálcio-silicática, grafita xisto e mármore. Na parte vulcano-sedimentar da Formação Ribeirão da Folha predomina micaxisto peraluminoso com intercalações de metachert sulfetado, grafita xisto com cianita e/ou sulfeto, formações ferríferas bandadas dos tipos óxido, silicato e sulfeto, e orto-anfibolitos. O metamorfismo regional varia da zona da granada (transição das fácies xisto verde e anfibolito) até a zona da sillimanita da fácies anfibolito. Os orto-anfibolitos mostram assinatura geoquímica de assoalho oceânico e representam seções diversas da crosta oceânica, desde a porção gabroica inferior até rochas vulcânicas. Datação Sm-Nd dos orto-anfibolitos forneceu idade isocrônica (rocha total) em torno de 816 Ma, indicativa da cristalização magmática dos protólitos máficos. Lascas tectônicas de rochas meta-ultramáficas estão encaixadas na Formação Ribeirão da Folha, interpretadas como porções de manto sub-oceânico.

O Grupo Rio Doce, que também é caracterizado por sedimentação turbidítica de mar profundo (metagrauvaca, micaxisto e gnaiss), é um candidato a representante da margem passiva oriental (*i.e.*, do “lado africano”) da bacia neoproterozóica, pois se encontra a leste da zona de sutura.

A fase orogênica está registrada pelos estágios pré-colisional (630-585 Ma), sincolisional (585-565 Ma), tardi-colisional (565-535 Ma) e pós-colisional (520-490 Ma).

O estágio pré-colisional (630-585 Ma), ou acrescionário, engloba os processos relacionados à edificação do arco magmático cálcio-alcalino. Neste estágio foi gerada a suíte G1 que é constituída, predominantemente, por tonalito e granodiorito, com diorito subordinado e freqüentes encraves máficos. A foliação regional está impressa nas rochas desta suíte, bem como nos seus encraves que, geralmente, também estão estirados. O grande acervo de dados geoquímicos e isotópicos demonstra que a Suíte G 1 se formou em ambiente de arco magmático de margem continental ativa.

Os padrões principais de deformação e metamorfismo são originados no estágio sincolisional (585-565 Ma). Os vetores indicadores do aumento de temperatura do metamorfismo regional convergem para a zona de intensa anatexia, situada a norte do paralelo 19°. A foliação regional das rochas pelíticas é formada por paragêneses do regime de média pressão (tipo barrowiano), desde a zona da clorita, que margeia o cráton, até a zona da sillimanita, no domínio tectônico interno. No complexo paragnáissico do nordeste de Minas Gerais, norte do Espírito Santo e sul da Bahia, são comuns paragêneses a biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita, sincinemáticas à foliação regional, que indicam metamorfismo regional da fácies anfibolito alto à transição anfibolito/granulito, a pressões moderadas a baixas (Costa 1990). Fusão parcial é extensiva no complexo paragnáissico. Os granitos do tipo S, foliados (gnaisses), deste estágio estão englobados na suíte G2. Esta suíte inclui corpos graníticos tabulares autóctones ou parautóctones e intrusões, deformados em concordância com a foliação regional. As composições predominantes são cordierita-granada-biotita granito, granada-biotita granito e granito a duas micas. São muito freqüentes os xenólitos e restos de teto (*roof pendants*), de tamanhos os mais variados, constituídos por metassedimentos em estágios variados de assimilação. Os pegmatitos ricos em gemas e minerais industriais, da região de Conselheiro Pena-Galiléia, são derivados de granitos G2.

Em época que se estendeu do estágio pré-colisional ao sincolisional ocorreu a sedimentação, em bacia de retroarco, dos protólitos do complexo paragnáissico cujos zircões detríticos apresentam idades U-Pb em torno de 630 Ma (Noce *et al.* 2004). As rochas deste complexo têm sido englobadas em mais de uma unidade, como o Complexo Jequitinhonha e Complexo Paraíba do Sul. As rochas predominantes são gnaisses peraluminosos (ricos em biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita, com traços de grafita, ou seja, kinzigito *stricto sensu*) e seus termos menos aluminosos, que apresentam intercalações de grafita gnaiss, quartzito, rocha cálcio-silicática e leptinito. Grandes depósitos de grafita lamelar situam-se na parte norte do complexo paragnáissico. Este complexo pode incluir também representantes da sedimentação de margem passiva da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, principalmente a sul do paralelo de Vitória, onde ocorrem expressivas camadas de mármore.

O estágio tardi-colisional parece ter se estendido de 565 Ma a 535 Ma. O limite mais novo deste intervalo é ainda impreciso, em função da falta de dados geocronológicos conclusivos. Granada-cordierita leucogranito é a rocha característica (mas não exclusiva) da suíte G3S, gerada neste estágio. Esta suíte engloba tanto mobilizados félsicos quanto resíduos de fusão. Alguns plútons graníticos do tipo I, com assinatura cálcio-alcálica de alto K, que ocorrem no setor nordeste do orógeno, foram considerados tardi-colisionais e comporiam a suíte G3I.

No domínio externo do orógeno, o estágio tardi-colisional é representado pela Formação Salinas. Na área-tipo, esta formação consiste de grauvaça, pelito e conglomerado clastosuportado, metamorfisados na fácies xisto verde. Entretanto, o metamorfismo pode atingir a fácies anfíbolito na borda oriental da formação. Datações de zircões detríticos e de zircões de seixos de rochas vulcânicas félsicas limitam a idade máxima da Formação Salinas em 570 Ma. As intrusões graníticas G4 que a cortam (500 Ma) balizam sua idade mínima. Portanto, a Formação Salinas representa sedimentação tardi-orogênica e, por isto, foi retirada do Grupo Macaúbas (Lima *et al.* 2002).

O estágio pós-colisional (520-490 Ma) oferece evidências marcantes do colapso extensional do Orógeno Araçuaí. No domínio tectônico externo, a clivagem de crenulação íngreme que mergulha para oeste e corta a foliação regional é a principal estrutura originada pelo colapso extensional do orógeno, ao qual são também atribuídas as suítes graníticas G4 e G5. A suíte G4 ocorre ao longo da zona limítrofe entre os domínios tectônicos externo e interno, onde estão expostas intrusões graníticas relativamente rasas (alojados entre 5 e 15 km de profundidade). São intrusões em forma de balão e conjuntos de plútons amalgamados, com cúpulas pegmatóides localmente preservadas. Os granitos G4 são do tipo S e apresentam proporções diversas de muscovita, biotita e granada. Orientação de fluxo ígneo e xenólitos de encaixante são freqüentes. Os granitos da suíte G4 são fontes de pegmatitos residuais, ricos em gemas (particularmente turmalinas e morganita), minerais de lítio, feldspatos e outros minerais da indústria cerâmica e vidreira, e minerais de metais raros (*e.g.*, tantalita). A suíte G5 é constituída de intrusões graníticas do tipo I, livres da foliação regional, cuja ocorrência se limita ao núcleo do orógeno. Estas intrusões podem conter fácies charnockíticas e enderbíticas. Na porção sul do orógeno, em decorrência da exposição de nível crustal mais profundo, são comuns os plútons zonados que mostram núcleos (raízes) de composição básica. A composição predominante das intrusões G5 varia de granito a sienogranito, geralmente porfirítico a sub-porfirítico, com freqüentes enclaves máficos e eventuais xenólitos de rocha encaixante. Feições de mistura mecânica (*mingling*) e química (*mixing*) de magmas são comuns. A assinatura geoquímica das intrusões é cálcioalcalina de alto K e alto Fe. Os plútons G5, particularmente aqueles que se situam na porção norte do orógeno, são fontes de pegmatitos ricos em água-marinha e topázio.

### 3. GEOLOGIA LOCAL

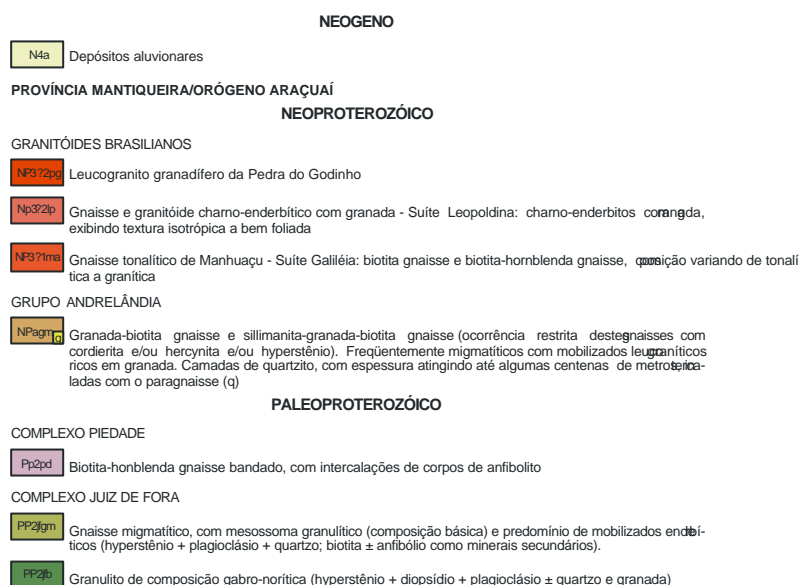


Figura 5: Coluna geológica na Folha Manhuaçu

As unidades geológicas definidas na Folha Manhuaçu são apresentadas na Fig. 5. A porção NW da folha é cortada pela Zona de Cisalhamento de Abre Campo, que marca o contato entre os ortognaisses bandados do Complexo Mantiqueira, a oeste, com uma associação de natureza tectônica que ocupa a maior parte da área da folha. Esta associação exhibe a alternância de faixas predominantemente compostas por gnaisses migmatíticos, de composição enderbítica, e paragnaises (biotita-granada gnaisses). Fonseca *et al.* (1979) posicionam estas rochas a leste da zona de Abre Campo na associação charnockítica de idade Paleoproterozóica, e Fischel (1998) e Cunningham *et al.* (1998) no Complexo Juiz de Fora. A presença de faixas tectonicamente justapostas de unidades distintas foi descrita por Costa *et al.* (1998). Os gnaisses enderbíticos, juntamente com outros litotipos associados como granulitos básicos, foram atribuídos ao Complexo Juiz de Fora, enquanto os paragnaises (granulitos peraluminosos na classificação de Costa *et al.*, 1998) foram incluídos no Complexo Paraíba do Sul.

A correlação com o Complexo Juiz de Fora é comprovada pela idade paleoproterozóica ( $2113 \pm 20$ , Noce 2004) obtida em uma rocha granulítica de composição norítica na Pedreira de Abre Campo, que fica a poucas centenas de metros do limite ocidental da Folha Manhuaçu. Por outro lado, a correlação da unidade supracrustal com o Complexo Paraíba do Sul (também proposta por Raposo 1998, embora este autor não tenha reconhecido a real extensão da unidade) não se sustenta à luz conhecimento atual da geologia regional. De fato, esta associação de intercalações tectônicas do Complexo Juiz de Fora com uma seqüência supracrustal, revelada pelo mapeamento da Folha Manhuaçu, representa a continuação setentrional da mesma associação mapeada nas folhas Ubá (Noce *et al.* 2003a), Muriaé (Romano & Noce 2003), Leopoldina (Heilbron *et al.* 2003b) e Juiz de Fora (Duarte *et al.* 2003), onde tal seqüência foi reconhecida como pertencente ao Grupo Andrelândia. A única diferença é que a estruturação regional NE-SW observada naquelas folhas, característica do Orógeno Ribeira, influte para uma orientação em torno de N-S na Folha Manhuaçu, refletindo a passagem para o domínio do Orógeno Araçuaí.

Completam o quadro geológico da Folha Manhuaçu corpos plutônicos gnaissificados, englobando charno-enderbitos com granada e biotita (hornblenda) gnaisses, além de corpos máficos. Estes granitóides são associados ao magmatismo brasileiro, embora apenas uma

datação esteja disponível. Uma rocha charnockítica encaixada em paragneisses, próximo a Manhuaçu, foi datada em  $584 \pm 4$  Ma (U-Pb SHRIMP, Silva *et al.* 2002a).

Uma descrição mais detalhada das unidades que ocorrem na Folha Manhuaçu é apresentada nos itens seguintes

### 3.1. Estratigrafia

#### 3.1.1. Complexo Piedade (Complexo Mantiqueira)

Esta unidade ocorre a oeste da Zona de Cisalhamento ou Descontinuidade de Abre Campo. Afora divergências de nomenclatura, visto no trabalho de Silva *et al.* (2002a) ter sido adotada a denominação Complexo Piedade, esta unidade do embasamento do Orógeno Araçuaí tem sido reconhecida como tal nos vários trabalhos que abordam a região em estudo. O termo Piedade foi adotado no mapa geológico da Folha Manhuaçu por decisão do SGB, embora os autores o considerem inadequado para a unidade em causa.

As rochas do Complexo Mantiqueira constituem a extremidade noroeste da Folha Manhuaçu. Na área são registrados gnaisses bandados que apresentam porções quartzo feldspáticas alternadas com porções máficas, ricas em biotita e/ou hornblenda (Fig. 6a). A alternância de bandas félsicas e máficas, com espessura centimétrica a decimétrica, é uma característica marcante das rochas do Complexo Mantiqueira. A paragênese das bandas félsicas é representada por quartzo + plagioclásio + biotita  $\pm$  feldspato potássico, enquanto as bandas máficas são constituídas por anfibólio + plagioclásio + biotita  $\pm$  quartzo  $\pm$  granada + opacos + titanita, típica do fácies anfibolito. Estruturas migmatíticas tipo *schlieren*, dobrada e surreítica são comuns.

São freqüentes corpos de anfibolito concordantes com a foliação/bandamento dos gnaisses, atingindo espessura métrica. Apresentam-se muitas vezes boudinados (Fig. 6b).



(a)



(b)

Figura 6: Complexo Mantiqueira. a) biotita-hornblenda gnaiss bandado (Estação D-18; 762771E/7770077); b) boudin métrico de amphibolito (Estação CN-211; 768280E/7779642N).

Microscopicamente, as rochas do Complexo Mantiqueira possuem granulção média, textura granoblástica e subordinadamente nematoblástica. São constituídas por anfibólio (hornblenda e harstingsita), plagioclásio, biotita e quartzo (Fig. 7). Como minerais acessórios ocorrem zircão de forma arredondada; titanita inclusa em anfibólio ou associada à biotita; allanita arredondada também é freqüente. Opacos são freqüentes principalmente nas bandas máficas. A composição modal apresenta a seguinte média: quartzo (45%), plagioclásio (30%), harstingizita (15%), biotita (5%), hornblenda (5%).

