



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



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DO
COMPLEXO JEQUITINHONHA NA ÁREA-TIPO, ORÓGENO
ARAÇUAÍ.**

AUTORA: Tatiana Gonçalves Dias

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa-Soares

Nº 121

BELO HORIZONTE
DATA (28/02/12)

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

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DO COMPLEXO
JEQUITINHONHA NA ÁREA-TIPO, ORÓGENO ARAÇUAÍ.**

Autora: Tatiana Gonçalves Dias

Dissertação de mestrado apresentada ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de mestre.

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientação: Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa-Soares

Belo Horizonte, 28 de fevereiro de 2012

D541c Dias, Tatiana Gonçalves.
2012 Caracterização geoquímica e geocronológica do complexo
Jequitinhonha na área-tipo, Orógeno Araçuaí [manuscrito] / Tatiana
Gonçalves Dias. – 2012.
x, 96 f.: il.(algumas color.)

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

Orientador: Antônio Carlos Pedrosa-Soares.

Área de Concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 85-95.

Inclui anexo.

1. Geocronologia – Teses. 2. Geoquímica – Teses. 3.
Jequitinhonha, Rio, Vale (MG e BA) – Teses. I. Pedrosa-Soares,
Antônio Carlos. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de
Geociências. III. Título.

CDU: 550.4

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Antônio Carlos Pedrosa-Soares, o Calota, pela jornada de ensinamentos, pelas críticas construtivas, pelo apoio e amizade sempre regados a muita descontração, fundamentais para a realização deste trabalho.

Aos professores Ivo Dussin e Fernando Alkmim e ao Luiz Carlos Silva pelas análises de zircões detríticos e pelas valiosas discussões. Aos professores Antônio Wilson Romano, Alexandre Uhlein pelas contribuições essenciais a essa dissertação. Um agradecimento especial ao professor Carlos Maurício Noce (*in memorian*), pelas discussões e pela brilhante contribuição científica, guardadas como herança junto com os inesquecíveis momentos de convivência.

Em Montréal, Canadá, meus sinceros agradecimentos ao professor Ross Stevenson, pelo acolhimento, amizade e pelos valiosos ensinamentos e aos colegas do GEOTOP - Université Du Québec à Montréal (UQÀM), em ao especial Bassam Ghaleb, André Poirier e Grant Cox. *Merci beaucoup!*

Aos profissionais do Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFGM) pelo auxílio nas diversas etapas deste trabalho.

Aos amigos de pós-graduação Estefânia Santos, Lilian Catone, Camila Gradim, Daniel Gradim, Tiago Lopes (Pexin), Tiago Novo, Francisco Vilela (Chicó), Paulo Henrique (Chupa), Julio Sanglard, Yuri Ribeiro, pela divertida convivência e amizade, em especial ao Jorge Roncato pelos mais divertidos e surpreendentes trabalhos de campo.

Aos eternos amigos: Mônica Mendes, Joana Magalhães, Dora Atman, Daniel Galvão, Humberto Reis (Broz), Matheus Kuchenbecker (Alemão), sempre presentes na vida geológica e fora dela, com apoio e amizade incondicionais.

Impossível expressar aqui os agradecimentos àqueles que foram fundamentais, pelo apoio incondicional e pelas palavras positivas: meus pais, Noemia e Hamilton (*in memorian*), irmãos, Dina, Ângelo, Du e Gui e aos meus pais de coração (Enida e Sô Caxito). Um agradecimento mais que especial ao Fabrício Caxito, admirável geocientista, pelo apoio sempre incondicional, acompanhado de brilhantes doses de ensinamentos essenciais em todas as etapas deste trabalho, além do companheirismo, amizade e amor, *toujours...*

“É necessário, pois, examinar por si mesmo estas enormes pilhas de camadas sobrepostas, estudar os pequenos regatos arrastando lodo, contemplar as vagas roendo as velhas penedias, para ter-se qualquer noção da duração dos períodos decorridos, de que os monumentos nos chegam de toda a parte.”

Charles Darwin – *A Origem das Espécies*

RESUMO

O Complexo Jequitinhonha é uma das unidades metassedimentares mais extensas do domínio interno do Orógeno Araçuaí. Em sua área-tipo, entre as cidades de Jequitinhonha e Almenara (MG), é composto por paragnaisse peraluminoso (kinzigítico) migmatizado, com intercalações de quartzito, grafita gnaíse, rocha calcissilicática e metamáfica. Os gnaíses kinzigíticos são tipicamente ricos em Al_2O_3 (11.49%–19.80%), com $\text{SiO}_2=57.82\%–75.93\%$, $\text{K}_2\text{O}=0.24\%–4.93\%$, $\text{Na}_2\text{O}=0.87–3.24\%$ e $\text{CaO}=0.33–6.85\%$, refletindo uma predominância de contribuição pelítica em seus protólitos. A química de elementos maiores sugere pelitos grauvaquianos e grauvacas para a maioria dos protólitos. Padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados ao condrito indicam um enriquecimento moderado em ETR leves em relação aos pesados ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6.67–14.38$) e uma anomalia de Eu proeminente ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.52–0.81$), características similares ao NASC e comparáveis a turbiditos de margem passiva. Razões Th/Sc entre 0.58 e 1.08 também sugerem o retrabalhamento de crosta continental evoluída como principal fonte dos protólitos. A análise dos espectros de idade U-Pb em zircões detríticos (LA-ICP-MS) para duas amostras de quartzito permite identificar seis picos de idade principais nas áreas fonte do Complexo Jequitinhonha, ao redor de 950, 1200, 1500, 1800, 2000 e 2500 Ma. Os zircões mais novos encontrados e a idade do metamorfismo regional na fácies granulito indicam que a deposição dos protólitos ocorreu entre 898 e 575 Ma atrás. As razões isotópicas de Nd dos gnaíses kinzigíticos são muito homogêneas, com idades-modelo T_{dm} entre 1,6 – 1,8 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(575 \text{ Ma})}$ de -7,0 a -7,9. Os dados isotópicos sugerem a predominância de crosta paleoproterozóica, com uma proporção menor de crosta meso a neoproterozóica, nas áreas-fonte do Complexo Jequitinhonha, que envolvem o embasamento do Cráton do São Francisco, os complexos Juiz de Fora e Mantiqueira (~2.0 Ga), e as rochas vulcânicas relacionadas ao rifteamento Toniano, especialmente o espesso pacote vulcânico da Faixa Oeste Congolesa (~1.0–0.9 Ga). O Complexo Jequitinhonha pode ser correlacionado às formações superiores do Grupo Macaúbas, que apresentam espectros de idades U-Pb em zircões detríticos e assinatura isotópica de Nd similares. Dessa forma, como sugerido pelos dados geoquímicos e isotópicos, os protólitos do Complexo Jequitinhonha foram provavelmente depositados na margem passiva distal da bacia precursora do Orógeno Araçuaí.

Palavras-chave: Complexo Jequitinhonha, litoquímica, geocronologia U-Pb, Orógeno Araçuaí

ABSTRACT

The Jequitinhonha Complex is one of the most extensive metasedimentary units of the Araçuaí Orogen internal domain, in southeastern Brazil. In its type-area, between Jequitinhonha and Almenara (MG), it is composed of migmatized peraluminous (kinzigitic) paragneiss with intercalations of quartzite, graphite gneiss, calcsilicate and metabasics rocks. The kinzigitic gneisses are typically rich in Al_2O_3 (11.49%–19.80%), with $\text{SiO}_2=57.82\%–75.93\%$, $\text{K}_2\text{O}=0.24\%–4.93\%$, $\text{Na}_2\text{O}=0.87–3.24\%$ e $\text{CaO}=0.33–6.85\%$, reflecting predominance of pelitic contribution. The major element attributes suggest graywacky pelite and graywacke to most paragneiss protoliths. Chondrite-normalized rare earth elements patterns (REE) shows moderated enrichment in light rare earth elements ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6.67–14.38$) and a prominent negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.52–0.81$), which are similar to NASC and comparable to passive margin turbidite patterns. Th/Sc ratios in between 0.58 and 1.08 also suggest the reworking of evolved continental crust as the main source for the protoliths. The analysis of the detrital zircon U-Pb age spectra (LA-ICP-MS) from two quartzite samples allows to identify six main age peaks in the source areas of the Jequitinhonha Complex, at around 950, 1200, 1500, 1800, 2000 and 2500 Ma. The youngest detrital zircon found and the age of granulite-facies regional metamorphism in the area brackets the deposition of the protoliths in between 898 and 575 Ma. The Nd isotopic signatures of the kinzigitic gneisses are very homogeneous, with T_{dm} in between 1.6 - 1.8 Ga and $\epsilon_{\text{Nd}(575 \text{ Ma})}$ from -7.0 to -7.9. The isotopic data suggest the predominance of Paleoproterozoic crust, mixed with smaller amounts of Meso to Neoproterozoic crust, in the Jequitinhonha Complex source areas, which involve the São Francisco Craton basement, the Juiz de Fora and Mantiqueira complexes (~2.0 Ga), and the tonian rift-related magmatic rocks, especially the thick volcanic sequence of the West Congo Fold Belt (~1.0–0.9 Ga). The Jequitinhonha Complex can be correlated to the upper Macaúbas Group, which show similar detrital zircon age spectra and Nd isotopic signatures. Therefore, as suggested by the lithochemical and isotopic data, the Jequitinhonha Complex protoliths are probably deposited in the distal passive margin of the precursor basin to the Araçuaí Orogen.

Keywords: Jequitinhonha Complex, lithochemistry, U-Pb geochronology, Araçuaí Orogen

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
EPÍGRAFE	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
SUMÁRIO	v
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	ix
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	01
1.1 Localização e acessos.....	01
1.2 Natureza do problema e objetivos	01
1.3 Metodologia de trabalho	02
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL	04
2.1 Contexto Geotectônico	04
2.2 Geologia Regional.....	06
2.2.1 Embasamento.....	06
2.2.2 Unidades Neoproterozóicas e Cambrianas	07
2.2.2.1 Grupo Macaúbas.....	07
2.2.2.2 Suíte Salto da Divisa.....	08
2.2.2.3 Complexo Jequitinhonha	09
2.2.3 Plutonismo Orogênico.....	11
2.2.3.1 Supersuíte G1	11
2.2.3.2 Supersuíte G2	11
2.2.3.3 Supersuíte G3	12
2.2.3.4. Supersuíte G4	12
2.2.3.5. Supersuíte G5	13
2.2.4 Bacias Orogênicas.....	13
2.3 Evolução tectônica do Orógeno Araçuai	14
CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA	18
3.1 Complexo Jequitinhonha	18
3.1.1 Gnaisse kinzigítico	18

3.1.2 Quartzito	22
3.1.3 Grafita gnaissé	23
3.1.4 Rocha calcissilicática.....	24
3.1.5 Rocha metamáfica.....	25
3.2 Rocha metaultramáfica.....	25
3.3 Plutonismo Orogênico	27
3.3.1 Supersuíte G1	27
3.3.1.1 Suíte Rancho Alegre - unidade Água Preta.....	27
3.3.1.2 Unidade Felizburgo	28
3.3.2 Supersuíte G2 – Granito Maranhão.....	28
3.3.3 Supersuíte G3	29
3.3.4 Supersuíte G5.....	29
CAPÍTULO 4 - METAMORFISMO	34
CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	36
5.1 Acervo estrutural dúctil.....	36
5.2 Domínio Estrutural Sul.....	39
5.3 Domínio Estrutural Centro-Norte.....	40
CAPÍTULO 6 - LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO COMPLEXO JEQUITINHONHA.....	42
6.1 Artigo publicado em <i>Geonomos</i>	42
6.2 Artigo a ser submetido ao <i>Precambrian Research</i>	42
6.2.1 Introduction	43
6.2.2 Geological Setting.....	44
6.2.3 The Jequitinhonha Complex.....	47
6.2.4 Analytical Procedures.....	51
6.2.5 Lithochemistry	52
6.2.6 U-Pb (LA-ICP-MS) data.....	59
6.2.6.1 Results.....	60
6.2.6.2 Discussion	60
6.2.7 Sm-Nd data.....	65
6.2.8 Conclusions	69

CAPÍTULO 7 - LITOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd do PLUTONISMO OROGÊNICO ASSOCIADO AO COMPLEXO JEQUITINHONHA	71
7.1 Litoquímica	71
7.2 Sm-Nd.....	78
7.3 Interpretação dos dados litoquímicos e isotópicos dos granitóides.....	81
CAPÍTULO 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	82
CAPÍTULO 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	85

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1 - Localização da região estudada, nordeste de Minas Gerais (DNIT 2009).....	01
---	----

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL

2 - Extensão e contexto geotectônico do Complexo Jequitinhonha (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2008).....	05
3 - Mapa esquemático do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2001, 2005, 2008).....	14
4 - Modelo evolutivo para o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental (Alkmim <i>et al.</i> 2006, 2007).....	16

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA

5 - Mapa Geológico da região entre Almenara e Jequitinhonha (MG).....	20
6 - Gnaiss kinzigítico migmatítico com estrutura estromática	21
7 - Gnaiss kinzigítico migmatítico com estrutura <i>schlieren</i>	21
8 - Gnaiss kinzigítico migmatítico com dobras ptigmáticas.....	21
9 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) do paleossoma kinzigítico	21
10 - Quartzito.....	23
11 - Fotomicrografias sob nicóis cruzados e paralelos de quartzito	23
12 - Lente de rocha calcissilicática em gnaiss kinzigítico	26
13 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) de rocha calcissilicática.....	26

14 - Rocha metaultramáfica.....	26
15 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) de rocha metaultramáfica.....	26
16 – Estrutura preenchida por calcedônia com hábito botrioidal.	26
17 – Granodiorito Água Preta.....	31
18 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) do granodiorito Água Preta.....	31
19 - Granito Felizburgo.....	31
20 - Granito Felizburgo em afloramento próximo ao contato com o Complexo Jequitinhonha.....	32
21 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) de granito Felizburgo.....	32
22 - Granito Maranhão foliado.....	32
23 - Agregados de cordierita em meio ao Granito Maranhão.....	32
24 - Fotomicrografia do Granito Maranhão (nicóis cruzados).....	32
25 – Leucogranito da supersuíte G3.....	33
26 - Granitóides de borda foliados da supersuíte G5.....	33
27 - Fotomicrografias (nicóis cruzados) de granitos de borda da supersuíte G5.....	33

CAPÍTULO 4 - METAMORFISMO

28 - Diagrama pressão (Kb) x razão Fe/(Mg + Fe).....	35
--	----

CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

29 - Estruturas de transposição de bandamento.....	36
30 - Dobras em gnaiss kinzigítico do Complexo Jequitinhonha.....	38
31 - Foliação milonítica (S_n).....	38
32 - Estereogramas de contorno isoareal de pólos da foliação S_n e medidas de lineação mineral L_n para o Domínio Estrutural Sul.....	39
33 - Lineação de estiramento de quartzo (L_n) oblíqua à foliação (S_n) subvertical.....	40
34 - Estereograma de contorno isoareal de pólos de acamamento S_0 para o Domínio Estrutural Sul... ..	40
35 - Estereogramas de contorno isoareal para o Domínio Estrutural Centro-Norte de (a) pólos da foliação S_n , e medidas de lineação mineral L_n	41
36 - Estereograma de contorno isoareal de pólos de acamamento S_0 , para o Domínio Estrutural Centro-Norte.....	41

CAPÍTULO 6 - LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO COMPLEXO JEQUITINHONHA

37 – Geotectonic setting of the Jequitinhonha Complex.....	44
38 - The Jequitinhonha Complex in the geological map of the Araçuaí orogen.....	47

39 - Geologic map of the Almenara-Jequitinhonha region	49
40 - Petrographic features of the Jequitinhonha Complex rocks	50
41 - Major element bivariate diagrams for kinzigitic gneiss samples.....	54
42 - Major and trace element bivariate diagrams for kinzigitic gneiss samples	55
43 - Paragneiss samples of the Jequitinhonha Complex plotted in the protolith discrimination diagram.....	56
44 - Patterns of trace and rare earth elements of the Jequitinhonha Complex.....	57
45 - REE patterns for paragneiss samples from the Jequitinhonha Complex	59
46 - Age histograms and concordia diagrams for U-Pb data from detrital zircon grains.....	65
47 - Nd isotopic evolution diagram for paragneiss samples of the Jequitinhonha Complex	67
48 - Nd isotopic signatures for the paragneiss samples of the Jequitinhonha Complex.....	68

CAPÍTULO 7 - LITOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd do PLUTONISMO OROGÊNICO ASSOCIADO AO COMPLEXO JEQUITINHONHA

49 - Classificação das amostras das supersuítas graníticas G1, G2 e G5	75
50 - Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos.....	77
51 - Padrões de elementos terras raras normalizados ao condrito	78
52 - Diagrama de evolução de Nd para as amostras das supersuítas G1, G2 e G5	80

CAPÍTULO 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

53 - Seção esquemática ilustrando a possível variação proximal-distal nas condições sedimentares durante a deposição dos protólitos do Complexo Jequitinhonha.....	82
--	----

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 6 - LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO COMPLEXO JEQUITINHONHA

1 - Lithochemistry data from paragneiss samples of the Jequitinhonha Complex	52
2 - U-Pb (LA-ICP-MS) data for detrital zircon grains from quartzite sample (AT-128)	61
3 - U-Pb (LA-ICP-MS) data for detrital zircon grains from quartzite sample (JE-03).....	63
4 - Nd isotopic data for rocks from the Jequitinhonha / Almenara region.....	66

CAPÍTULO 7 - LITOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd do PLUTONISMO OROGÊNICO ASSOCIADO AO COMPLEXO JEQUITINHONHA

5 - Elementos maiores, traços e terras raras dos granitóides de ocorrência na região de Jequitinhonha-Almenara.....	71
6 - Norma CIPW das amostras das supersuítas G1, G2 e G5.....	74
7 - Elementos maiores de amostras do Granito Maranhão na região de Almenara (Daconti 2004)	76
8 - Dados isotópicos Nd para as amostras das supersuítas G1, G2 e G5	80

ANEXO I

Artigo Publicado em <i>Geonomos</i> - Idade máxima de sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão.....	96
--	-----------

extensa região composta essencialmente de granitóides e rochas de alto grau metamórfico que compõem o núcleo orogênico nos centro-leste de Minas Gerais, Espírito Santo e região sul da Bahia (Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2011a). É neste núcleo orogênico que ocorre uma das unidades de maior extensão do Orógeno Araçuai, o Complexo Jequitinhonha (Almeida & Litwinski 1984), uma sucessão de alto grau metamórfico dominada por paragnaisse peraluminoso (kinzigítico) migmatizado, com intercalações de quartzito, grafita gnaisse e rocha calcissilicática.