O plagioclásio predominante é oligoclásio ( $An_{11-18}$ ). Ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, com lamelas de geminação polissintéticas, freqüentemente acunhadas ou descontínuas. O limite dos grãos de plagioclásio com outros minerais é lobado. Em lâminas de afloramentos bandados, na porção félsica é possível observar o plagioclásio associado à biotita lamelar e quartzo, formando bandas estreitas, que se alternam com bandas máficas, onde o mesmo ocorre junto à hornblenda e biotita. O quartzo apresenta-se com trama típica de recristalização dinâmica, na forma de fitas, com forte extinção ondulante. Normalmente, as fitas de quartzo circundam porfiroclastos de feldspatos e, nas bandas félsicas, os contatos entre os grãos de quartzo e demais minerais são geralmente retos. O anfibólio é responsável pela textura nematoblástica das bandas máficas. Anfibólitos característicos são harstingizita e hornblenda e estão freqüentemente associados à biotita. Inclusões de titanita e zircão são freqüentes. A biotita ocorre em forma de palhetas orientadas, comumente associada ao anfibólio e minerais opacos em agregados e bandas máficas. O pleocroísmo é marrom claro a marrom escuro. A biotita pode ocorrer como mineral primário ou secundário, no último caso substituindo o anfibólio.

Silva *et al.* (2002a) obtiveram uma idade de cristalização de  $2079 \pm 11$  Ma para os ortognaisses que constituem o Complexo Mantiqueira, em afloramento situado a oeste da Folha Manhuaçu, na cidade de Ponte Nova. Idades-modelo ( $T_{DM}$ ) arqueanas, obtidas por Fischel (1998), indicam uma fonte crustal para o protólito destes gnaisses.

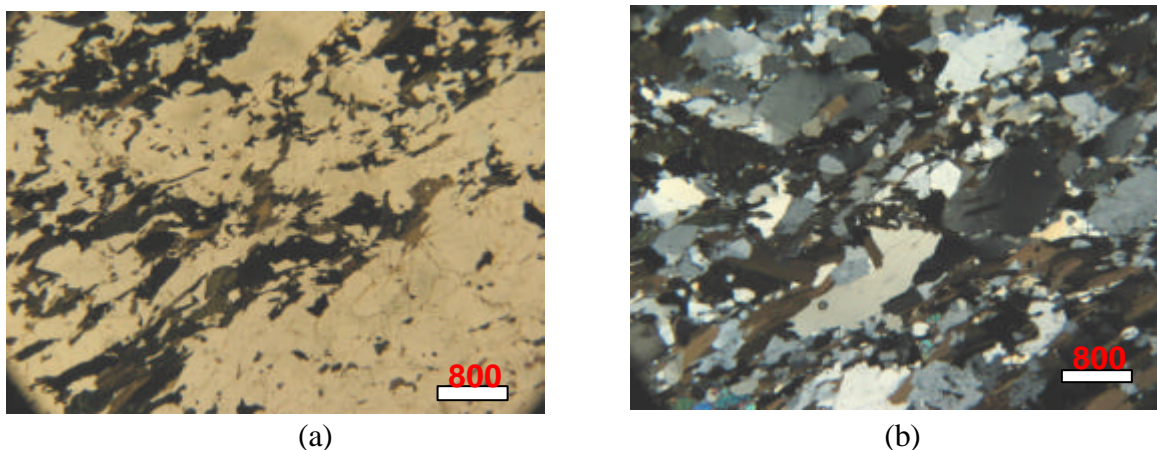


Figura 7: Associação mineral típica dos gnaisses do Complexo Mantiqueira (quartzo + plagioclásio + biotita + anfibólio; amostra CN 218; 763712E/7772997N). a) nicóis paralelos; b) nicóis cruzados.

### 3.1.2. Complexo Juiz de Fora

Esta unidade ocorre na forma de escamas tectônicas interdigitadas a escamas de rochas metassedimentares do Grupo Andrelândia. É composta por rochas metamórficas ortoderivadas cujas paragêneses são diagnósticas para o fácies granulito. O Complexo Juiz de Fora inclui litotipos cuja composição varia de máfica a félsica. Uma descrição geral da unidade apontaria a presença de granulitos básicos como bandas, lentes e/ou *boudins*, de tamanho centimétrico a métrico, encaixados em gnaisses migmatíticos de composição predominantemente enderbítica. Esta associação, com coloração verde-escura característica, exibe bandas e/ou injeções de cor mais clara e granulação mais grossa, de composição charno-enderbítica a charnockítica.

Os granulitos básicos, que localmente podem formar corpos mais expressivos, possuem granulação fina a média, textura granoblástica a protomilonítica e estrutura maciça a fracamente foliada (Figs. 8 e 9). A mineralogia primária é representada por ortopiroxênio+clinopiroxênio e plagioclásio. Granada esquelética em equilíbrio com o piroxênio é observada em algumas lâminas. Minerais secundários são biotita, anfibólio e quartzo. Como acessórios ocorrem zircão, apatita e minerais opacos, sendo os últimos muito frequentes. A composição modal apresenta a seguinte variação: ortopiroxênio±clinopiroxênio (15-50%), plagioclásio (20-50%), quartzo (5-35%), biotita (0-15%), anfibólio (0-45%). Estas rochas foram interpretadas por Costa (1998) como gabros-noritos, representando corpos intrusivos e/ou lavas básicas cristalizados em condições de fácies granulito, e cujo caráter toleítico de baixo K é similar a basaltos de arco-de ilha ou fundo oceânico.

O ortopiroxênio (hiperstênio) ocorre na forma xenomórfica a hipidiomórfica, com granulação variando de média a grossa, contendo inclusões de plagioclásio e biotita. Associa-se a minerais opacos e anfibólio. O plagioclásio possui composição albita-oligoclásio ( $An_{7-22}$ ) ocorrendo como cristais hipidiomórficos a idiomórficos, de granulação fina a média. Podem apresentar intercrescimento antipertítico. Estão maclados segundo a Lei da Albita e Periclina. As lamelas de geminação são finas a médias, descontínuas e, às vezes, recurvadas. O quartzo é pouco frequente e apresenta-se com granulação variando de fina a média, sendo muito comum a extinção ondulante. Está bastante recristalizado, formando bandas estreitas e descontínuas. Pode formar *ribbons* em amostras muito deformadas, com evidências de recristalização dinâmica e formação de subgrãos. O anfibólio é a hornblenda ou harstingizita e ocorre em cristais xenomórficos a hipidiomórficos. Formam bandas e definem, juntamente com a biotita, a foliação da rocha. Estes minerais são produtos de alteração.





(a)

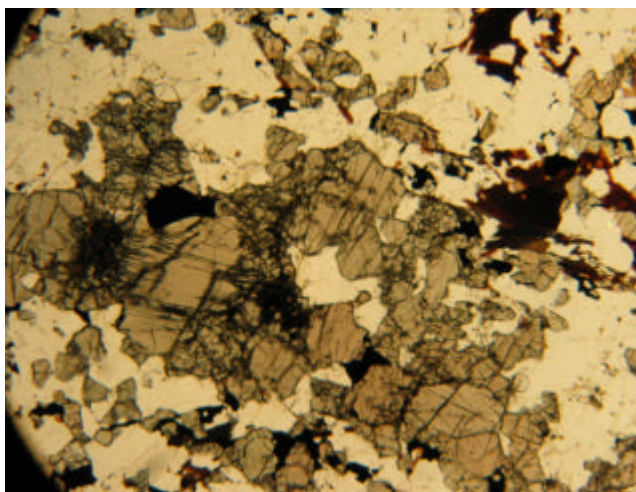


(b)

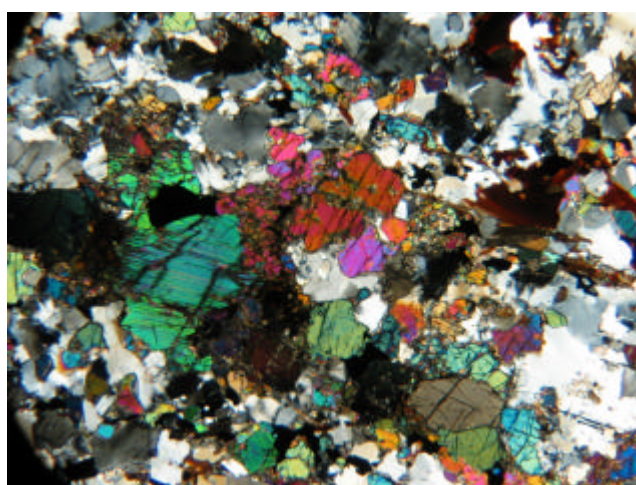


(c)

*Figura 8: Complexo Juiz de Fora, granulito básico. a) granulação fina, aspecto maciço (estação CN-270; 794330E/7764483N); b) detalhe do granulito, com as mesmas características citadas acima (estação CN-279; 797416E/7746253N); c) com aspecto foliado e cortado por vênula charnockítica (estação CN-343; 806314E/7755924N).*



(a)



(b)

Figura 9: Textura granoblástica típica dos granulitos básicos da Complexo Juiz de Fora (amostra CN 2;766883E/7735650N). a) nicóis paralelos; b) nicóis cruzados

O gnaiss migmatítico enderbítico é o litotipo amplamente dominante no Complexo Juiz de Fora. Exibe comumente um bandamento centimétrico, bastante regular, dado pela alternância de níveis mais félsicos centimétricos e menos félsicos milimétricos, caracterizando uma estrutura do tipo estromática. Outras estruturas migmatíticas onde as bandas mais claras exibem formas irregulares são também observadas (Fig. 10). Estes gnaisses perdem a cor verde escura com o intemperismo, tornando-se cinza claros.

A mineralogia destes gnaisses enderbíticos é representada por ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, biotita, quartzo e hornblenda. Como acessórios ocorrem zircão, apatita, epidoto e minerais opacos. A composição modal apresenta a seguinte variação: ortopiroxênio (10-45%), plagioclásio (15-45%), quartzo (10-60%), biotita (5-15%). Possuem granulação variando de fina a grossa e normalmente textura granoblástica, subordinadamente textura lepidoblástica. Em zonas de cisalhamento dúcteis possuem textura protomilonítica a milonítica marcada por ribbons de quartzo e evidências de recristalização dinâmica e individualização de subgrãos (Fig. 11).

O plagioclásio presente nestas rochas varia de albita a oligoclásio ( $An_{9-25}$ ) e ocorre como cristais finos a grossos, maclado segundo a lei da Albita, sendo as maclas freqüentemente recurvadas e com forte extinção ondulante. Há ocorrência de plagioclásios antiperitéticos. O ortopiroxênio (hiperstênio) ocorre na forma xenomórfica a hipidiomórfica, com granulação média, e observa-se geminação mecânica em algumas lâminas (Fig. 12). Associa-se a minerais opacos e é intensamente substituído por hornblenda, biotita ou bastita. O dinopiroxênio é menos

Noce, C. M.; Costa, A. G.; Piuzana, D.; Vieira, V.S.; C. M. Carvalho.

CPMTC-UFMG, fevereiro/2006

freqüente. O quartzo possui granulação variando de fina a média, extinção ondulante freqüentes, normalmente associado ao plagioclásio. Pode encontrar-se na forma de ribbons. A biotita ocorre em forma de palhetas orientadas, comumente associada ao anfibólio e minerais opacos em agregados e bandas máficas.



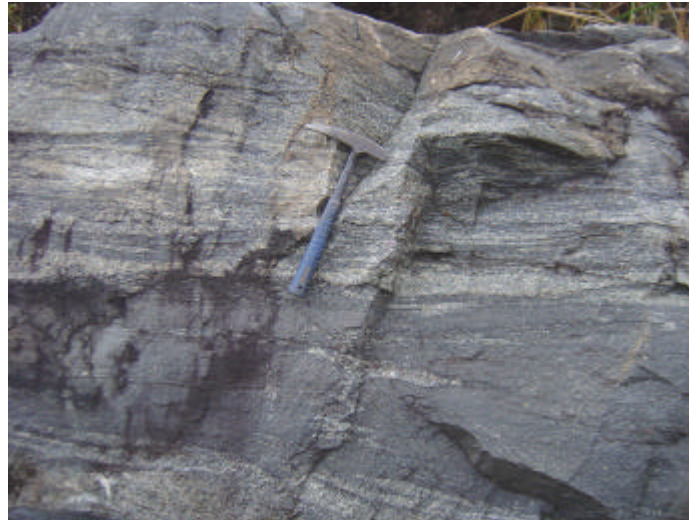
(a)



(b)



(c)

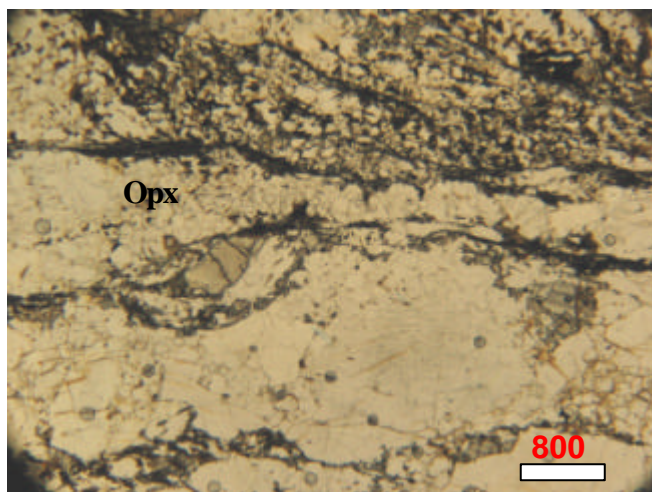


(d)

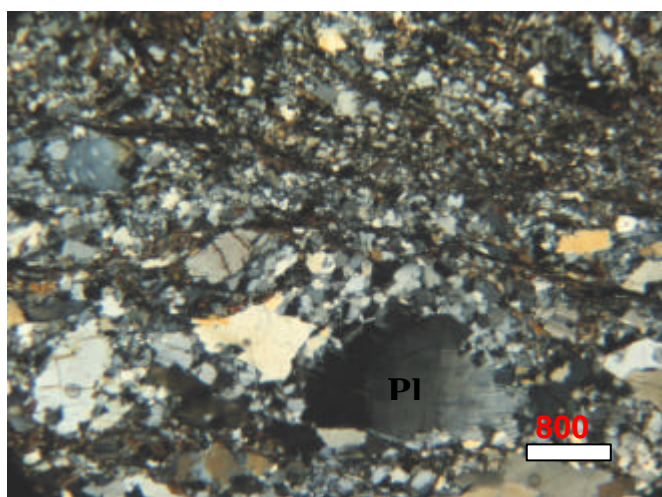


(e)

*Figura 10: Complexo Juiz de Fora, gnaiss migmatítico enderbítico. a) fácies com bandamento regular bem desenvolvido, centimétrico (migmatito estromático; estação CN-8;797965E/7753910N); b) fácies migmatítica com bandas mais claras formando vênulas irregulares (estação CN-8;797965E/7753910N); c) resíduo ou restito de granulito básico, granulação fina (estação CN-278;797942E/7748096N); d) bandas claras de composição charnockítica (estação CN-135;794287E/7769956N); e) detalhe de mobilizado charnockítico de granulação grossa (estação CN-279;797416E/7746253N)*