Esta dissertação tem como objetivo principal a caracterização do significado geotectônico e posição cronoestratigráfica do Complexo Jequitinhonha no contexto evolutivo do Orógeno Araçuai, com detalhamento da natureza e fonte dos protolitos, idade de sedimentação, e ambientes deposicional e paleotectônico. Esse problema foi abordado através da realização de estudos de campo e análises petrográficas, litoquímicas e isotópicas através dos métodos U-Pb (LA-ICP-MS) em grãos de zircão detrítico e Sm-Nd em rocha total. Os principais resultados da dissertação são apresentados na forma de um artigo em inglês, a ser submetido para periódico especializado internacional (Capítulo 6).

A nomenclatura estratigráfica adotada nesta dissertação, incluindo as rochas graníticas associadas ao Complexo Jequitinhonha, se baseia nos trabalhos de Almeida & Litwinski (1984), Pedrosa-Soares *et al.* (2007, 2011a) e Paes *et al.* (2010).

1.3 Metodologia de trabalho

Como base para a consecução dos objetivos propostos realizaram-se 33 dias de trabalhos de campo na área-tipo do Complexo Jequitinhonha, situada entre Almenara e Jequitinhonha, durante os quais foram descritos 174 afloramentos. O mapa geológico e seções da área de estudo apresentadas (Fig. 5) se baseiam nestas informações de campo e resultados das análises realizadas, em adição à compilação de cartas recentes em escala 1:100.000 (Drummond & Malouf 2010, Gomes 2010, Junqueira *et al.* 2010, Pinto 2010, Paes *et al.* 2010).

As amostras de rochas mais representativas e homogêneas, livres de intemperismo, foram escolhidas para análises litoquímicas na Acme Analytical Laboratories Ltda., Vancouver, Canadá. Foram analisadas 17 amostras, das quais nove são de paragnaisse do Complexo Jequitinhonha, e as demais de rochas graníticas das supersuítas G1 (três amostras), G2 (uma amostra) e G5 (três amostras). Outras 26 análises de paragnaisse do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia, além de 3 análises de xisto do Grupo Macaúbas do sul da Bahia, foram compiladas de trabalhos anteriores (Reis 1999, Teixeira 2002, Daconti 2004, Paes *et al.* 2010).

Para análise isotópica U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão duas amostras de quartzito foram selecionadas, a primeira de uma camada decamétrica intercalada a paragnaisse do

Complexo Jequitinhonha, e a segunda de uma unidade quartzítica a norte de Jequitinhonha, denominada Formação Mata Escura (Paes *et al.* 2010). As análises U-Pb (LA-ICP-MS) foram realizadas pelas rotinas convencionais dos laboratórios de geocronologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Australian National University (Camberra, Austrália).

Para as análises isotópicas Sm-Nd em rocha total foram escolhidas 17 amostras, sendo nove de gnaisse kinzigítico e uma de quartzito do Complexo Jequitinhonha, e as demais de rochas graníticas das supersuítas G1 (duas amostras), G2 (duas amostras) e G5 (três amostras). As análises Sm-Nd foram realizadas no laboratório GEOTOP da Université du Québec à Montréal, Canadá, durante estágio realizado pela autora de março a julho de 2011, sob orientação do Prof. Ross Stevenson, com o suporte do programa Emerging Leaders in the Americas do Canadian Bureau for International Education. A metodologia e os procedimentos analíticos adotados para as análises litoquímicas e isotópicas são descritos detalhadamente no Capítulo 6.

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL

Este capítulo apresenta a contextualização geotectônica, a geologia regional (incluindo breve síntese de trabalhos pioneiros) e o estágio atual de conhecimento sobre a evolução do Orógeno Araçuaí, com ênfase na região onde se situa o Complexo Jequitinhonha.

2.1 Contexto Geotectônico

O Orógeno Araçuaí compõe o setor setentrional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981, Heilbron *et al.* 2004), um segmento do sistema orogênico brasileiro-panafricano desenvolvido entre o Neoproterozóico e o Cambriano, durante a amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental (Trompette 1994, Brito-Neves *et al.* 1999).

A definição deste orógeno (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001), que inclui a Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida 1977), surgiu da identificação e correlação dos componentes geotectônicos essenciais para a caracterização de um edifício orogênico de margem de placa, tais como complexos ofiolíticos, um arco magmático e produtos de plutonismo sincolisional (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). A Faixa Congo Ocidental é a contraparte do Orógeno Araçuaí, situada na costa oeste da África, separada durante a abertura do Oceano Atlântico sul, no Cretáceo (Fig. 2; Tack *et al.* 2001, Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

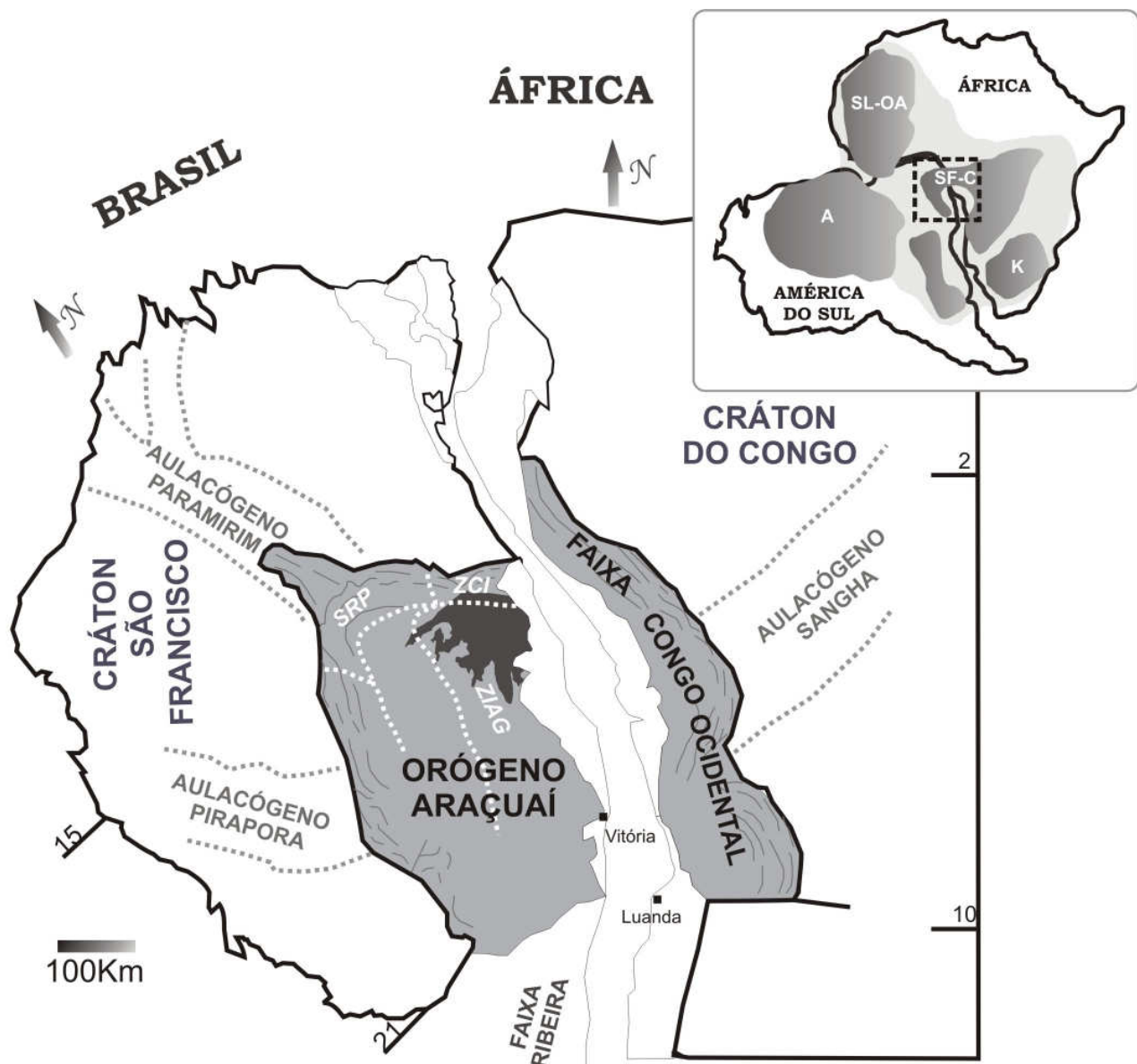


Fig. 2 - Extensão e contexto geotectônico do Complexo Jequitinhonha, em cinza escuro, em relação ao Orógeno Araçuaí, Faixa Congo Ocidental, e crátons São Francisco e Congo, em reconstrução paleotectônica (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2008). SRP, Saliência do Rio Pardo; ZCI, Zona de Cisalhamento de Itapebi; ZIAG, Zona Interna de Alto Grau (ver Alkmim *et al.* 2006).

Em termos amplos, o Orógeno Araçuaí pode ser subdividido nos domínios tectônicos externo e interno (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001). O domínio tectônico externo corresponde à maior parte da Faixa de Dobramentos Araçuaí, marginal ao Cráton do São Francisco (tal como definida por Almeida 1977) e sua continuação na África, a Faixa Congo Ocidental, que baliza o limite sudoeste do Cráton do Congo (Pedrosa-Soares *et al.* 2008). Este domínio tem a forma de uma ferradura, com a concavidade voltada para sul, e seus ramos de orientação meridiana são interligados pelo arco situado na região norte do Orógeno Araçuaí (Fig. 2). As principais estruturas do domínio externo relacionam-se a sistemas de empurrões com transporte tectônico rumo ao cráton e metamorfismo crescente, de fácies xisto verde

baixo à fácies anfibolito médio, a partir das bordas cratônicas em direção ao domínio interno. À exceção de intrusões pós-colisionais, o domínio externo é livre de magmatismo orogênico. Este domínio inclui parcial a totalmente compartimentos menores, definidos por Alkmim *et al.* (2006), tais como a Saliência do Rio Pardo (que marca a zona de deformação induzida pelo orógeno para dentro do Aulacógeno Paramirim) e a parte norte da Zona de Cisalhamento de Itapebi (Fig. 2).

A região enfocada neste trabalho insere-se no domínio tectônico interno, caracterizado por extenso magmatismo orogênico ediacarano a cambriano, e complexos paragnáissicos nas fácies anfibolito alto e granulito (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011a). O domínio interno inclui a maior parte da Zona de Cisalhamento de Itapebi e a Zona Interna de Alto Grau (Alkmim *et al.* 2006), sendo que a região aqui focalizada situa-se na fronteira entre estes dois compartimentos (Fig. 2). Dentre as extensas unidades paragnáissicas do domínio interno destacam-se os complexos Jequitinhonha, no nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia, e Nova Venécia, no Espírito Santo e extremo leste mineiro (Fig. 3).

2.2 Geologia Regional

A seguir, apresenta-se uma síntese sobre as principais unidades estratigráficas do Orógeno Araçuaí, com ênfase naquelas que ocorrem na região estudada (Fig. 3).

2.2.1 Embasamento

Considera-se como embasamento do Orógeno Araçuaí todas as unidades mais velhas que o Neoproterozóico (Fig. 3). Este embasamento contém unidades infracrustais arqueanas e paleoproterozóicas, que incluem complexos gnáissico-migmatíticos, intrusões graníticas, e corpos máficos e ultramáficos. As unidades supracrustais do embasamento são sucessões metavulcano-sedimentares e metassedimentares, com idade variável do Arqueano ao Mesoproterozóico, a exemplo de partes de *greenstone belts*, e dos supergrupos Minas e Espinhaço. Estas unidades infracrustais e supracrustais compuseram o embasamento do Paleocontinente São Francisco-Congo que foi retrabalhado pelo Orógeno Araçuaí (Noce *et al.* 2007). Na região estudada não se encontram rochas do embasamento pré-Neoproterozóico.

2.2.2 Unidades Neoproterozóicas e Cambrianas

Este item inclui sucessões metasedimentares e metavulcano-sedimentares, e unidades plutônicas, que podem ser agrupadas em dois conjuntos distintos: i) as unidades que preencheram a bacia precursora do Orógeno Araçuaí e o plutonismo a elas relacionado; e ii) as unidades orogênicas, ou seja, aquelas formadas por rochas que se originaram durante os estágios pré-colisional, sincolisional e pós-colisional do Orógeno Araçuaí.

O mapa geológico regional destaca em cores e/ou tramas as unidades neoproterozóicas e cambrianas do Orógeno Araçuaí (Fig. 3). Aqui serão enfatizadas apenas as unidades que interessam diretamente à região abordada e ao tema focado.

2.2.2.1 Grupo Macaúbas

Essa unidade neoproterozóica registra a sedimentação da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, desde a fase rifte até o estágio de margem passiva (Fig. 3). O Grupo Macaúbas compreende três conjuntos de unidades (Pedrosa-Soares *et al.* 2011b):

- unidades pré-glaciais, basais, sem diamictito, compostas essencialmente por arenitos e ruditos, com pelitos subordinados (formações Matão, Duas Barras e Rio Peixe Bravo);
- unidades glaciogênicas, *i.e.*, unidades portadoras de diamictito, formadas por influência glacial direta (glácio-terrestre a glácio-marinho sob influência direta de geleira) ou depositadas por fluxos gravitacionais marinhos a partir de fontes glaciais (formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã Inferior);
- unidades pós-glaciais, livres de diamictito, representadas por sucessões areno-pelíticas com raras intercalações de carbonato (Formação Chapada Acauã Superior), a pelíticas com intercalações de chert e formações ferríferas (Formação Ribeirão da Folha, a qual se associam lascas tectônicas de corpos metamáfico-ultramáficos ofiolíticos).

As unidades basais, formações Matão, Duas Barras e Rio Peixe Bravo, registram sedimentação fluvial a marinha, sem influência glacial, durante o estágio rifte da bacia Macaúbas (Noce *et al.* 1997, Martins *et al.* 2008, Pedrosa-Soares *et al.* 2008, 2011b). A idade máxima de deposição dessa sucessão situa-se em 900 ± 21 Ma, baseado em dados U-Pb em zircão detrítico (Babinski *et al.* 2012). Desta forma, a idade máxima de sedimentação do Grupo Macaúbas seria *ca.* 900 Ma.

A Formação Serra do Catuni, unidade glaciogênica mais proximal do Grupo Macaúbas, consiste de metadiamictito maciço com raras intercalações de quartzito e registra sedimentação glácio-terrestre a glácio-marinha proximal (Karfunkel & Hoppe 1988; Pedrosa-Soares *et al.* 1992,

2011b; Uhlein *et al.* 1999). A idade máxima de deposição dessa formação é 933 ± 9 Ma (U-Pb em zircão detrítico, Babinski *et al.* 2012). A Formação Serra do Catuni passa gradativamente, em termos verticais e laterais, para a Formação Chapada Acauã Inferior, uma espessa sucessão cíclica de metadiamicritos e metaturbiditos arenosos a pelíticos, com intercalações de xisto verde ortoderivado na seção basal a mediana e de mármore dolomítico no topo, depositada em ambiente glácio-marinho distal (Karfunkel & Hoppe 1988; Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2011b; Noce *et al.* 1997; Martins 2006). Os xistos verdes desta formação representam protólitos vulcânicos máficos, depositados em ambiente subaquático, cujas assinaturas litoquímica e isotópica Sm-Nd, e as idades U-Pb de zircões herdados sugerem vulcanismo transicional, característico de rifte continental tardio (Babinski *et al.* 2005, 2012; Gradim *et al.* 2005).

Na parte norte do orógeno, a leste do Bloco de Porteirinha, a Formação Nova Aurora, equivalente à Formação Chapada Acauã Inferior, apresenta grande volume de diamicritos ferruginosos e formações ferríferas diamicíticas, intercalados com turbiditos arenosos (Viveiros *et al.* 1979, Uhlein *et al.* 1999, Pedrosa-Soares *et al.* 2011b).

As sucessões pós-glaciais registram a sedimentação relacionada a ambiente de margem passiva proximal a distal, com desenvolvimento de substrato oceânico (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2011b). Nesse contexto, a Formação Chapada Acauã Superior consiste de intercalações de quartzito e metapelito, depositados em ambiente plataformal proximal de margem passiva, com idade máxima de deposição em 864 ± 30 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão detrítico, Pedrosa-Soares *et al.* 2000). A Formação Ribeirão da Folha encerra sucessões de metaturbiditos areno-pelíticos, metapelitos pelágicos, intercalações de rocha cálcio-silicática, formações ferríferas, metacherts sulfetados, e rochas metavulcânicas máficas. As rochas máficas e ultramáficas apresentam assinatura química de assoalho oceânico (MORB), e dados isotópicos Sm-Nd indicam a sua gênese como um complexo ofiolítico neoproterozóico (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2008). As idades obtidas em zircões de plagiogranito desse complexo ofiolítico indicam cristalização magmática em 646 ± 3 Ma (U-Pb LA-ICP-MS e SHRIMP, Queiroga *et al.* 2007, Queiroga 2010).