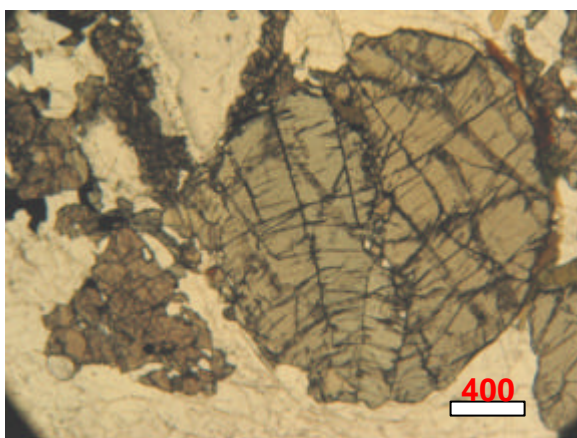


(a)

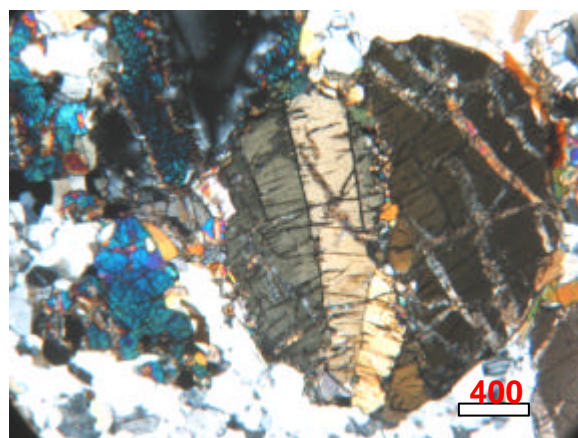


(b)

*Figura 11: Gnaiss enderbítico do Complexo Juiz de Fora, exibindo textura milonítica com evidências de recristalização dinâmica e individualização de subgrãos dos enderbitos (amostra CN 20;800918E/7737407N). a) nicóis paralelos; b) nicóis cruzados.*



(a)



(b)

*Figura 12: Detalhe de geminação mecânica em cristal de ortopiroxênio, gnaiss enderbítico (amostra CN 401;800780E/7783704N). a) nicóis paralelos; b) nicóis cruzados*

### 3.1.3. Grupo Andrelândia

#### 3.1.3.1. Definição Geral da unidade

O Grupo Andrelândia, definido originalmente por Ebert (1956), ocorre em domínios distintos do Orógeno Ribeira a sul e sudeste do Cráton do São Francisco, bem como nas nappes do extremo sul do Orógeno Brasília, a sudoeste do cráton (vide Ribeiro *et al.* 2003, Heilbron *et al.* 2004 e referências bibliográficas contidas nestes trabalhos). A definição das seqüências deposicionais que compõem o Grupo ou Megasseqüência Andrelândia foi realizada no chamado domínio autóctone, ou seja, a borda cratônica balizada pelas cidades de Carandaí-São João Del Rei-Lavras. Neste domínio, a composição, texturas e estruturas primárias estão parcialmente preservadas, facilitando o reconhecimento dos protólitos, da geometria de corpos e de discordâncias. A Megasseqüência Andrelândia é composta pela Seqüência Carrancas, inferior, e pela Seqüência Serra do Turvo, superior (Paciullo 1997).

A Seqüência Carrancas inclui, da base para o topo, quatro unidades: *i.* paragnaisses bandados com intercalações de anfíbolitos (arenitos feldspáticos continentais e turbidíticos, associados a tolefitos de ambiente intraplaca continental e MORB enriquecido); *ii.* paragnaisses bandados com intercalações de anfíbolitos, quartzitos e filitos cinzentos (parasseqüências retrogradacionais depositadas em trato de sistema transgressivo); *iii.* quartzitos e intercalações delgadas de xistos (parasseqüências agradacionais plataformais –*shoreface*- depositadas em trato de sistema transgressivo); *iv.* filitos e xistos cinzentos com intercalações quartzíticas (sedimentos depositados em trato de sistema de mar alto em ambiente plataformal distal –*offshore*). A Seqüência Serra do Turvo é representada por uma espessa sucessão de biotita xisto, cujos protólitos sedimentares seriam turbiditos pelíticos e pelitos hemipelágicos. As fácies distais dessa seqüência são representadas por uma sucessão de biotita xisto a gnaïsse com intercalações de anfíbolito, gondito e rochas calcissilicáticas, metamorfisados em fácies anfíbolito e granulito.

Em vários estudos que definiram a compartimentação tectônica do Orógeno Ribeira, em sua porção centro-norte, a cobertura metassedimentar do Complexo Juiz de Fora foi correlacionada ao Grupo Andrelândia (Heilbron 1993, Heilbron *et al.* 1995), sendo constituída por uma sucessão de paragnaisses, quartzitos e xistos pelíticos, que grada rumo ao topo para uma sucessão predominantemente pelítica (micaxistos e gnaïsses).

#### 3.1.3.2. O Grupo Andrelândia na Folha Manhuaçu

Esta unidade ocupa grande parcela da Folha Manhuaçu a leste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, composta por rochas metamórficas em facies anfíbolito alto a granulito a partir de sedimentos pelíticos a psamíticos. Ocorre na forma de faixas alongadas de direção geral N-S intercaladas tectonicamente aos granulitos ortoderivados do Complexo Juiz de Fora. A presença de sillimanita e ortopiroxênio, este último encontrado raramente, indicam condições de metamorfismo de alta temperatura. Inclusão de espinélio em granada também é outro indicador que as rochas desta unidade foram submetidas a metamorfismo de alto grau (fácies granulito), e posteriormente reequilibradas em condições de temperatura menos elevadas. Amostras provenientes de zona de cisalhamento evidenciam acentuado retrometamorfismo marcado por crescimento de biotita.

O litotipo amplamente dominante no Grupo Andrelândia é representado por paragnaisses (Fig. 13a) derivados de sedimentos pelito-grauvaqueanos (sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-quartzo gnaïsse), podendo por vezes exibir leitos cuja composição original era mais arenosa e que resultaram em gnaïsses quartzo-feldspáticos com alguma proporção de biotita e granada. Em raras exposições são encontradas intercalações delgadas de anfíbolito (Fig. 13b), provavelmente representando derrames ou soleiras de rocha básica, e de rocha calcissilicática (metamargas). Destaca-se nesta unidade a presença de zonas de alternância

paragnaisse/quartzito, que podem exibir grande continuidade lateral, com camadas individuais de quartzito que atingem espessuras de dezenas de metros.



(a)

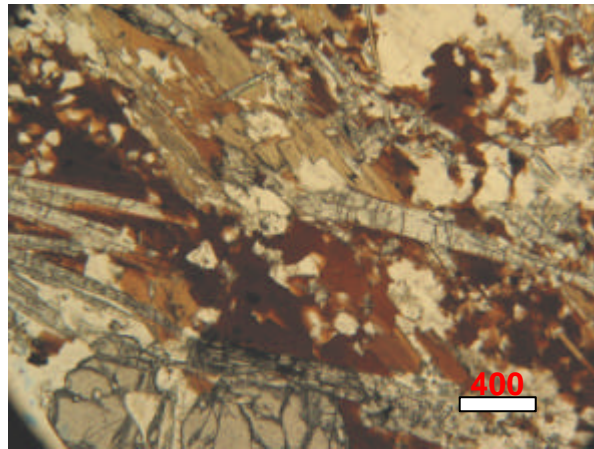


(b)

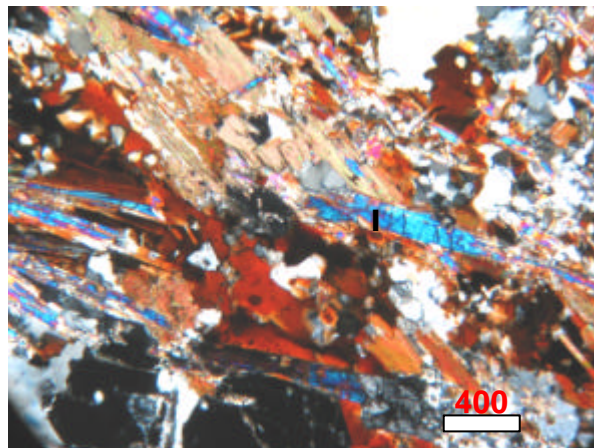
*Figura 13. Grupo Andrelândia, feições macroscópicas do paragnaisse (biotita-granada gnaisse. a) bandamento fino característico, granada esparsa (estação CN-20; 800918E/7737407N); b) corpos tabulares, boudinados, de anfíbolito no paragnaisse (estação CN-285; 791012E/7745465N).*

Os paragnaisses são rochas de cor acinzentada, granulação variando de fina a média, finamente bandadas, compostos por plagioclásio + quartzo + granada + biotita  $\pm$  feldspato potássico  $\pm$  sillimanita  $\pm$  espinélio  $\pm$  ortopiroxênio (Fig 14a, b). A feição mais típica é a presença em grande proporção de grãos geralmente idiomórficos de granada (Fig. 15a, b). Seu diâmetro pode chegar a alguns centímetros embora, comumente, seja de 2 a 5 mm. Além desta fácies muito rica em granada observam-se exposições onde a granada é esparsa. Os paragnaisses exibem também leitos de aspecto maciço, muito quartzosos, aparentemente correspondendo a intercalações psamíticas. Na região leste da Folha Manhuaçu Moreira (1997) reconheceu os

seguintes tipos petrográficos: biotita-cordierita-granada gnaiss, biotita-cordierita-sillimanita-granada gnaiss e sillimanita-granada gnaiss.



(a)



(b)

*Figura 14: Grupo Andrelândia, feições microscópicas do paragnaisse. a) sillimanita-biotita granada gnaiss, nicóis paralelos (amostra CN 420; 804930E/7781862N); b) idem anterior, nicóis cruzados.*





(a)

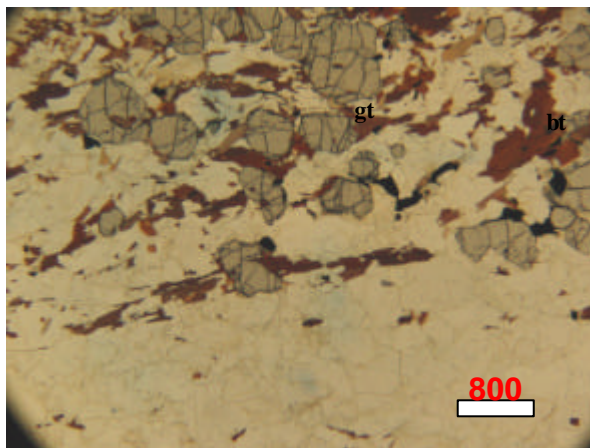


(b)

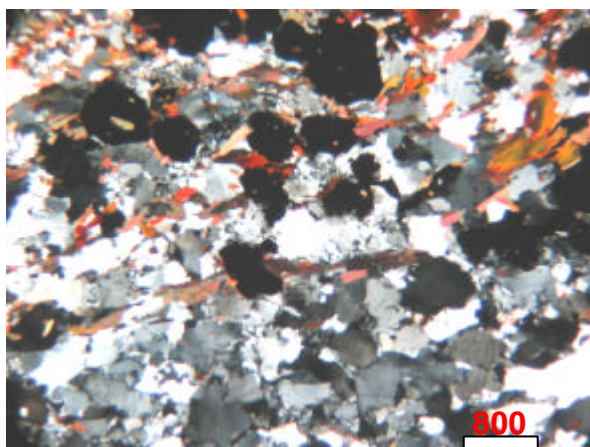
Figura 15: Grupo Andrelândia, feições macroscópicas do paragnaisse. a) porção rica em granada, com mobilizados leucocráticos em vênulas (estação CN-206; 770288E/7774449N); b) leito com alta concentração de granada (estação CN-213; 772618N/7784754N).

Em lâmina delgada, os paragnaises exibem em geral textura granolepidoblástica inequigranular (Fig. 16a, b), as texturas protomiloníticas e miloníticas sendo frequentes. A composição mineralógica principal mais comum, como já referida anteriormente, é plagioclásio + quartzo + biotita + granada. Como minerais acessórios são encontrados apatita, zircão, grafita e outros minerais opacos (Fig. 16c). O plagioclásio possui composição albita-oligoclásio ( $An_{7-23}$ ), frequentemente com intercrescimento antipertítico. Encontra-se maclado segundo Lei da Albita e Periclina e, em alguns casos, com geminação Karslbald. Apresenta extinção ondulante, lobos mimerquíticos, e forma porfiroclastos nas rochas miloníticas. Em muitos casos, apresenta-se sericitizado e saussuritizado. Os grãos de granada possuem, em geral, formato arredondado e contém frequentes inclusões de biotita, plagioclásio, quartzo, zircão e minerais opacos. Em algumas lâminas observam-se inclusões de espinélio (Fig. 16d). As bordas dos cristais de granada evidenciam reações com biotita, e alguns cristais apresentam estrutura tipo *snowball* (Fig. 16e, f). Grãos de quartzo são xenomórficos, de granulação fina a grossa, e apresentam evidências de deformação intracristalina expressa em extinção ondulante. Em lâminas com intensa deformação, apresenta-se com trama típica de recristalização dinâmica, na forma de fitas, com forte extinção ondulante. A sillimanita ocorre na forma de prismas alongados e agulhas inclusas

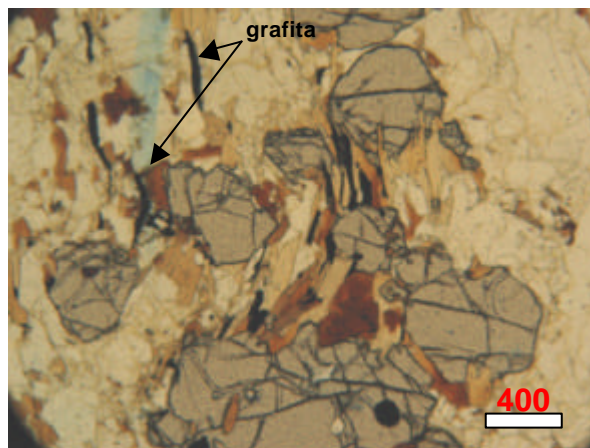
em granadas ou disseminadas na matriz. Encontra-se associada á biotita, minerais opacos e plagioclásio. O ortopiroxênio aparece em raros grãos, quase completamente substituídos por biotita e parece associar-se à granada. A biotita aparece em lamelas bem formadas, com pleocroísmo marrom claro até marrom escuro. Muitas vezes encontra-se bordejando granada e ortopiroxênio, sendo a biotita, nestes casos, secundária.