2.2.2.2 Suíte Salto da Divisa

A Suíte Salto da Divisa consiste de granitos alcalinos com autólitos gabróicos, portadores de fluorita, que foram envolvidos na deformação regional, mas apresentam porções com textura magmática bem preservada (Paixão & Perrella 2004, Sampaio *et al.* 2004, Silva *et al.* 2008). Os corpos desta suíte intrudem o embasamento do extremo nordeste do Orógeno Araçuaí e seu contato com o Complexo Jequitinhonha é uma marcante zona de cisalhamento transcorrente (Fig. 3). Esta suíte, que representa plutonismo anorogênico de rifte, foi datada em 875 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP,

Silva *et al.* 2008). Desta forma, a Suíte Salto da Divisa correlaciona-se com a fase rifte toniana na qual parte do Grupo Macaúbas se depositou.

2.2.2.3 Complexo Jequitinhonha

As rochas gnáissicas paraderivadas do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia foram reconhecidas inicialmente por Cordani (1973), Silva Filho *et al.* (1974), Mascarenhas *et al.* (1976) e Fontes *et al.* (1978). Esses autores destacam a composição kinzigítica dos gnaisses e migmatitos, segundo as características do kinzigito típico descrito por Fischer (1860 *apud* Mehnert 1971).

A denominação de Complexo Jequitinhonha para essa unidade metassedimentar foi proposta por Almeida & Litwinski (1984), e inclui, além dos gnaisses kinzigíticos, intercalações de gnaissito grafítico, quartzito, rochas calcissilicáticas, rocha metabásica e mármore.

Litwinski (1985) apresentou os primeiros dados geocronológicos para o Complexo Jequitinhonha a partir de análises Rb-Sr em amostras de rocha total do gnaissito kinzigítico, que resultaram em uma idade isocrônica de 642 ± 67 Ma (razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,717$), considerada como idade representativa do metamorfismo regional.

Siga Jr. (1986) e Siga Jr. *et al.* (1987) sugerem períodos de metamorfismo e granitogênese entre 660-570 Ma e resfriamento regional entre 540-480 Ma, a partir de análises isotópicas Rb-Sr e K-Ar do Complexo Jequitinhonha e rochas graníticas associadas. O grande predomínio do envolvimento de material proveniente de crosta continental na constituição dessas rochas é revelado pelas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ distribuídas no intervalo entre 0,708 e 0,720. Estes autores também apresentam a primeira datação U-Pb (TIMS) sobre zircão de gnaissito kinzigítico, que forneceu a idade de 590 ± 20 Ma. Esses dados foram importantes no sentido de demonstrar a importância da Orogenia Brasileira no metamorfismo do Complexo Jequitinhonha e na geração de rochas graníticas a partir da anatexia dos gnaisses kinzigíticos.

Silva *et al.* (1987) englobam os paragnaisses que ocorrem no nordeste de Minas Gerais no Complexo Paraíba do Sul, mas distingue o Grupo Almenara nos arredores da cidade homônima, composto por espessas camadas de quartzito com mergulho suave, correlacionado ao Grupo Macaúbas.

Perillo (1995), ao compilar a Folha Almenara na escala 1:250.000, denomina como Complexo Gnáissico-Kinzigítico a sequência de gnaisses de composição kinzigítica, gnaisses peraluminosos, metatexitos, intercalações de rochas calcissilicáticas e corpos metaultrabásicos, de ocorrência na região de Almenara-Jequitinhonha.

Pinto *et al.* (2000) denominam genericamente de Complexo Gnáissico-Kinzigítico toda a sucessão do Complexo Jequitinhonha, mapeada em parte do nordeste de Minas Gerais, em folhas do Projeto Leste da CPRM/COMIG, em escala 1: 500.000.

O Complexo Jequitinhonha contém diversas jazidas de grafita lamelar, citadas dentre as mais importantes das Américas, cujas características foram descritas por Faria (1997), Reis (1999), Daconti (2004) e Queiroga & Figueiredo (2004), dentre outros trabalhos.

As condições geotermobarométricas do metamorfismo regional do Complexo Jequitinhonha, situadas na transição de fácies anfíbolito-granulito, foram estudadas quantitativamente por Uhlein *et al.* (1998), Celino (1999) e Belém (2006), e indicam condições P-T no intervalo de 5-7 kbar a 800-900 °C.

Celino (1999), Celino *et al.* (2000) e Daconti (2004) apresentaram idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2,0 Ga e 1,6 Ga para gnaisses do Complexo Jequitinhonha.

Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2008) interpretam os protólitos dos paragnaisses do Complexo Jequitinhonha como sedimentos marinhos pelito-grauvaquianos, com intercalações ricas em matéria orgânica geradas em condições redutoras, as quais teriam originado os depósitos de grafita. Estes autores apontam o Complexo Jequitinhonha como um provável representante da margem passiva neoproterozóica da bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí, mas não descartam a hipótese de uma origem distinta para os protólitos dessa unidade, por exemplo, em bacia orogênica relacionada a arco magmático.

No Projeto Extremo Sul da Bahia, em escala 1:100.000, Teixeira (2002) e Sampaio *et al.* (2004) sugerem que o Complexo Jequitinhonha inclui depósitos de margem passiva e de bacia orogênica, correlacionando-os às rochas metassedimentares do Grupo Macaúbas e da Formação Salinas. Teixeira (2002) correlaciona a composição química dos gnaisses kinzigíticos às rochas metassedimentares descritas por Jung *et al.* (2000) no cinturão de Damara na Namíbia, em ambiente tectônico similar ao Orógeno Araçuaí.

Paes *et al.* (2010) executaram um importante trabalho de mapeamento regional na escala 1:100.000, o Projeto Jequitinhonha, que inclui as folhas mapeadas por Drummond & Malouf (2010), Gomes (2010), Junqueira *et al.* (2010) e Pinto (2010), as quais cobrem a área-tipo do Complexo Jequitinhonha e foram parcialmente compiladas para a elaboração do mapa geológico apresentado neste trabalho (Fig. 5).

2.2.3 Plutonismo Orogênico

As rochas magmáticas plutônicas formadas no processo orogênico que resultou no Orógeno Araçuaí têm sido agrupadas em unidades regionais, sendo que o trabalho mais atualizado sobre o assunto, publicado recentemente (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a), serve de base para a síntese apresentada adiante.

2.2.3.1 Supersuíte G1

A supersuíte G1 compreende batólitos e *stocks* do tipo I, compostos predominantemente por biotita-anfibólio tonalito e granodiorito, geralmente portadores a ricos em autólitos e fácies dioríticos a máficos. Os corpos mostram a foliação regional imposta pela deformação brasiliana, que pode se mostrar com feições miloníticas. Essas rochas compõem uma suíte cálcio-alcalina expandida, representante de arco magmático continental edificado entre 630 Ma e 585 Ma (*e.g.*, Nalini *et al.* 2000, 2005; Noce *et al.* 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011a; Pinto *et al.* 2000; Martins *et al.* 2004; Paes *et al.* 2010; Silva *et al.* 2010).

Na região de estudo desta dissertação, corpos de tonalito e granodiorito deformados (Suíte Rancho Alegre, Tonalito Água Preta, Granodiorito Felizburgo, dentre outros) foram identificados e caracterizados como rochas do tipo I, com assinatura litoquímica de arco magmático cálcio-alcálico (Gomes 2010, Paes *et al.* 2010). Uma datação U-Pb (LA-ICPMS) em amostra de zircão do gnaiss tonalítico Água Preta revelou idade de cristalização magmática em 622 ± 24 Ma (Silva *et al.* 2010), que juntamente com a assinatura litoquímica (Paes *et al.* 2010) e atributos isotópicos Sm-Nd ($\epsilon\text{Nd}_{(620)} = -4$ e idade-modelo $T_{DM} = 1,46$ Ga) evidencia a correlação desses corpos com os batólitos pré-colisionais situados do paralelo 18° para sul. Esses corpos representam, portanto, uma porção do arco magmático do Orógeno Araçuaí que teria sido tectonicamente transportada para nordeste desde a região de Teófilo Otoni (Silva *et al.* 2010).

2.2.3.2 Supersuíte G2

Esta supersuíte, com grande presença nas regiões centro-leste e nordeste do Orógeno Araçuaí, é predominantemente composta por granitos peraluminosos do tipo S, frequentemente com granada, cordierita e/ou sillimanita, ou granito a duas micas (Fig. 3). Nesses corpos, xenólitos e *roof pendants* das rochas encaixantes são comuns (Celino *et al.* 2000, Nalini *et al.* 2000, Noce *et al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011a, Paes *et*

al. 2010). Os corpos G2 geralmente apresentam a foliação regional, localmente milonítica, mas podem mostrar (como nos corpos G1) zonas com textura ígnea completamente preservada da deformação regional (Pedrosa-Soares *et al.* 2006, 2011a). A supersuíte G2 engloba os produtos da granitogênese do estágio sincolisional do Orógeno Araçuaí, cristalizados no intervalo de *ca.* 585-560 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Silva *et al.* 2011).

2.2.3.3 Supersuíte G3

Leucogranito com granada e/ou cordierita é a rocha típica da supersuíte G3. Os corpos G3 são livres da foliação regional, mas podem apresentar uma foliação reliquiar incipiente (*schlieren*), resultante de restos de fusão parcial. O leucogranito G3 mostra contatos transicionais em corpos G2, nos quais forma veios, vênulas e bolsões de formas irregulares, caracterizando-se como um produto autóctone da anatexia de granitos G2, após o estágio sincolisional, com maior incidência em torno de 540-530 Ma, como indicam os dados até agora disponíveis (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006, 2011a; Whittington *et al.* 2001; Silva *et al.* 2005; Castañeda *et al.* 2006).

Entretanto, a fusão parcial de granito peraluminoso G2, induzida por grandes intrusões tardias, também dá origem a um granada-cordierita leucogranito (em tudo similar ao G3 regional) que se faz presente nas auréolas térmicas de corpos da supersuíte G5. A ocorrência deste fenômeno foi apontada na região em estudo por Whittington *et al.* (2001) e Silva *et al.* (2010), e também ocorre em outras regiões do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a). Desta forma, é possível que corpos graníticos atribuídos à supersuíte G3 em folhas do Projeto Jequitinhonha (Drummond & Malouf 2010, Gomes 2010, Junqueira *et al.* 2010, Paes *et al.* 2010, Pinto 2010) sejam, simplesmente, maciços com maior concentração de granada-cordierita leucogranito formado pela fusão parcial de granito G2 na auréola térmica do Batólito Medina, uma das maiores intrusões G5 de todo o orógeno.

2.2.3.4 Supersuíte G4

A supersuíte G4 compreende intrusões do tipo S, compostas por granito a duas micas, granito pegmatóide e biotita granito (Fig. 3), cristalizados entre 535 Ma e 500 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 1987, 2011a; Grossi-Sad *et al.* 1997; Basílio *et al.* 2000; Pinto *et al.* 2000). Estas intrusões são consideradas como correspondentes alóctones, cristalizadas em níveis crustais superiores, em relação à supersuíte G3 (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

2.2.3.5 Supersuíte G5

A supersuíte G5 inclui intrusões do tipo I, livres da foliação regional, cálcio-alcálicas, ricas em potássio e ferro, de composição granítica, charnockítica, enderbítica e/ou norítica (Fig. 3). Nessas rochas, frequentemente são observados enclaves máficos que sugerem misturas de magmas. Idades de cristalização indicam que o plutonismo G5 ocorreu entre 520 Ma e 490 Ma, durante o estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí, e é resultante da mistura de magmas mantélicos e crustais (Wiedemann *et al.* 1997, 2002, Noce *et al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pinto *et al.* 2001, Campos *et al.* 2004, Martins *et al.* 2004, Castañeda *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2006, 2011a).

2.2.4 Bacias Orogênicas

Algumas unidades antes consideradas como pertencentes à bacia precursora do Orógeno Araçuaí foram reinterpretadas, à luz de dados litoquímicos e idades de grãos detríticos de zircão, como representantes de bacias orogênicas, ou seja, relacionadas ao estágio pré-colisional e à evolução do arco magmático do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008).

É o caso da Formação Salinas, que consiste de uma sucessão de metawacke turbidítico, metapelito e metaconglomerado (Fig. 3), com idade máxima de deposição em torno de 588 ± 24 Ma (Lima *et al.* 2002, Pedrosa-Soares *et al.* 2008, Santos *et al.* 2009).

As bacias orogênicas até agora reconhecidas, na região do arco magmático, são representadas pelo Grupo Rio Doce e pelo Complexo Nova Venécia (Fig. 3). As unidades inferiores do Grupo Rio Doce incluem rochas metapiroclásticas e rochas metavulcanoclásticas, intermediárias a félsicas, datadas em torno de 585 Ma (Vieira 2007). O Complexo Nova Venécia, composto essencialmente de paragnaisse peraluminoso (kinzigítico), contém grãos detríticos de zircão com idade em torno de 590 Ma e foi considerado como representante da bacia retroarco do Orógeno Araçuaí (Noce *et al.* 2004).

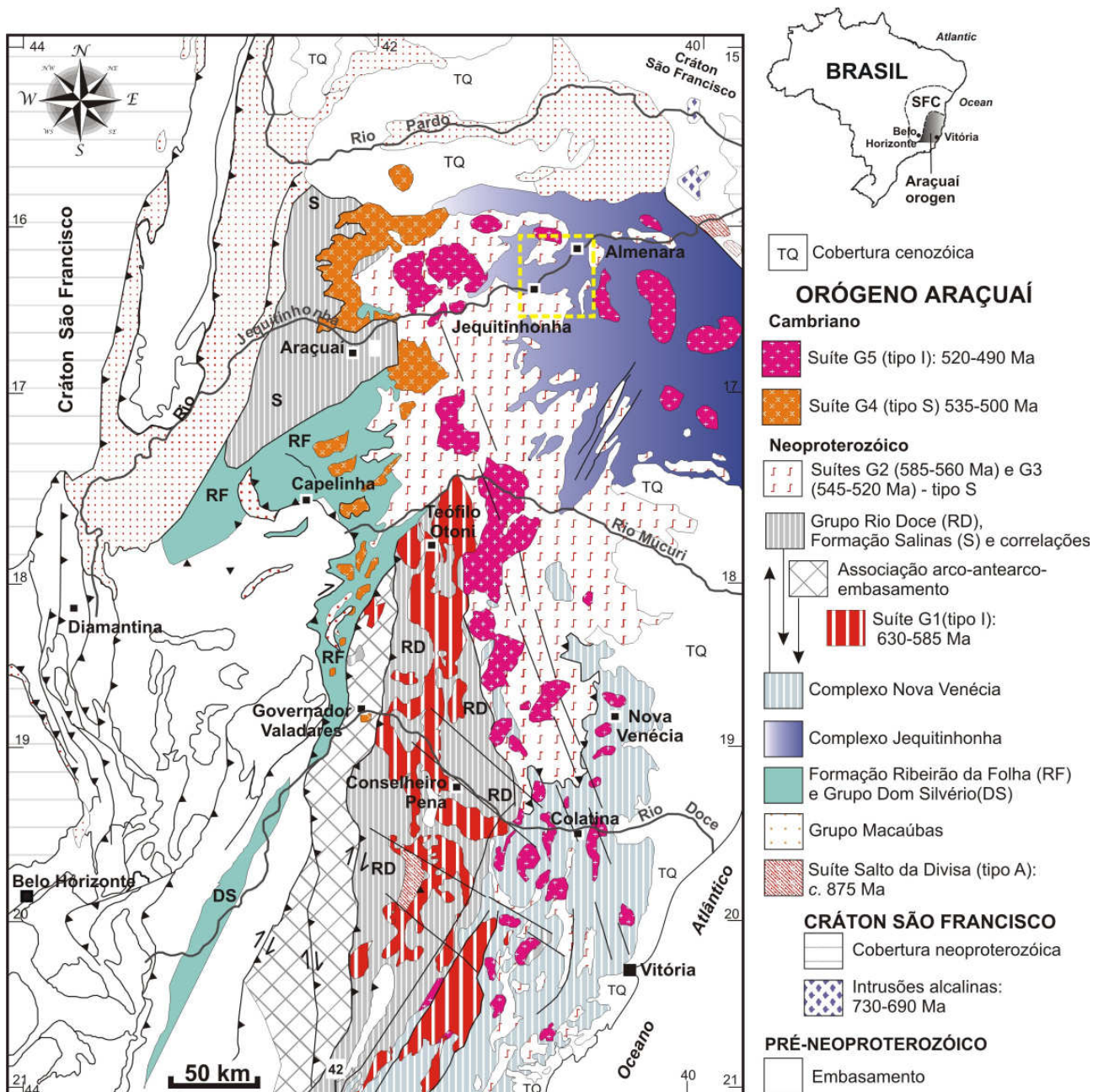


Fig. 3 - Mapa esquemático do Orógeno Araçuaí (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2007). O Complexo Jequitinhonha é destacado em azul na porção nordeste do mapa. O retângulo pontilhado em amarelo indica a área de estudo.

2.3 Evolução do Orógeno Araçuaí

Apresenta-se uma breve síntese sobre a evolução do Orógeno Araçuaí, desde a abertura da bacia precursora até a fase de colapso gravitacional, com base nos trabalhos de Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007, 2008), Alkmim *et al.* (2006) e Pedrosa-Soares & Alkmim (2011).