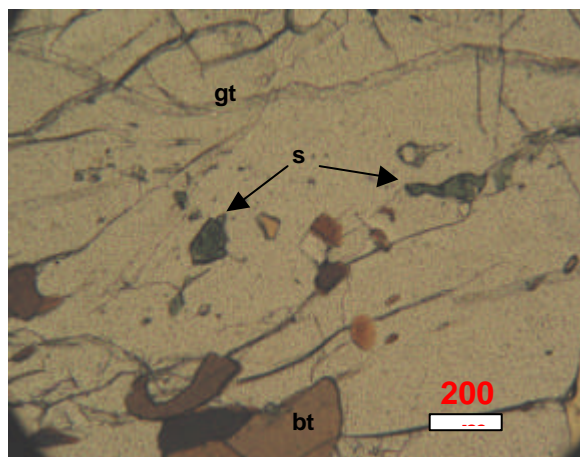
(a)



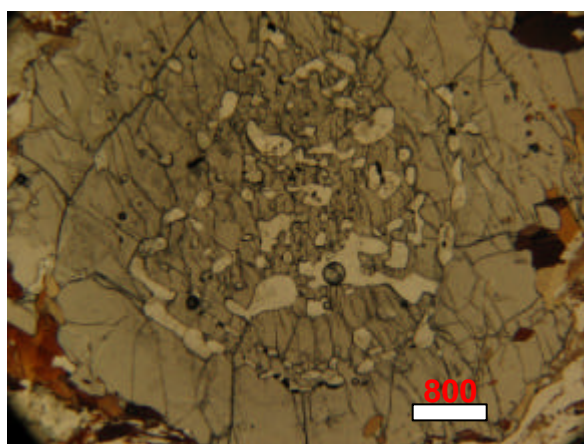
(b)



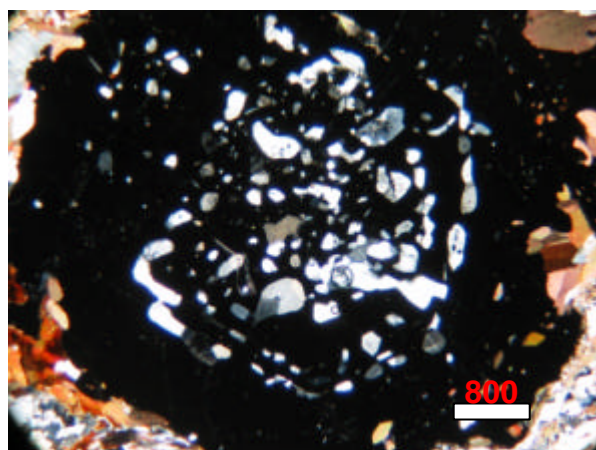
(c)



(d)



(e)



(f)

*Figura 16: Grupo Andrelândia, feições microscópicas do paragnaisse, a) textura lepidoblástica típica do paragnaisse, nicóis paralelos (amostra CN 54; 766726E/7731832N); b) idem anterior, nicóis cruzados; c) detalhe de palhetas de grafita associadas à biotita, nicóis paralelos (amostra CN 54); d) inclusões de espinélio e biotita em cristal de granada, nicóis paralelos (amostra CN 27; 765018E/7747784N); e) inclusões de plagioclásio e quartzo em granada com estrutura snowball, nicóis paralelos (amostra CN 27); f) idem anterior, nicóis cruzados.*

Os paragnaisse são freqüentemente migmatíticos (Fig. 17a), com mobilizados quartzofeldspáticos de granulação grossa exibindo granada bem desenvolvida (Fig. 17b). Estes mobilizados podem ser concordantes e/ou discordantes do bandamento gnáissico, e chegam a predominar em algumas exposições (Fig. 17c). Neste caso chegam a formar pequenos corpos de um típico leucogranito S que, em pelo menos um local, é mapeável na escala deste trabalho.



(a)



(b)



(c)

*Figura 17. Grupo Andrelândia, feições macroscópicas do paragnaisse. a) bandamento dobrado, mobilizados leucocráticos e intercalações rompidas de anfibolito (estação CN-167; 771841E/7785094N); b) mobilizado leucocrático com granada (estação CN-150; 793067E/7764104N); c) bolsão de granada granito foliado (estação CN-280; 796148E/7743058N).*

As ocorrências de quartzito (Fig. 18a) dentro do Grupo Andrelândia definem, de fato, uma zona de alternância de paragnaisse e quartzito. O quartzito está sempre em contato, e intercalado, com leitos de gnaisses profundamente saprolitizado, contendo granada. Observam-se camadas individuais de quartzito, que podem atingir espessuras de dezenas de metros, e zonas de alternância quartzito/paragnaisse de aspecto rítmico, onde as camadas de quartzito têm espessura centimétrica a métrica. Os contatos com o gnaiss podem ser tanto gradacionais como bruscos (Fig. 18b, c) O quartzito apresenta textura sacaróide, é bastante puro, em geral com “manchas” de caulim disseminadas. Contém proporção insignificante de outros minerais, como moscovita, granada, sillimanita e feldspato potássico. Observa-se também a alternância de leitos de quartzito puro, maciço, com leitos impuros de aspecto laminado. Mobilizados anatéticos ricos em granada podem injetar o quartzito.

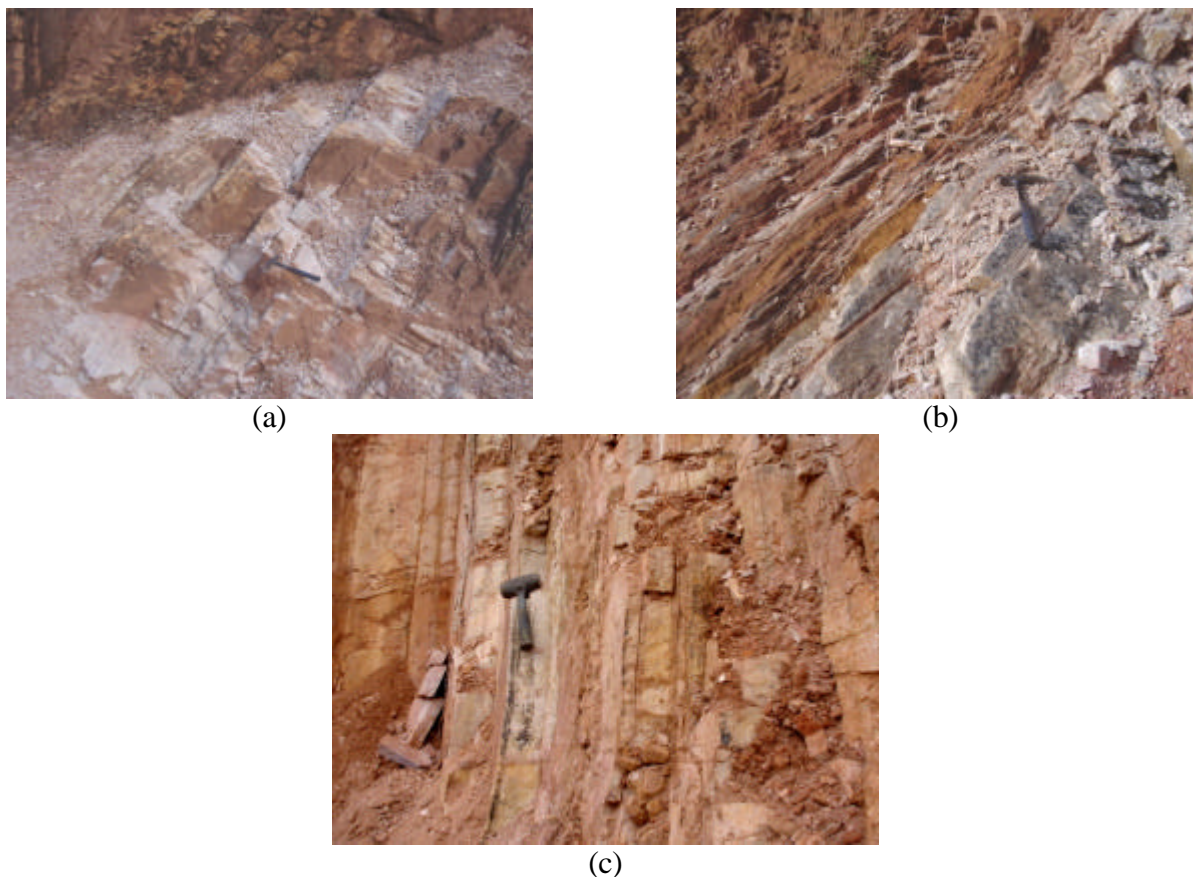


Figura 18: Grupo Andrelândia, quartzito. a) camada espessa de quartzito puro, aspecto estratificado (estação CN-148; 790704E/7765364N); b) contato transicional entre quartzito e paragnaisse saprolitizado (estação CN-156; 791556E/7773520N); c) alternância de leitos de quartzito e paragnaisse (estação CN-156).

Em lâmina delgada, o quartzito pode apresentar pequenas proporções de feldspato, biotita e moscovita. O quartzo apresenta-se totalmente recristalizado (Fig. 19), ocorrendo como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, mas sendo ainda possível identificar a disposição em *ribbons*. O feldspato e as micas (biotita/muscovita) são de ocorrência restrita e, no caso das micas, foram observadas como pequenas palhetas mal formadas. A biotita possui pleocroísmo variando de amarelo palha a castanho esverdeado ou avermelhado. Definem a foliação e muitas vezes estão inclusas nos cristais de quartzo. Possuem inclusões de zircão. A moscovita ocorre como mineral secundário.

Delgadas camadas, lentes e *boudins* de rocha calcissilicática são encontradas intercaladas nos paragnaises. Tais rochas são constituídas de clinopiroxênio, quartzo, plagioclásio e granada, tendo como minerais acessórios titanita, minerais opacos e zircão. Minerais secundários e/ou de

alteração são carbonatos, biotita e saussurita. Apresentam textura granoblástica, granulação média e estrutura bandada. Alternam-se bandas félsicas, compostas por plagioclásio de granulação média e quartzo, e bandas ricas em clinopiroxênio e plagioclásio.

O plagioclásio é de composição oligoclásio-andesina ( $An_{25-35}$ ) e encontra-se geminado segundo a Lei da Albita e, mais raramente, segundo a Lei da Periclina. Apresenta lamelas interrompidas e a maior parte dos cristais encontra-se em avançado estágio de saussuritização/sericitização. O clinopiroxênio altera-se para biotita. A titanita é bastante frequente e exibe hábito navicular predominante.

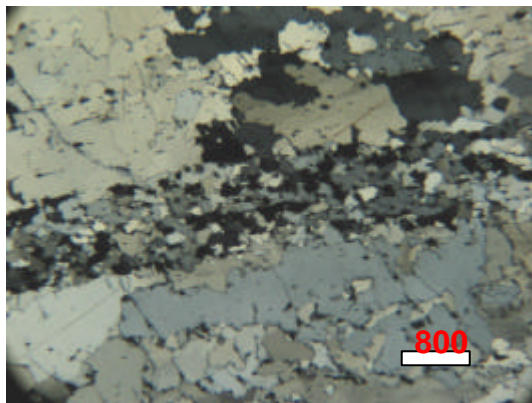


Figura 19: Aspecto do quartzito do Grupo Andreândia em lâmina delgada, nicóis cruzados (amostra CN 281a; 794646E/7744648N).

### 3.1.4. Gnaiss Tonalítico de Manhuaçu – Suíte Galiléia

Esta rocha é encontrada em dois corpos maiores, na região de Manhuaçu e Vermelho Novo, e também em alguns pequenos corpos. Em geral, trata-se de um gnaiss de cor cinza bastante homogêneo, mesocrático, rico em minerais máficos (biotita e hornblenda), granulação fina predominante com porções exibindo granulação média (Fig. 20a, b). Sua composição é predominantemente tonalítica. No corpo de Manhuaçu ocorre exposição onde o gnaiss é rico em encraves de composição quartzo-diorítica, com evidência de atuação de processos de magma *mingling* e *mixing* (Fig. 20c). Os encraves exibem formas variáveis, mas são fortemente estirados segundo o plano de foliação. O corpo localizado a leste de Vermelho Novo encontra-se profundamente intemperizado, salvo por uma exposição de gnaiss tonalítico com textura milonítica, contendo encraves de composição mais máfica fortemente estirados, e uma exposição de gnaiss de composição granítica e granulação variando de fina a média com porções porfiríticas. Pegmatitos são encontrados no interior do corpo e prováveis apófises deste cortam quartzito do Grupo Andreândia (Fig. 20d).

Microscopicamente as amostras destes gnaisses apresentam predominantemente textura protomilonítica a milonítica, granulação fina a média, compostas por: plagioclásio (30-40%), quartzo (25-40%), biotita (10-30%), hornblenda (0-25%) e microclina (0-25%). Zircão e minerais opacos são os acessórios mais comuns.

O plagioclásio possui composição albita-oligoclásio ( $An_{12-24}$ ), ocorrendo na matriz da rocha ou na forma de porfiroclastos. Possui geminação segundo a Lei da Albita. As lamelas de geminação encontram-se recurvadas e os cristais estão em estágio avançado de saussuritização/sericitização. Há intercrescimento mimerquítico nos contatos com os cristais de quartzo e/ou microclina. A biotita ocorre em forma de palhetas mal formadas, com pleocroísmo variando de amarelo palha a castanho. Normalmente associa-se ao quartzo dispondo-se segundo a direção da foliação, contornando porfiroclastos de plagioclásio e microclina. A hornblenda forma cristais xenomórficos de cor verde escura, granulação fina a média. A microclina ocorre

como porfiroclastos fraturados e com forte extinção ondulante. Ocorre também em pequenos grãos compondo a matriz. Os cristais de microclina mostram alteração para moscovita.

As características do Gnaisse Tonalítico de Manhuaçu permitem associa-lo à Suíte Galiléia, representante dos granitóides pré-colisionais do arco magmático do Orógeno Araçuaí, posicionados majoritariamente no intervalo 600-585 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).



(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 20: Biotita-hornblenda gnaiss. a) granulação fina e aspecto homogêneo são característicos (estação CN-198; 794686E/7760499N); b) foliação gnáissica bem desenvolvida (estação CN-198); c) encraves quartzo-dioríticos indicando processo de magma mingling (estação CN-341; 808139E/7755460N); d) contato intrusivo com quartzito Andrelândia (estação CN-137; 792961E/7780956N).

### 3.1.5. Gnaiss e Granitóide Charno-enderbítico com granada – Suíte Leopoldina

Corpos de rochas enderbíticas/charnockíticas, em geral de pequeno porte, são encontrados em vários locais. Corpos maiores, alongados na direção N-S, são encontrados na porção sudoeste da Folha Manhuaçu. São rochas intrusivas nas sequências para e ortoderivadas e que mostram textura ígnea reliquiar nas porções mais internas dos corpos. São predominantemente de composição enderbítica, mais raro charnockítica.