A bacia precursora do Orógeno Araçuaí inicia-se com o desenvolvimento de um rifte continental, resultante da ascensão de uma pluma astenosférica que promoveu a formação de enxames de diques máficos, vulcanismo bimodal e granitogênese do tipo A (Machado *et al.* 1989, D'Agrella-Filho *et al.* 1990, Côrrea-Gomes & Oliveira 1997, Tack *et al.* 2001, Pedrosa-Soares *et al.*

2001, 2008, Silva *et al.* 2008). As unidades pré-glaciais e glaciogênicas do Grupo Macaúbas representam o preenchimento dessa bacia rifte e sua transição para margem passiva (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, 2011b). O estágio de margem passiva teria culminado na geração de litosfera oceânica em torno de 646 Ma, representada por diversos remanescentes ofiolíticos que se distribuem pela região central a meridional do orógeno (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, Queiroga *et al.* 2007, Queiroga 2010).

Assim, a bacia precursora teria a sua parte norte completamente ensialica e cercada pela ponte continental que permaneceu entre a Península São Francisco e o Continente Congo (*e.g.*, Porada 1989, Cordani *et al.* 2003). Neste contexto, a bacia precursora teria a configuração de um amplo golfo, cercado por continente a norte, leste e oeste, mas oceanizado a sul e, aí, aberto para o Oceano Adamastor (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2008; Alkmim *et al.* 2006).

Neste cenário paleogeográfico, a inversão tectônica da bacia precursora levou à formação de um tipo particular de edifício orogênico: o orógeno confinado (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Rogers & Santosh 2004). Entretanto, a natureza confinada e a pouca quantidade de litosfera oceânica requerem um mecanismo de inversão tectônica específico, ao qual se denominou “tectônica quebra-nozes” (Alkmim *et al.* 2006, 2007). Por este modelo, a subducção de litosfera oceânica na bacia precursora do Orógeno Araçuá teria sido, inicialmente, catalisada por colisões à distância, como as dos crátons Paranapanema, Amazônico e Kalahari contra as margens externas do Cráton São Francisco-Congo, a partir de *ca.* 630 Ma (Fig. 4). Este mecanismo se assemelha ao funcionamento de um quebra-nozes, com a acomodação da deformação imposta sobre o interior cratônico em aulacógenos (Paramirim e outros).

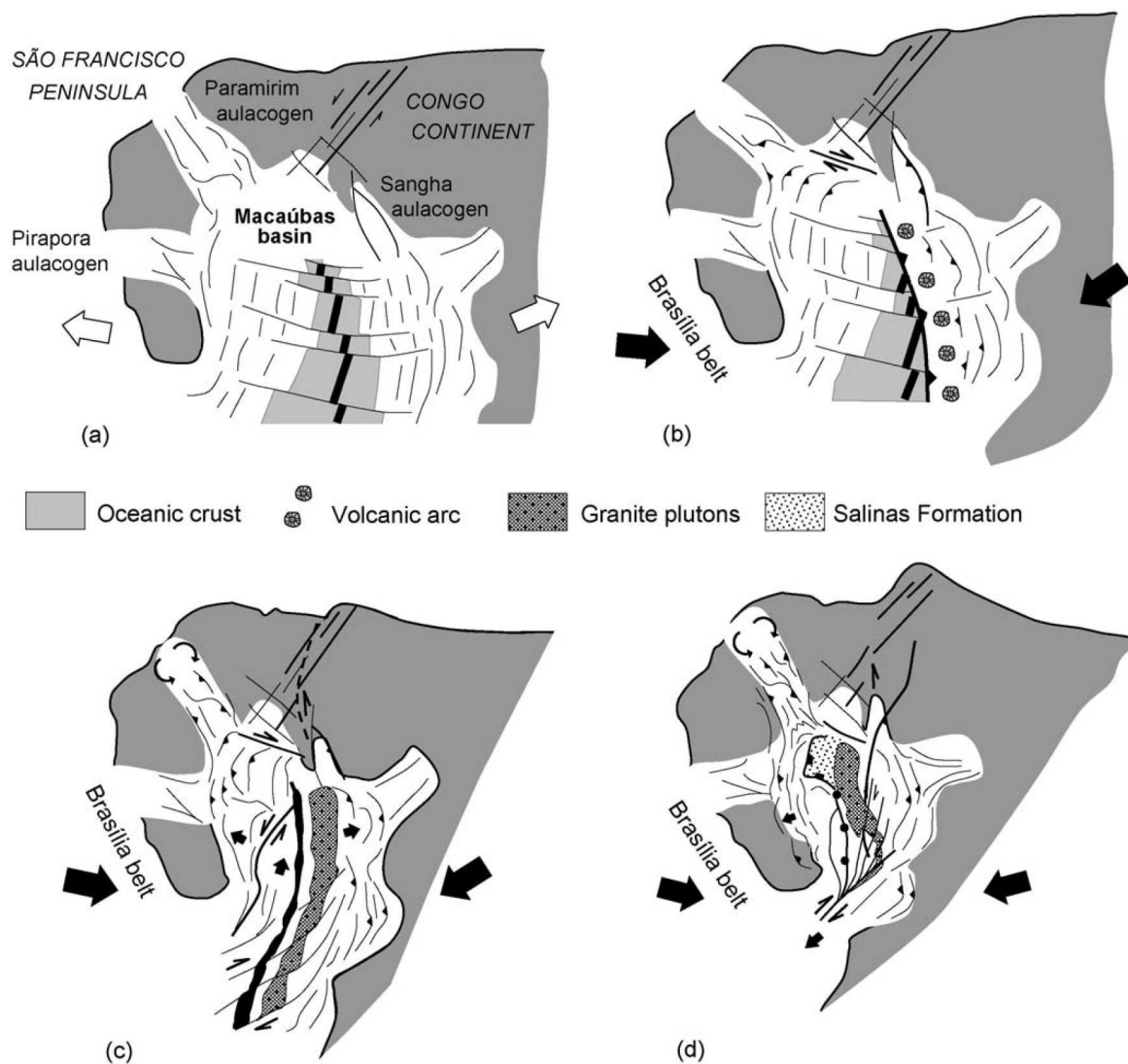


Fig. 4 - Modelo evolutivo do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental baseado na "tectônica quebra-nozes" (Alkmim *et al.* 2006, 2007).

A instalação do arco magmático cálcio-alcálico relacionado à subducção, representado pela supersuíte G1 e rochas vulcânicas associadas, caracteriza o estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí no intervalo de tempo de *ca.* 630-585 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a). A extremidade norte deste arco magmático teria sido seccionada e deslocada por uma falha transcorrente destrógrica que se estende entre as regiões de Teófilo Otoni e Salto da Divisa (ver mapa em Pedrosa-Soares *et al.* 2001), até a região nordeste do orógeno, onde se encontram os corpos G1 recentemente identificados (Paes *et al.* 2010, Silva *et al.* 2010).

O estágio sincolisional (*ca.* 585-560 Ma) é responsável pela deformação regional e pelos intensos processos metamórfico-anatéticos que culminaram na grande quantidade de granitos tipo S da supersuíte G2 (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Silva *et al.* 2011).

Ao estágio tardi-colisional se relacionam os feixes de transcorrências da região meridional do orógeno, que marcam o escape lateral após o estágio sincolisional, bem como a incidência do processo de fusão parcial sob descompressão que originou o leucogranito peraluminoso da

supersuíte G3 a partir da anatexia de granitos G2. A duração deste estágio ainda é incerta, mas a maior parte das idades disponíveis sugere o intervalo 545-530 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a).

O magmatismo pós-colisional, representado principalmente pela miríade de intrusões tipo I da supersuíte G5 (520-490 Ma), tem sido relacionado ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí, associado à ascensão astenosférica que sucede a delaminação do manto litosférico (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011a; Alkmim *et al.* 2006, 2007). Este processo de colapso gravitacional está também registrado na crosta superior do orógeno (Marshak *et al.* 2006).

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA

Considerando o objetivo desse trabalho, foram estudadas principalmente as rochas que compõem o Complexo Jequitinhonha e suas relações com as rochas graníticas espacialmente associadas, na área-tipo, entre Jequitinhonha e Almenara (Fig. 5).

3.1 Complexo Jequitinhonha

O Complexo Jequitinhonha, na área tipo, é constituído principalmente por paragneisses peraluminosos (kinzigíticos), quartzito, grafita gnaïsse, rocha calcissilicática e ocorrências restritas de intercalações de rochas metabásicas.

Neste trabalho, foi identificada ainda a ocorrência restrita de rocha metaultramáfica, em apenas um ponto descrito (Fig. 5).