Apresentam cor verde escura e granulação variando de média a grossa. O tipo mais característico é homogêneo e de aspecto maciço, com textura ígnea preservada (Fig. 21a, b), exibindo fácies inequigranulares com feldspatos subcentimétricos. A granada ocorre de forma esparsa ou concentrada em porções da rocha. Foram também observadas fácies com estrutura migmatítica do tipo *schlieren*, com restos de bandas máficas de granulação fina e encraves de granulito básico. Tais feições indicam o caráter anatético destes corpos charno-enderbíticos.

Normalmente estas rochas apresentam granulação variando de média a grossa. A composição modal média da maioria das amostras estudadas é a seguinte: ortopiroxênio (5-25%), plagioclásio (30-60%), quartzo (15-40%), biotita (5-15%) harstingizita (0-5%). Como acessórios ocorrem zircão, apatita, epidoto e minerais opacos (Fig. 22).

O ortopiroxênio (hiperstênio) ocorre na forma xenomórfica a hipidiomórfica, com granulação média a grossa, contendo inclusões de plagioclásio e biotita. Associa-se a minerais opacos e anfibólio. Os cristais apresentam contatos retos com os grãos de plagioclásio e quartzo. O plagioclásio varia composicionalmente de albita a oligoclásio ( $An_{7-22}$ ), ocorre em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, granulação variando de média a grossa, geminados segundo a Lei da Albita, sendo muito comum observar as maclas encurvadas ou descontínuas. Muitos cristais são antipertíticos. O quartzo mostra-se inequigranular, com limites de subgrãos formando bandas, indicando recristalização dinâmica ou na forma de cristais maiores com contatos lobados. Apresenta extinção ondulante e compõe a matriz em grãos cominuídos. A biotita apresenta granulação média e suas lamelas mostram pleocroísmo de amarelo a marrom escuro. Encontra-se nas bordas do piroxênio, sendo resultado de alteração. O anfibólio (harstingizita) ocorre na forma xenomórfica, granulação grossa, associada aos minerais opacos.



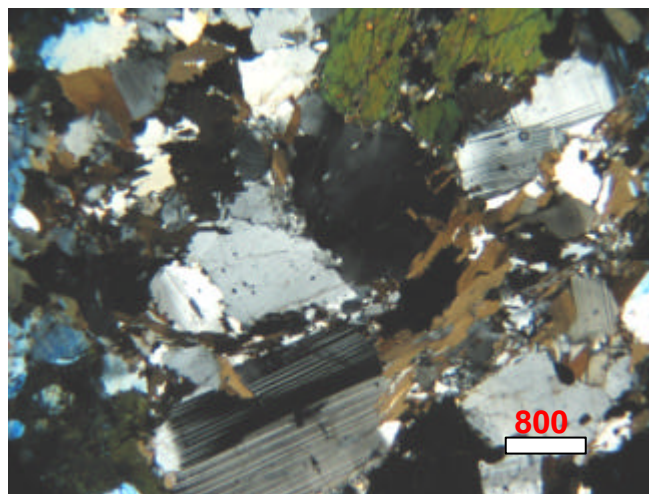


(a)



(b)

*Figura 21: Charno-enderbitos. a) vista geral de afloramento, mostrando o aspecto homogêneo da rocha (estação CN-198; 794686E/7760499N); b) detalhe de charno-enderbito, granulação média, com granada.*



*Figura 22: Aspecto microscópico do charno-enderbito (amostra CN-114; 779503E/7750224N).*

Estas rochas charno-enderbíticas foram associadas à Suíte Bela Joana, designação adotada por Fonseca (1998) para rochas semelhantes no Estado do Rio de Janeiro. O mesmo tipo de granitóide foi detalhadamente descrito por Duarte *et al.* (2000) na região de Juiz de Fora, sob a designação de Charno-enderbito Salvaterra. Os autores interpretaram este corpo ígneo como de natureza autóctone a para-autóctone, gerado pela fusão parcial de paragnaisse do Grupo Andrelândia com contribuição subordinado dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora.

### 3.1.6. Leucogranito granadífero da Pedra do Godinho

Trata-se de um leucogranito de granulação média, rico em cristais bem desenvolvidos de granada e muito pobre em minerais máficos (biotita). Esta rocha forma apenas um pequeno corpo mapeável na escala do mapa, mas é encontrada na forma de bolsões e veios anatéticos em grande parte das exposições do paragnaisse do Grupo Andrelândia.

### 3.1.7. Diques e outros corpos máficos intrusivos

Corpos intrusivos máficos são de ocorrência restrita na área da Folha Manhuaçu. O tipo mais freqüente possui granulação fina, ocorrendo na forma de diques com espessura inferior a 1 m, ou na forma de corpos concordantes de espessura centimétrica a decimétrica, em ambos os casos encaixados nos paragnaisse (Fig. 23a). Em um local foram encontrados blocos de um metagabro (Fig. 23b).

São rochas constituídas principalmente por anfibólio e plagioclásio (Fig. 24). O anfibólio é hornblenda, que ocorre em cristais hipidiomórficos a idiomórficos, de granulação fina, com pleocroísmo variando de verde claro até verde escuro. Contém muitas inclusões de titanita, minerais opacos, apatita e plagioclásio. O plagioclásio ocorre em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, de granulação variando de fina a média, mas observa-se alguns cristais de granulação grossa e alongados, envoltos pela foliação, apresentando estrutura zonada. Estão maclados segundo a Lei da Albita e Periclina, sendo as lamelas descontínuas e, às vezes, acunhadas. Contém inclusões de quartzo, titanita e minerais opacos. O clinopiroxênio ocorre em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, de granulação média, associados aos grãos de anfibólio. Em algumas lâminas foi possível observar sobrecrecimento de anfibólio em clinopiroxênio. Associa-se também a minerais opacos e plagioclásio. O quartzo é pouco freqüente, apresentando-se em grãos finos. Está bastante recristalizado, formando bandas estreitas e descontínuas. Minerais opacos são freqüentes, ocorrem inclusos em plagioclásio e associados à titanita e clinopiroxênio; apatita é rara.



(a)



(b)

Figura 23: *Corpos máficos. a) dique de anfibolito cortando paragnaisse(Estação CN-248; 807132E/7752050N; b) bloco de metagabro (CN-246).*

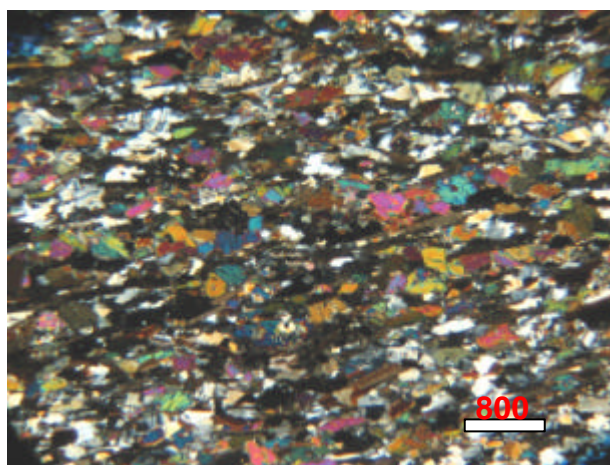
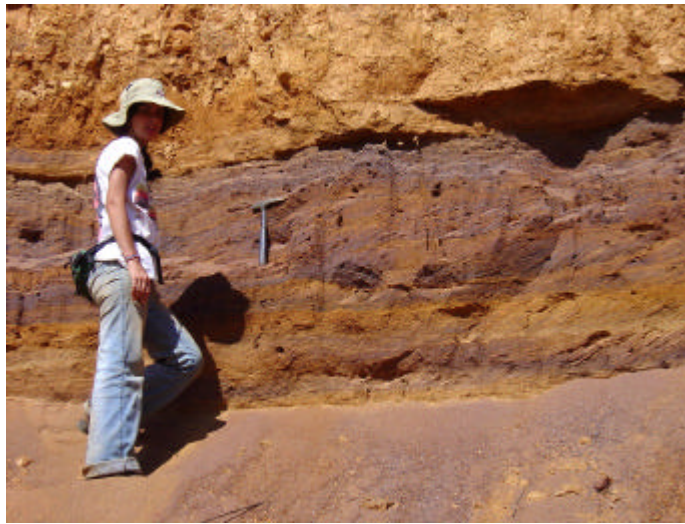


Figura 24: *Aspecto microscópico de dique máfico; textura orientada e composição mineralógica apresentando hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio, biotita e quartzo (nicóis cruzados, amostra CN 345d; 809475/7755031N).*

### 3.1.8. Depósitos Superficiais

Os depósitos aluviais são pouco expressivos, com exceção daqueles do canto noroeste da folha, no vale do Rio Matipó. Neste local, inclusive, encontra-se um paleoterraço aluvial muito bem preservado (Fig. 25a).

Registra-se, próximo a Santa Margarida, a ocorrência de um depósito argiloso, sem estratificação, cores vermelho a branco e espessura mínima de 7-8 m, interpretado como um provável depósito lacustre (Fig. 25b, c).



(a)



(b)



(c)

*Figura 25: Depósitos superficiais. a) terraço aluvial, exibindo camada arenosa com estratificação cruzada recoberta por depósito argiloso de planície aluvial (estação CN 215; 767271E/7785969N ); b) vista geral de depósito argiloso, provável ambiente fluvial (estação CN-298; 787823E/7740504N); c) detalhe do depósito anterior.*

Noce, C. M.; Costa, A. G.; Piuçana, D.; Vieira, V.S.; C. M. Carvalho.  
CPMTC-UFMG, fevereiro/2006

### 3.2. Metamorfismo

Estudos de geotermobarometria em amostras de rocha básica e de leucossoma migmatítico do Complexo Juiz de Fora estabeleceram que o pico metamórfico foi atingido em condições de P e T por volta de 8 kbar e 880 °C. Isto implica que o metamorfismo ocorreu na crosta inferior a uma profundidade de cerca de 25 km (Costa 1998, Tsunogae *et al.* 2002).

Uma amostra de paragnaisse do Grupo Andrelândia com a paragênese mineral granada+cordierita+sillimanita+quartzo forneceu valores de P e T significativamente mais baixos, =3 kbar e 660-690 °C (Tsunogae *et al.* 2002). Esta paragênese com cordierita é encontrada apenas no extremo leste da área, devendo representar uma zona de mais baixa pressão e conseqüente nível crustal mais elevado. Em amostras da região oeste da área o paragnaisse exibe granada com inclusões de espinélio verde. A associação espinélio+quartzo é tida como característica de temperaturas muito elevadas, maiores que 900 °C, e pressões moderadas a baixas menores que 9 kbar (Harley 1989). Caso o espinélio tenha se cristalizado por reações metamórficas envolvendo o consumo de granada e ou cordierita, a pressão pode alcançar valores de até 9 kbar, em concordância com os cálculos feitos em litotipos similares, entre Jequeri e Abre Campo, por Schultz-Kuhnt (1985). Em resumo, as paragêneses dos paragnaises, com granada, feldspato potássico, sillimanita e ortopiroxênio é indicativa de um metamorfismo da fácies granulito, que segundo Schultz-Kuhnt (1985) ocorreu a temperaturas entre 750 e 900°C e pressões no intervalo 8-10 kbar.

A principal conclusão que se tira destes dados é que o metamorfismo Brasileiro atingiu o fácies granulito na área, e as condições de pico de P-T são semelhantes ou ligeiramente inferiores àquelas obtidas nas rochas do embasamento transamazônico. Caso assumam-se a proposição de Duarte (1998) e Duarte & Heilbron (1999), segundo a qual as rochas do Complexo Juiz de Fora foram metamorfisadas no fácies granulito em um evento pré-brasiliano, pode-se estar diante do registro de dois eventos metamórficos de alto grau.

### 3.3. Geologia Estrutural

A estruturação deste setor do Orógeno Araçuaí é marcada por quatro extensas zonas de cisalhamento de direção N-S a NNE (Cunningham *et al.* 1998, Peres *et al.* 2004). Aquelas situadas mais a leste são as zonas de cisalhamento de Dom Silvério e de Ponte Nova; a primeira é de alto ângulo com movimentação sinistral e a segunda representa um empurrão de baixo ângulo, com movimentação para oeste. Ambas conectam-se com a Zona de Cisalhamento de Abre Campo a norte do paralelo 20°. Esta grande estrutura, que corta o extremo oeste da Folha Manhuaçu, estende-se por mais de 300 km entre Governador Valadares e Juiz de Fora, e associa-se a uma notável anomalia gravimétrica e magnética (Haralyi & Hasui 1982). A Zona de Cisalhamento de Abre Campo (Fig. 26a) possui movimentação dextral, assim como a Zona de Cisalhamento de Manhuaçu situada mais a leste, nas proximidades da cidade homônima. Esta última exibe foliação de alto ângulo a vertical, enquanto na zona de Abre Campo domínios de alto ângulo gradam para domínios onde a foliação mergulha moderadamente para leste.

Estas grandes zonas de cisalhamento, na Folha Manhuaçu, exibem orientação entre N-NE e N-S. A Zona de Cisalhamento de Manhuaçu tem expressão de campo muito mais pronunciada que a Zona de Cisalhamento de Abre Campo. Seu domínio é marcado por uma acentuada milonitização (Fig. 26b) que afeta as rochas em toda a porção leste da folha, definindo uma faixa que atinge até 20 km de largura. A faixa milonítica associada à Zona de Cisalhamento de Abre Campo atinge larguras de até 2 km.

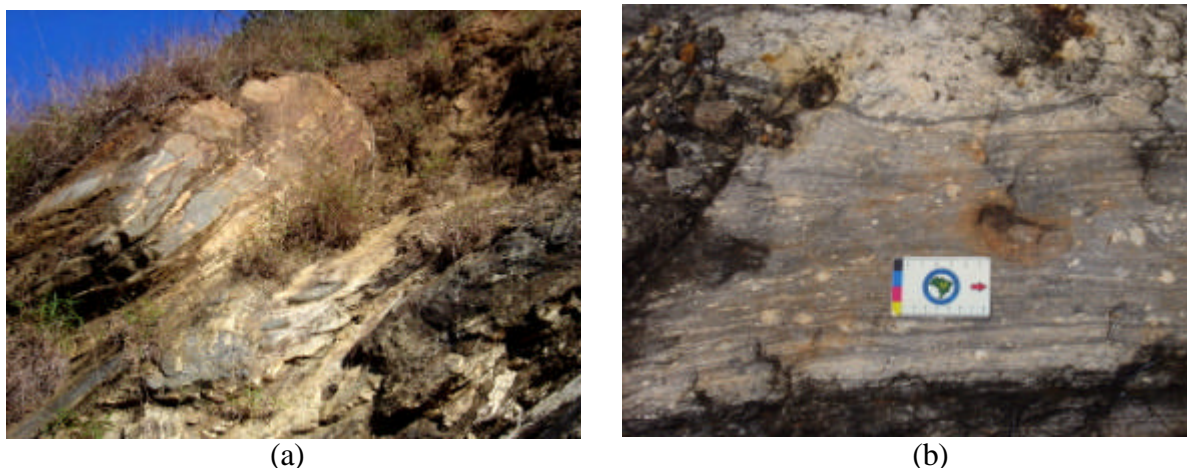


Figura 26. Estruturas mesoscópicas nas grandes zonas de cisalhamento. a) Zona de Cisalhamento de Abre Campo, gnaissse Mantiqueira no contato com paragnaisse Andrelândia (estação CN-209; 767973E/7775697N); b) milonito de biotita-hornblenda gnaissse no domínio da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu (estação CN-356; 795316E/7774406N).

A foliação principal na porção centro-oeste da folha, fora do domínio da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu, exibe mergulhos moderados a íngremes para E (Fig. 27a). Próximo ao limite ocidental da folha são observados mergulhos subhorizontais nos gnaisses do Complexo Mantiqueira (Fig. 28). Dobras abertas a fechadas afetam a foliação principal, refletindo-se nos mergulhos para W exibidos no diagrama da fig. A lineação de estiramento tem orientação direcional a fortemente oblíqua ( $rake = 40^\circ$ , Fig. 27b). Segundo Fischel (1998) esta geometria reflete uma movimentação ao longo da Zona de Cisalhamento de Abre Campo em duas fases deformacionais. A deformação inicial, de caráter tangencial com movimentação para oeste, foi responsável pelo posicionamento de cunhas de empurrão de paragnaisses e gnaisses enderbíticos por sobre as rochas do Complexo Mantiqueira, e foi sucedida por uma deformação direcional dextral (Costa *et al.* 1998). Nos gnaisses do Complexo Mantiqueira, a oeste da Zona de Cisalhamento de Abre Campo, a foliação principal transpõe uma foliação/bandamento mais antiga, possivelmente relacionada à deformação pré-brasiliana (i.e., Transamazônica - Fischel 1998, Costa *et al.* 1998, Cunningham *et al.* 1998).

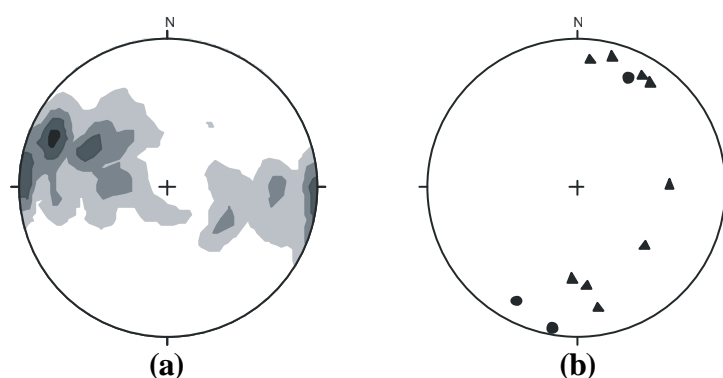


Figura 27. Elementos estruturais da porção W da área; a) Diagrama de contorno de polos da foliação principal (136 medidas, máximo em 115/72, contornos: 1, 3, 5, 7). B) Diagrama de elementos lineares (eixo de dobra ●, lineação mineral - ▲).



Figura 28: Gnaiss Mantiqueira exibindo foliação subhorizontal com dobramento suave (estação CN-219; 763856E/7776632N).

A foliação no domínio da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu exibe mergulhos de alto ângulo a verticais. O sentido do mergulho é predominantemente para W, mas mergulhos para E também ocorrem, resultando em uma geometria em leque. A relação entre a foliação e lineação de estiramento mineral (Fig. 29a, b) indica movimentação essencialmente direcional, e de natureza dextral de acordo com indicadores cinemáticos diversos (assimetria em porfiroclastos, veios de quartzo sigmoidais, corpos rompidos de anfibolito, etc; Fig. 30a, b). Igualmente associadas a este movimento transcorrente são as dobras apertadas de eixo orientado N-NE, como aquelas exibidas por camadas de quartzito (Fig. 30c). Segundo Cunningham *et al* (1998) esta disposição em leque da foliação assemelha-se à geometria das estruturas em flor positivas de zonas de cisalhamento transpressivas (Fig. 30d). Tal fato, juntamente com a presença de lineações de estiramento algo oblíquas (orientadas NE em planos de foliação de direção N-S, Fig.), sugere um componente de movimentação para W associado à transcorrência dextral.

A intensa deformação no domínio da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu teve como efeito a quase total obliteração de estruturas pré-Brasilianas registradas na unidade do embasamento, o Complexo Juiz de Fora. Foi possível apenas, nos gnaisses enderbíticos, identificar uma foliação/bandamento mais antiga preservada principalmente em charneiras rompidas de dobras (Cunningham *et al.* 1998).

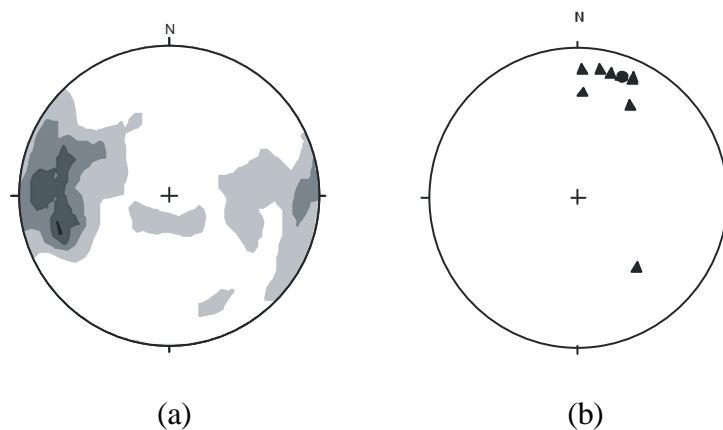


Figura 29: Elementos estruturais da porção E da área; a) Diagrama de contorno de polos da foliação principal (127 medidas, máximo em 71/76, contornos: 1, 3, 5, 7). B) Diagrama de elementos lineares (eixo de dobra ●, lineação mineral - ▲).



(a)



(b)



(c)



(d)

*Figura 30: Estruturas no domínio da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu: a) milonito de paragnaisse com porfiroclasto indicando movimentação destal (estação CN-324; 783865E/7742689N); b) corpo de anfíbolito rompido, indicando movimentação destal (estação CN-285; 791012E/7745465N); c) dobra apertada em camada de quartzito com eixo subvertical (estação CN-148; 790704E/7765364N); d) quartzito exibindo estrutura em flor (estação CN-195; 788960E/7753313N).*



A idade da deformação principal responsável pela estruturação da área está bem balizada pelas determinações geocronológicas que posicionam o pico metamórfico brasileiro em torno de 585-565 Ma. Segundo Peres *et al.* (2004), as zonas de cisalhamento de Dom Silvério (sinistral) e Abre Campo (dextral) funcionaram como rampas laterais na movimentação para norte da fatia crustal delimitada por elas. Este movimento é posicionado no estágio inicial de fechamento do Orógeno Araçuaí. A Zona de Cisalhamento de Abre Campo, interpretada como uma zona de sutura (Fischel 1998), funcionou como sítio de subducção oblíqua para NNE, gerando este componente de movimentação tectônica para norte. Durante o encurtamento do orógeno, no estágio sin-colisional, é que seriam gerados dobramentos e empurrões com vergência para oeste, em um sistema transpressivo dextral. A Zona de Cisalhamento de Manhuaçu, por sua vez, associa-se aos grandes movimentos transcorrentes que representam a expressão tardia da colisão, gerados em processo de tectônica de escape (Costa *et al.* 1998, Peres *et al.* 2004). Estruturas distensivas da fase de colapso do orógeno, datado em torno de 520-500 Ma, são incomuns na área. Em uma exposição a sul de Manhuaçu observa-se um dique de anfibolito seccionado por uma falha normal dúctil de médio ângulo e mergulho para E, o que é coerente com as estruturas descritas para a fase do colapso (Marshak *et al.* 2006)

#### 4. GEOQUÍMICA

As análises químicas disponíveis para as unidades geológicas da Folha Manhuaçu estão apresentadas nas tabelas 1 a 3.

Os granulitos básicos do Complexo Juiz de Fora, classificados petrograficamente como de composição gabro-norítica, caem em vários diagramas de classificação química (vide exemplo na Fig.31a) no campo dos basaltos, basaltos alcalinos e andesitos. Mostram também tanto caráter toleítico como cálcio-alcalino (Fig. 31b). Segundo Costa *et al.* (1993) apenas os dados indicando caráter toleítico refletem a composição original da rocha, enquanto as demais amostras analisadas teriam sofrido modificações em sua composição devido aos processos metamórfico-deformacionais. Costa (1998) assume que a composição dos granulitos básicos é similar à dos toleítos de baixo-K de arcos-de-ilha ou de fundo oceânico.

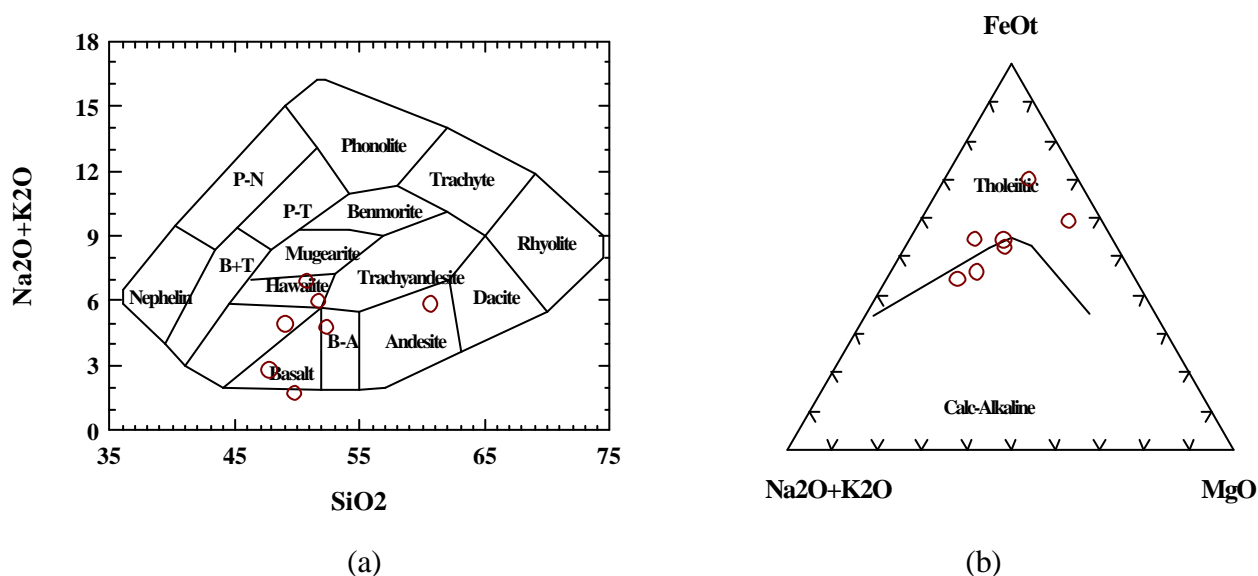


Figura 31: Granulitos básicos do Complexo Juiz de Fora. a) diagrama de classificação de rochas ígneas, de Cox *et al.* (1979); b) diagrama de Irvine & Baragar (1971).

A composição química dos gnaisses enderbíticos do Complexo Juiz de Fora varia de dacítica a andesítica (Fig. 32a) e os diagrama de ETR mostram acentuado empobrecimento em ETRp e anomalias de Eu ausentes ou positivas (Fig. 32b).

Os diques e outros corpos máficos intrusivos caem no campo dos basaltos e basaltos alcalinos (Fig. 33a), e mostram tanto tendência toleítica quanto cálcio-alcalina (Fig. 33b). As análises para estas rochas apresentam grande dispersão na maioria dos diagramas discriminatórios de ambiente tectônico, com exceção daquele de Pearce *et al.* (1977), onde se posicionam no campo das rochas continentais (Fig. 33c).

Análises químicas dos granada-gnaisses (Tabela 3) caem no campo dos pelitos e grauvacas.

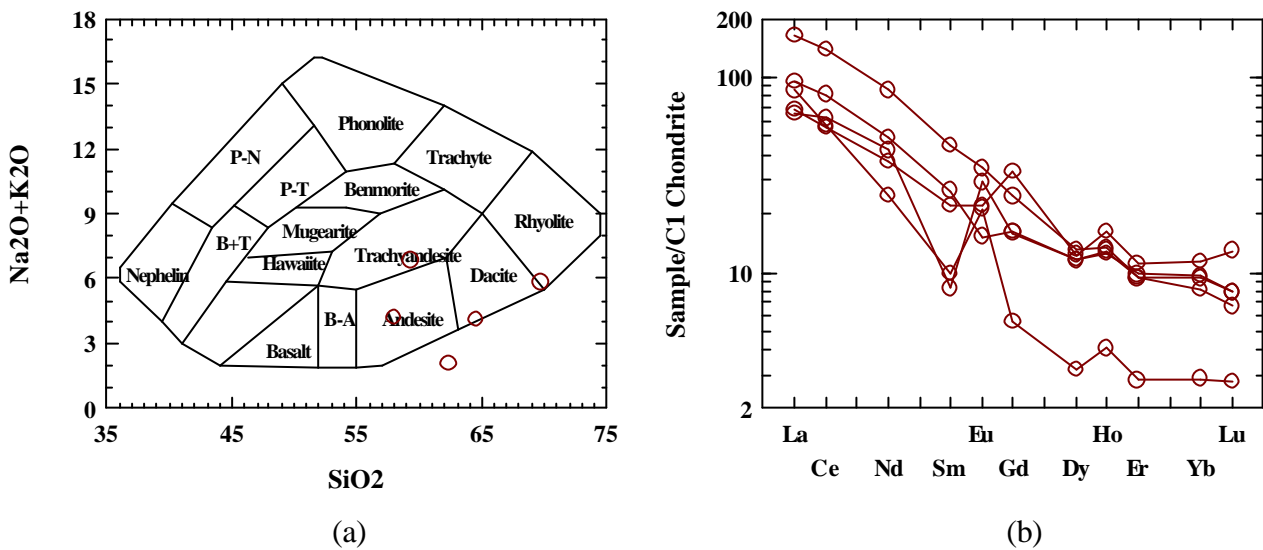
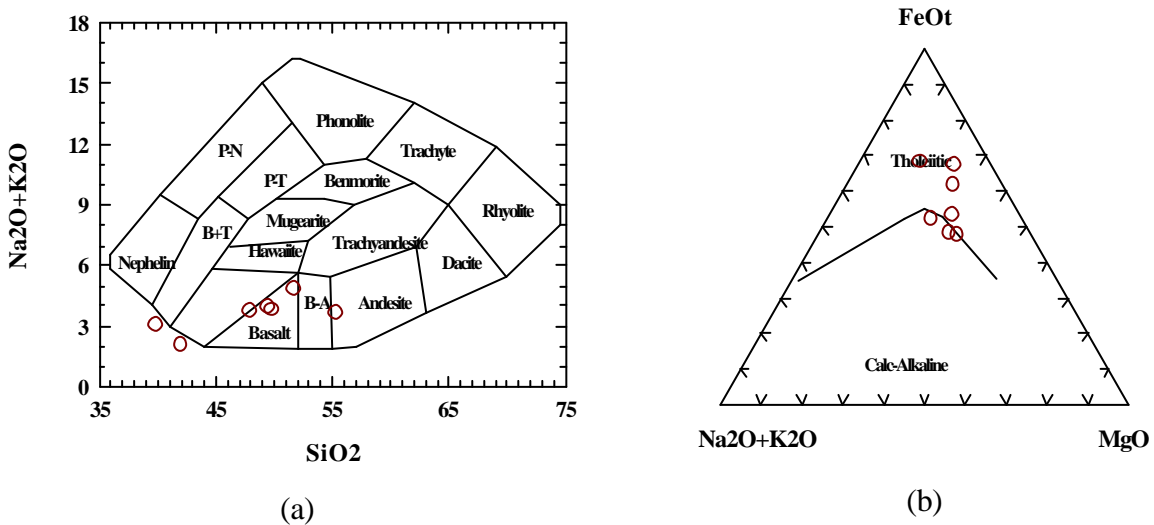
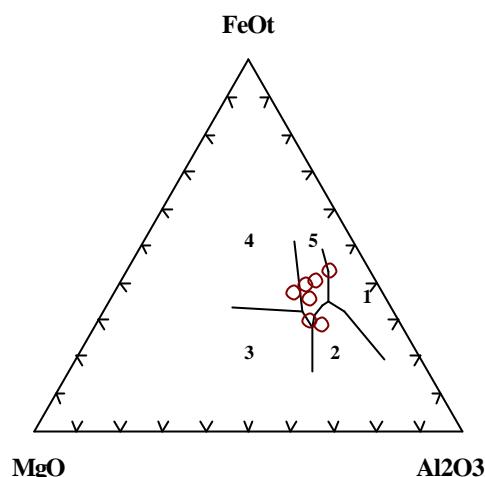


Figura 32: Gnaisses enderbíticos do Complexo Juiz de Fora. a) diagrama de classificação de rochas ígneas, de Cox *et al.* (1979); b) diagrama de ETR.





(c)

Figura 33: Diques máficos. a) Diagrama de classificação de rochas ígneas, de Cox et al (1979); b) diagrama de Irvine & Baragar (1971); c) diagrama de Pearce et al (1977); o campo 5 é dos basaltos continentais

## 4.1. Dados isotópicos

### 4.1.1. U-Pb

A única datação U-Pb (SHRIMP) disponível para a área da Folha Manhuaçu foi obtida por Silva *et al.* (2002a), em uma pedreira na cidade de Manhuaçu (estação CN-345). Aflora no local o paragnaisse, rico em mobilizados migmatíticos exibindo cristais bem desenvolvidos de granada, e cortado por fixas miloníticas. Na mesma pedreira ocorre uma rocha de composição charno-enderbítica, foliada e de aspecto bandado, com bandas escuras de granulação fina e bandas verde-claro de granulação média, ricas em granada. As relações desta rocha com o paragnaisse não estão expostas. Foi obtida uma idade de cristalização de  $584 \pm 4$  Ma. As características dos grãos de zircão analisados sugerem que este evento magmático foi sincrônico com o pico metamórfico (Silva *et al.* 2002a).

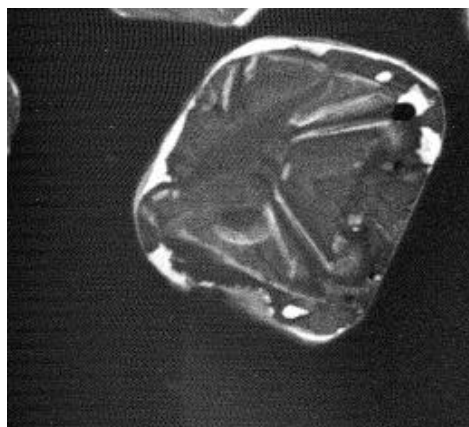
Neste relatório são apresentados dados inéditos (U-Pb SHRIMP em zircão e U-Pb ID-TIMS em monazita) para uma exposição do Complexo Juiz de Fora em pedreira próxima à cidade de Abre Campo (coordenadas: 760667E/7754105N). Esta exposição encontra-se a poucas centenas de metros do limite oeste da Folha Manhuaçu, desta forma justificando a inclusão destes dados, de grande relevância para o entendimento da evolução geológica regional. A rocha da pedreira encontra-se migmatizada gerando porções com estrutura estromática definida pela alternância de bandas claras (leucossoma) e escuras (melanossoma). O mesossoma, interpretado como o protólito do migmatito, apresenta coloração verde escura e é constituído de orto e clinopiroxênio, anfibólio, biotita, plagioclásio e quartzo. Trata-se de uma rocha ortoderivada de composição intermediária (norítica a enderbítica), típica do Complexo Juiz de Fora. Este conjunto exhibe dobramento complexo e é rico em veios concordantes a ligeiramente discordantes de um granito rosa com granulação fina (Fig.34).



*Figura 34: Migmatito da pedra de Abre Campo. As porções migmatíticas dobradas, com leucossoma claro, são bem evidentes, bem como o veio de granito rosa concordante no centro da foto (datado como amostra LC-66b). No canto superior direito vê-se com clareza o mesossoma norítico-enderbítico (datado como amostra LC-66a).*

Uma amostra do mesossoma foi datada pelo método U-Pb SHRIMP (amostra LC-66a). Foram analisados 10 *spots* em 10 grãos de zircão. Os zircões são prismáticos a romboédrico e com faces arredondadas, exibindo baixa luminescência em imagem de catodo-luminescência com um fino sobrecrecimento externo de alta luminescência (baixo U, Fig. 35). Os grãos exibem zonamento interno do tipo *sector zoning*, típico de zircões cristalizados em rochas ígneas máficas, com uma exceção representada por um grão com zonamento oscilatório.

Os dados analíticos são apresentados na Tabela 1. Oito análises são discordantes mas colineares, definindo uma linha de discórdia com intercepto superior em  $2113 \pm 20$  Ma (Fig. 36). Duas análises caem acima da linha de discórdia (4.1 e 7.1) e não foram consideradas no cálculo da idade. É possível que um evento metamórfico com idade ligeiramente menor que a idade de cristalização tenha perturbado parcialmente o sistema isotópico. De qualquer forma, a idade de  $2113 \pm 20$  Ma pode ser considerada a melhor estimativa para a cristalização magmática da rocha.



*Figura 35: Feição típica de zircão da amostra LC-66a em imagem CL (grão 8).*

| Número Spot | % $^{206}\text{Pb}_c$ | U Ppm | Th ppm | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*$ ppm | Idade <sup>(1)</sup> $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | Idade <sup>(1)</sup> $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | % 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                                  | 0,2810 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         | 0,00                  | 724   | 43     | 0,06                             | 185                     | 1681 ±11  | 1.946 ± 9  | 14      | 0,1193 0,5                                   | 4,90 0,9                                  | 0,2979 0,7                                | 0,818    |
| 8.1         | 0,02                  | 857   | 66     | 0,08                             | 245                     | 1854 ±12  | 2.067,9 ± 4.0  | 10      | 0,1278 0,2                                   | 5,87 0,8                                  | 0,3332 0,7                                | 0,954    |
| 9.1         | 0,00                  | 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; Pb<sub>c</sub> e Pb\* indicam respectivamente Pb comum e radiogênico.

(1) Pb comum corrigido utilizando-se o  $^{204}\text{U}$  medido.

Tabela1: Dados isotópicos U-Pb para a amostra LC-66a

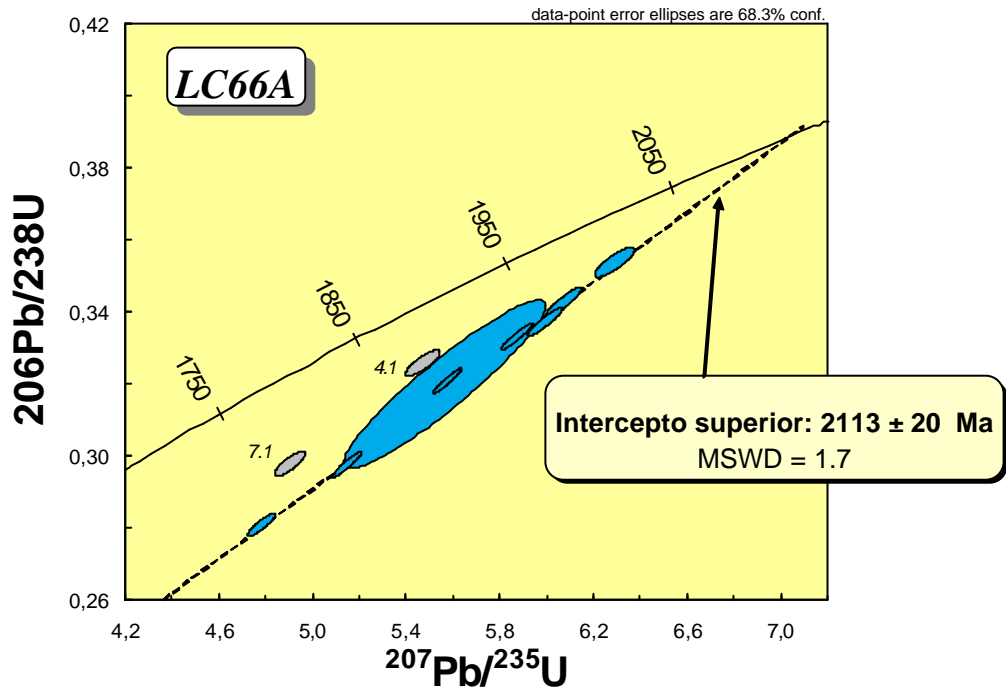


Figura 36: Diagrama concórdia para a amostra LC-66a. Análises 4.1 e 7.1 não foram incluídas no cálculo da idade.

Dois grãos de monazita extraídos dos veios de granito rosa (amostra LC-66b) foram analisados pelo método UPb ID-TIMS (Tabela 2). Estes são concordantes em 584 e 574 Ma, o que posiciona a intrusão destes veios no período sin-colisional da evolução do Orógeno Araçuaí. Isto é coerente com o fato dos veios encontrarem-se dobrados juntamente com o migmatito encaixante.

| 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   | 3201,70                           | 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                                   |

Tabela 2: Dados isotópicos U-Pb para monazitas da amostra LC-66b

#### 4.1.2. Sm-Nd

As determinações Sm-Nd são devidas a Fischel (1998) e Fischel *et al.* (1998). Uma sùmula dos dados é apresentada na Tabela 3. Os dados para o Complexo Juiz de Fora definem dois grupos; um com idades-modelo arqueanas e  $e_{\text{Nd}(t)}$  bastante negativo, e outro com idades-modelo paleoproterozóicas e  $e_{\text{Nd}(t)}$  positivo. Este último grupo caracteriza uma filiação mantélica para os gnaisses, tendo como protólito material juvenil da Orogênese Transamazônica. Já o primeiro grupo indica que parte das rochas do complexo resultaram do retrabalhamento crustal de rochas de idade arqueana. Este resultado é compatível com estudos petroquímicos que definem para o Complexo Juiz de Fora um ambiente tectônico convergente, com maturidade geoquímica progressiva semelhante à encontrada nos arcos magmáticos modernos (Heilbron *et al.* (1998, Duarte *et al.* 2003).

As idades-modelo Sm-Nd (TDM) obtidos para os paragnaisites situam-se entre 1,4 e 1,6 Ga. Estes dados sugerem uma mistura de fontes possivelmente paleoproterozóicas e mais novas, o que pode sugerir uma contribuição do arco magmático brasileiro para estes sedimentos.

Além das determinações de idades-modelo Sm-Nd, Fischel (1998) apresenta também uma idade isocrônica para o gnaisse enderbítico da amostra DP-45, que continha granada. Além da granada, foram analisados feldspato, monazita e rocha total, resultando em isócrona com idade de  $604 \pm 27$  Ma, que associa-se ao pico metamórfico da Orogênese Brasileira.

| Amostra | Rocha                   | unidade               | $T_{\text{DM}}$ (Ga) | $e_{\text{Nd}(t)}$ |
|---------|-------------------------|-----------------------|----------------------|--------------------|
| D-45    | Gnaisse enderbítico     | Complexo Juiz de Fora | 2,9                  | -6,0*              |
| D-49    | Gnaisse enderbítico     | Complexo Juiz de Fora | 3,2                  | -9,9*              |
| D-244   | Gnaisse enderbítico     | Complexo Juiz de Fora | 2,0                  | +2,7*              |
| D-245   | Gnaisse enderbítico     | Complexo Juiz de Fora | 2,2                  | +0,9*              |
| D-12    | Biotita-granada gnaisse | Grupo Andrelândia     | 1,6                  |                    |
| D-17    | Biotita-granada gnaisse | Grupo Andrelândia     | 1,5                  |                    |
| D-40    | Biotita-granada gnaisse | Grupo Andrelândia     | 1,4                  |                    |

Obs: \*  $e_{\text{Nd}(t)}$  calculado para  $t = 2,1$  Ga

Tabela 3: Dados Sm-Nd para rochas do Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia

## 5. RECURSOS MINERAIS

### 5.1. Bauxita

Foram identificadas duas áreas de pesquisa para bauxita, na região da Serra Pedra Dourada, a sul de Luisburgo (Fig. 37), e nas cabeceiras do Córrego Manhuaçu, a NNW de Manhuaçu. As duas ocorrências encontram-se, respectivamente, em altitudes de 1250 e 1080 m, desenvolvendo-se tanto sobre os migmatitos enderbíticos do Complexo Juiz de Fora quanto sobre os paragneisses do Grupo Andrelândia. Destaca-se também o fato destas ocorrências de bauxita encontrarem-se no domínio das rochas extremamente cisalhadas da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu.

Este contexto geológico é o mesmo dos depósitos de bauxita da região de Cataguases, no que tange ao substrato geológico e também ao fato dos depósitos concentrarem-se no domínio de uma importante zona de cisalhamento (Noce *et al.* 2003b). De fato, esta zona de cisalhamento representa a continuação para sul da Zona de Cisalhamento de Manhuaçu. A própria orientação da faixa de depósitos e ocorrências de bauxita, NE-SW na região de Cataguases (Baltazar 1984, Beissner *et al.* 1997) e aproximadamente N-S na região de Manhuaçu, parece refletir a orientação geral da zona de cisalhamento nestas duas regiões.

Segundo descrições de Baltazar (1984), Beissner *et al.* (1997) e Lopes & Branquinho (1988), os depósitos da região de Cataguases situam-se nos topos e meia-encostas das elevações, geralmente entre as cotas 700 e 900 m (as ocorrências identificadas na Folha Manhuaçu estão em cotas mais elevadas). A reserva total nesta região é superior a 100 Mt, com teores em  $Al_2O_3$  variando entre 34 e 42%.



Figura 37: Ocorrência de bauxita a sul de Luisburgo (estação CN-177; 803745E/7732160N).

### 5.2. Depósitos e ocorrências minerais relacionados a pegmatitos (caulim, mica, quartzo, água-marinha)

Os corpos de pegmatito na área da Folha Manhuaçu são em número pouco expressivo e principalmente de dimensões modestas. Observações geológicas mais detalhadas sobre estes corpos são prejudicadas pelo espesso manto de intemperismo e/ou pelos processos erosivos atuantes nas antigas lavras. A maior concentração de pegmatitos parece se dar na porção centro-norte da área, e estes encaixam-se indiscriminadamente em distintas unidades geológicas. São corpos de mineralogia simples, com núcleos de quartzo e bordas de feldspato com intercrescimento de quartzo, moscovita e, mais raro, biotita. As principais informações sobre

estes corpos e ocorrências ou depósitos minerais associados provêm do trabalho de Campos (1999).

A extração de caulim da Jazida de Vermelho Novo (Mineração TANSAN, Fig. 38b, c), situada cerca de 5 km a SSE da localidade homônima, é a única operação mineral em pegmatitos que se encontra em atividade no presente. Os corpos de pegmatito são grosseiramente lenticulares, com dimensões da ordem de 450 x 250 m. e espessura variando de decimétrica nas extremidades até mais de 40 m. na sua parte central (Campos, 1999). As atividades de lavra iniciaram-se ainda na década de 1940, com extração de mica, depois substituída pelo caulim.

Campos (1999) relaciona mais três ocorrências de pegmatito com algum interesse econômico:

- i. Localidade de Guarabu, cerca de 8 km a NE de Abre Campo; são três corpos dispostos em um raio de pouco mais de 1 km, lavrados na década de 1940 para extração de mica (moscovita).
- ii. Fazenda Boa Esperança, 3,5 km a ENE de Matipó; ocorrem aí dois corpos de pegmatito que destacam-se por conter cristais de quartzo hialino de ótima transparência.
- iii. Fazenda Santa Maria, 5,5 km a norte de Matipó; este corpo teria produzido uma quantidade razoável de água-marinha, conforme informações verbais coletadas por Campos (1999).



(a)



(b)

*Figura 38: a) mina de caulim de Vermelho Novo (estação CN-140; 789328E/7778826E); b) detalhe de pegmatito na mesma mina.*



### 5.3. Ocorrências de córindon e ametista

Estas duas ocorrências são relatadas por Campos (1999). O córindon é encontrado em um depósito coluvionar a oeste de São Caetano, na vertente da serra delineada por uma extensa faixa de quartzitos do Grupo Andrelândia. A ametista ocorre cerca de 15 km a norte, dentro da mesma faixa de quartzitos. Como esta é afetada pelo intenso cisalhamento associado à Zona de Manhuaçu, estes dois minerais podem ter derivado de processos de alteração hidrotermal e mobilização de fluidos na zona de cisalhamento.

### 5.4. Materiais de construção civil (saibro, brita, rocha ornamental)

Os quartzitos do Grupo Andrelândia são quase sempre friáveis e ocorrem intercalados com gnaiss totalmente saprolitizado. Este material, que pode ser caracterizado como saibro, tem sido extraído em diversos locais para utilização nos leitos das estradas da região.

Foram cadastradas duas pedreiras de brita em atividade na área da Folha Manhuaçu. A única com operação mecanizada localiza-se nas proximidades da BR-116 em Vila Nova (Pedreira Pedramom). Pequenas pedreiras para extração artesanal de paralelepípedos são também encontradas.

Cerca de 10 km a NE de Sericita encontra-se uma pedreira inativa de rocha ornamental. A rocha extraída é um leucogranito com granada, foliado e exibindo granulação média. Suas feições são semelhantes às dos mobilizados anatóxicos muito frequentes nos paragneisses, embora seja este o único local onde um corpo com dimensões mínimas de centenas de metros tenha sido encontrado.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F.; Marshak, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton region, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**:29-58.
- Baltazar O.F. 1984. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Folha Juiz de Fora, SF.23-X-D., Escala 1:250.000*. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, V2, 63p.
- Barbosa O. 1954. Evolution du geosinclinal Espinhaço. *Comptes. Rendus.*, section XIII, 19e session: 1-37. Inter. Geol. Congr., 1952, Argélia
- Beissner, H.; Carvalho, A.; Lopes, L.M.; Valetton, I. 1997. The Cataguazes bauxite deposit. In: A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melfi, Y. Lucas (Eds.) *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, p.195-208.
- Brandalise L.A. 1991. *Folha Barbacena, SF. 23-X-C-III, 1:100.000, Estado de Minas Gerais*. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos). Brasília, DNPM/CPRM. 162p. (Texto explicativo).
- Campos, J.C.S. 1999. *Os depósitos de caulim, ametista e coríndon a NW de Manhuaçu (MG): geologia da área, mineralogia e gênese*. Universidade Federal de Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 168 p.
- Costa, A.G. 1990. Evolução petrológica para uma seqüência de rochas metamórficas regionais do tipo baixa pressão na região de Itinga, NE de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:440-448.
- Costa, A.G. 1998. The granulite-facies rocks of the northern segment of the Ribeira Belt, eastern Minas Gerais, SE Brazil. *Gondwana Research*, **1**:367-372.
- Costa, A.G.; Rosière, C.A.; Lobato, L.M.; Laureano, F. 1993. Evolução petrológica e estrutural da porção oriental do Estado de Minas Gerais e suas implicações geotectônicas. *Geonomos*, **1**:39-50.

- Costa, A.G.; Rosière, C.A.; Moreira, L.M.; Fischel, D.P. 1995. Caracterização geotectônica do setor setentrional do Cinturão Ribeira: evidência de acreção neoproterozóica no leste de Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **3**:51-68.
- Costa, A.G.; Rosière, C.A.; Moreira, L.M.; Fischel, D.P. 1996. Geotectonic settings and evidence for Paleoproterozoic accretion in eastern Minas Gerais, Brazil: A new approach. In: Congr. Bras. Geol., 39, Anais... Salvador. SBG, v. 6, p.17-19.
- Costa, A.G.; Rosière, C.A.; Ebert, H.D.; Fischel, D.P.; Fuck, R.A.; Pimentel, M.M. 1998. The relation between frontal and strike-slip shear zones and the regional metamorphism and magmatism in a deep-crustal segment of the northern Ribeira belt, SE-Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, Abstracts, p. 26-28.
- Cox, K.G., Bell, J.D.; Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Cunningham, D.; Alkmim, F.F.; Marshak, S. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, **92**:251-275.
- Duarte B. P. 1998. *Evolução tectônica dos ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G.: Geologia, petrologia e geoquímica*. Inst.de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado 280 p.
- Duarte B. P.; Heilbron M. 1999. Metamorphic Evolution of the Early to Medium Proterozoic Granulite Fácies Rocks of the Central Segment of the Brasiliano-Panafrican Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: European Union of Geociences, Strasbourg, France, 1999. *Journal of Conference Abstracts...* Strasbourg, Cambridge Publications. **4**:792.
- Duarte, B.P.; Heilbron, M.; Nogueira, J.F.; Tupinambá, M.; Eirado, L.G.; Almeida, J.C.H.; Almeida, C.G.; Prado, J.A.S.; Succena, M.M.; Pedrosa-Soares, A.C. 2003. Folha Juiz de Fora 1:100.000. Companhia Mineradora de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Duarte B. P., Figueiredo M.C.H.; Campos Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**: 67-82.
- Duarte B. P., Heilbron M., Campos Neto M. 1997. Granulite/charnockite from the Juiz de Fora domain, central segment of the Brasiliano Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 358-362.
- Duarte, B.P.; Heilbron, H.; Nogueira, J.R.; Tupinambá, M.; Eirado, L.G.; Valladares, C.S.; Almeida, J.C.H.; Almeida, C.G. 2003. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R.A.J. Trouw, Heilbron, M. (coord.) Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, cap. 6 (CD-ROM).
- Ebert H. 1955. *Pesquisas geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DGM, p. 79-89. (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert H. 1956. *A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes*. Rio de Janeiro, DGM. p. 97-107 e p. 136-137. (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert H. 1957. *A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert H. 1958. *Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais*: Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 48 p. (Boletim 183).
- Figueiredo, M.C.H.; Teixeira, W. 1996. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary Geochronological and Geochemical Results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**:223-246.
- Fischel, D. P. 1998. *Geologia e dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na região de Abre Campo, Minas Gerais*. Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Fischel, D.P.; Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Costa, A.G.; Rosière, C.A. 1998. Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes (Ribeira Belt) in the Abre

- Campo-Manhuaçu region, Minas Gerais, Brazil. In: International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, Abstracts, p. 216-23.
- Fonseca, M.J.G.; Silva, Z.C.G.; Campos, D.A.; Tosatto, P. 1979. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Brasília, DNPM.
- Gatto, L.C.S.; Ramos, V.L.S.; Nunes, B.T.A.; Mamede, L.; Góes, M.H.B.; Mauro, C.A.; Alvarenga, S.M.; Franco, E.M.S.; Quirico, A.F.; Neves, L.B. 1983. Geomorfologia. In: Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, p. 305-384.
- Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y. 1982. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**:160-166.
- Harley, S. L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol Mag*, **126**:215-247.
- Hasui Y. & Oliveira M.A.F. 1984. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: Almeida & Hasui ed. *O Precambriano do Brasil*, Edgard Blucher, 344 p.
- Heilbron M. 1993. *Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 268 p.
- Heilbron M. 1995. *O Segmento Central da Faixa Ribeira: Compartimentação Tectônica e Ensaio Evolutivo*. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Livre Docência, 115p.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C.; Campos-Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R., Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartrelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (org.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, cap. XIII, p.203-234.
- Heilbron, M.; Duarte, B.; Valladares, C.; Nogueira, J.R.; Tupinambá, M.; Eirado, L.G. 2003a. Síntese geológica do bloco oriental (Zona da Mata). In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords.). *Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*. COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, v.1, p.8-50.
- Heilbron, M.; Tupinambá, M.; Duarte, B.P.; Eirado, L.G.; Nogueira, J.F.; Prado, J.A.S.; Succena, M.M. 2003b. Folha Leopoldina 1:100.000. Companhia Mineradora de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Heilbron M., Tupinambá M., Almeida J.C.H., Valeriano C.M., Valladares C.S., Duarte, B.P. 1998. 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: Abstracts of the International Conference on Precambrian and Craton Tectonics/ International Conference on Basement Tectonics, 14. Ouro Preto, Brasil, *Extended Abstracts*, 15-17.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil, *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 249-266.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- Lima S. A. A., Martins Neto M. A., Pedrosa-Soares A. C., Cordani U. G., Nutman A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: Uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:491-500.
- Lopes, R.F., Branquinho, J.A. 1988. Jazidas de bauxita da Zona da Mata de Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus e C.E.S. Coelho (Org.) *Principais Depósitos Minerais Brasileiros – Metais Básicos Não Ferrosos, Ouro e Alumínio*. Brasília, DNPM, v. 3, p.655-659.
- Machado Filho L., Ribeiro M., Gonzalez S.R., Schenini C.A., Santos Neto A. dos; Palmeira R. C., Pires J.L., Teixeira W., Castro H.E.F. 1983. *Geologia das Folhas Rio de Janeiro (SF 23/24) escala 1:1.000.000, mapa e texto explicativo*. Rio de Janeiro, MME. 780p. (Projeto RADAM Brasil).

- Machado, N.; Valladares, C.; Heilbron, M.; Valeriano, C.M. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79**: 347-361.
- Marshak, S., Alkmim, F.F., Whittington, A., Pedrosa-Soares, A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen: a setting for reactivation of asymmetric vrenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, **28**:129-147.
- Moreira, L.M. 1997. *Evolução crustal do leste de Minas Gerais: uma contribuição a partir do estudo geotermobarométrico de metamorfitos da região Siminésia-Manhuaçu (MG)*. Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 113 p.
- Noce, C.M. 2004. Delimitação isotópica da margem oriental do Cráton do São Francisco em Minas Gerais: implicações geotectônicas e metalogenéticas. Belo Horizonte, FAPEMIG, Relatório Final (inédito).
- Noce, C. M.; Romano, A. W.; Pinheiro, C. M.; Mol, V. S.; Pedrosa-Soares, A. C. 2003a. Folha Ubá 1:100.000. Companhia Mineradora de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Noce, C.M.; Romano, A.W.; Pinheiro, C.M.; Mol, V. S.; Pedrosa-Soares, A.C. 2003b. Geologia da folhas Ubá e Muriaé. In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R.A.J. Trouw, Heilbron, M. (coord.) Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, cap. 12 (CD-ROM).
- Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Piuzana, D.; Armstrong, R.; Laux, J H; Campos, C.M.; Medeiros, S. R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, Northern Espírito Santo state, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**:587-592.
- Paciullo F.V.P. 1997. *A seqüência deposicional Andrelândia*. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 263 p.
- Pearce, T.H.; Gorman, B.F.; Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**:121-132.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Wiedemann C., Pinto C. P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**:307-323.
- Peres, G.G.; Alkmim, F.F.; Jordt-Evangelista, H. 2004. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **76**:771-790.
- Raposo, F.O. 1998. Geologia da Folha Ponte Nova (SF.23-X-B), leste de Minas Gerais, Brasil. In: Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais, p.30.
- Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Trouw, R.A.J.; Valença, J.G. 2003, Síntese geológica regional do bloco ocidental (Campo das Vertentes e sul de Minas). In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords.). Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, v.1, p.51-83.
- Romano, A.W.; Noce C.M. 2003. Folha Muriaé 1:100.000. Companhia Mineradora de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Rosier G.F. 1957. *A Geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano*. Rio de Janeiro, DNPM/GGM. 58 p. (Boletim 166).
- Silva J. N. 1978. *Projeto Mantiqueira-Furnas: relatório final*. Belo Horizonte, DNPN/CPRM.
- Silva, L.C.; Armstrong, R.; Noce, C.M.; Carneiro, M A; Pimentel, M.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Leite, C.A.; Vieira, V.S.; Silva, M.A.; Paes, V.J.C.; Cardoso-Filho, J.M. 2002a. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:513-528.
- Silva, L.C.; Leite, C.A.; Heineck, C.A.; Vieira, V.S.; Silva, M.A. 2002b. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, COMIG/CPRM.

- Shultz-Kuhnt, D. 1985. *Petrographische Untersuchungen einer Zone amphibolit und granulitfazieller Gesteine im Raum Jequeri, östliches Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal. 167p. (Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors de Naturwissenschaften von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Technischen Universität Clausthal).
- Tsunogae, T.; Costa, A.G.; Rosière, C.A.; Dayan, H.; Miyano, T.; van Reenen, D.D. 2002. Metamorphic P-T conditions of the Juiz de Fora Complex in Manhuaçu area, northern Ribeira Belt, Brasil. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 28:23-28