3.1.1 Gnaïsse kinzigítico

Neste trabalho, são genericamente denominadas de gnaïsse kinzigítico todas as variedades de paragneisses peraluminosos do Complexo Jequitinhonha. Estas variedades refletem variações na proporção dos minerais essenciais e acessórios. De fato, um kinzigito *sensu strictu* é uma rocha gnáïssica composta essencialmente por quartzo, feldspatos e biotita, que contém proporções variáveis de granada, cordierita e sillimanita (que podem atingir, individualmente, conteúdo modal maior que 10%) e, pelo menos, traços de grafita, dentre outros acessórios (Mehnert 1971).

Os afloramentos do Complexo Jequitinhonha, no vale do rio homônimo e seus afluentes, são caracterizados pelo relevo arrasado, suave e ondulado, salvo na ocorrência de quartzito em camadas de espessura estimada de algumas centenas de metros, onde a morfologia apresenta-se como cristas alinhadas de altitudes mais elevadas.

O gnaïsse kinzigítico apresenta-se bandado como resultado de variação composicional sedimentar, modificada por transposição metamórfica e migmatização associadas à deformação regional. O processo de fusão parcial, embora em intensidades variáveis, está quase sempre presente e confere à rocha diversas estruturas migmatíticas, tais como estromática (Fig. 6), *schöllen*, *schlieren* (Fig. 7) e ptigmática (Fig. 8). O paleossoma pode compreender quantidades variáveis de silicatos aluminosos (Fig. 9), constituindo sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaïsse, grafita-sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaïsse ou granada-biotita gnaïsse. O neossoma é representado por leucossoma quartzo-feldspático, em geral com granada e/ou cordierita, e ocorre na forma de veios, bandas e bolsões, frequentemente orientados segundo a foliação regional, e

melanossoma composto por biotita e/ou cordierita e/ou granada e/ou sillimanita, ou por termos transicionais em relação ao paleossoma. De forma geral, o gnaiss kinzigítico apresenta granulação média e textura granolepidoblástica.

O quartzo (30-40%)¹ geralmente apresenta extinção ondulante e está estirado paralelamente à foliação marcada pela biotita, ou localmente forma mosaicos granoblásticos com junções tríplices.

A biotita (20-30%) exibe frequentemente a cor marrom-avermelhada, uma característica petrográfica típica observada em rochas pelíticas de alto grau metamórfico, quando são observadas substituições catiônicas de titânio por Fe ou Mg nesse mineral (biotita titanífera; Henry & Guidotti 2002). As palhetas de biotitas orientadas marcam a foliação no gnaiss kinzigítico.

A cordierita (15-25%) ocorre, geralmente, como grãos estirados na foliação, com maclas polissintéticas típicas ou sem macla, e pode mostrar pinitização em diversas intensidades. Esses cristais podem ocorrer intercrescidos a cristais de granada almandina. A cordierita orientada segundo a foliação regional mostra trilhas e novelos de inclusões de fibrolita (sillimanita fibrosa), caracterizando textura poiquiloblástica (Fig. 9).

O plagioclásio (10-20%) apresenta-se maclado segundo a Lei da Albita ou sem macla, estirado na foliação ou em mosaicos granoblásticos juntamente com quartzo.

O feldspato potássico (5-10%), geralmente pertítico, apresenta localmente a macla típica de ortoclásio (Carlsbad) ou o reticulado de maclas típico da microclina, ou não está maclado.

Os porfiroblastos e poiquiloblastos de granada (5-10%) são anédricos a subédricos, incluem grãos de quartzo e outros minerais (Fig. 9).

A grafita ocorre na forma de palhetas lamelares, em traços, mas pode atingir quantidades significativas (5 a 10%), e se associa à fibrolita. Destaca-se que o paragnaisse grafitoso descrito é um termo transicional para o sillimanita-grafita gnaiss e grafita gnaiss que são os protominérios de grafita *flake* na região (Faria 1997, Daconti 2004, Belém 2006).

Outros minerais que ocorrem como acessórios no gnaiss kinzigítico são muscovita (formada por metamorfismo regressivo), titanita, zircão (geralmente incluso na biotita) e minerais opacos.

¹ Os valores percentuais mineralógicos referem-se a conteúdos modais (% por volume), estimados em lâmina delgada e macroscopicamente.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO ENTRE ALMENARA E JEQUITINHONHA - MG
 Parcialmente compilado de Drummond & Malouf (2010), Gomes (2010), Junqueira et al. (2010), Pinto (2010).

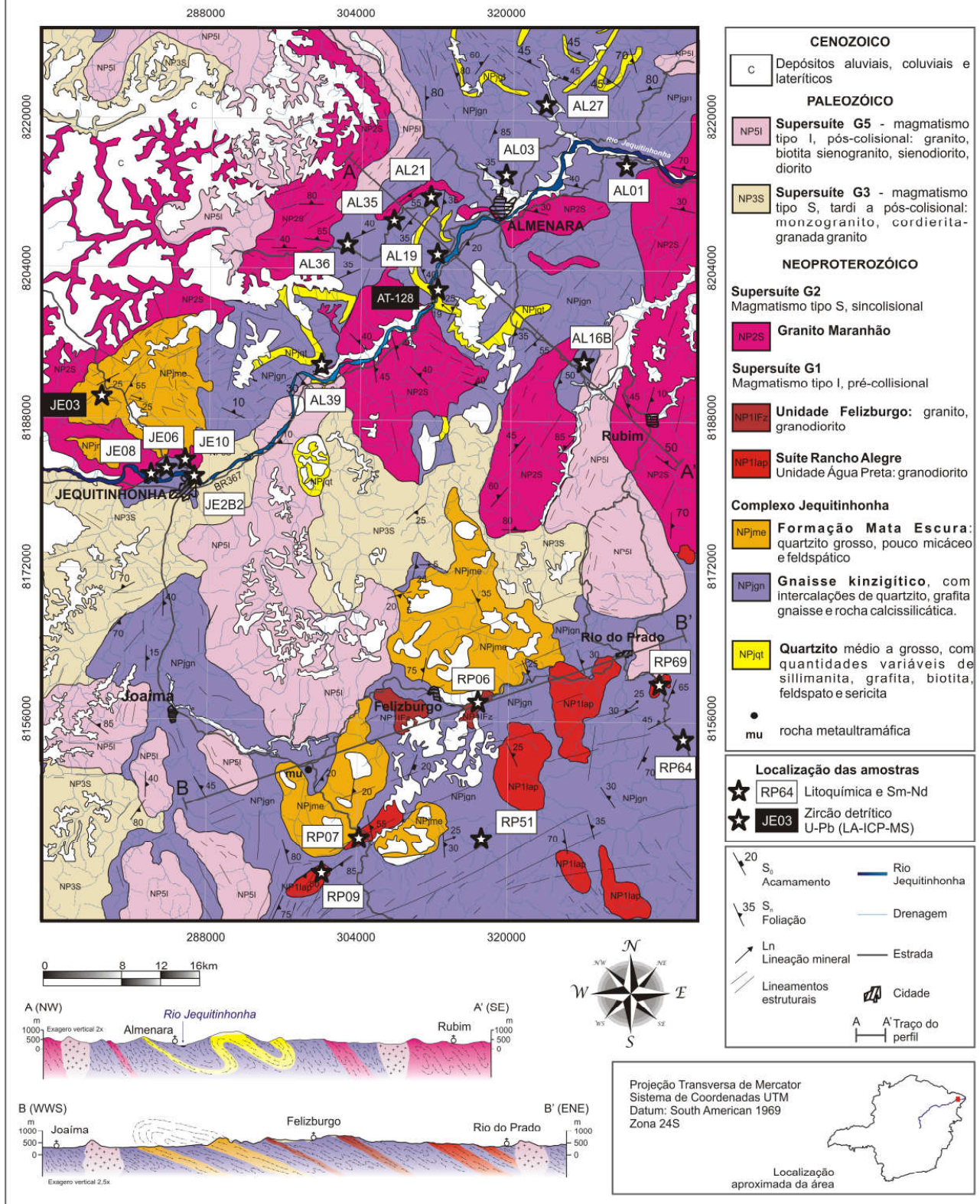


Fig. 5 - Mapa geológico da região entre Jequitinhonha e Almenara (nordeste de Minas Gerais), área-tipo do Complexo Jequitinhonha, com a localização das amostras selecionadas para análise litoquímica e isotópica através dos métodos U-Pb (LA-ICP-MS) em grãos de zircão detrítico e Sm-Nd em rocha total.



Fig. 6 - Gnaiss kinzigítico migmatítico com estrutura estromática. a) Afloramento em pedra, próximo à cidade de Almenara (UTM 0318673/8213968); b) Afloramento a noroeste da cidade de Almenara (UTM 0310029/ 8211137).



Fig. 7 - Gnaiss kinzigítico migmatítico com estrutura *schlieren*, onde observa-se o registro de fusão parcial intensa. Afloramento próximo à cidade de Jequitinhonha (UTM 0285452/8181756).

Fig. 8 - Gnaiss kinzigítico migmatítico com dobras ptygmáticas. Afloramento na margem norte do Rio Jequitinhonha, próximo à cidade de Almenara (UTM 0313438/ 8208278)

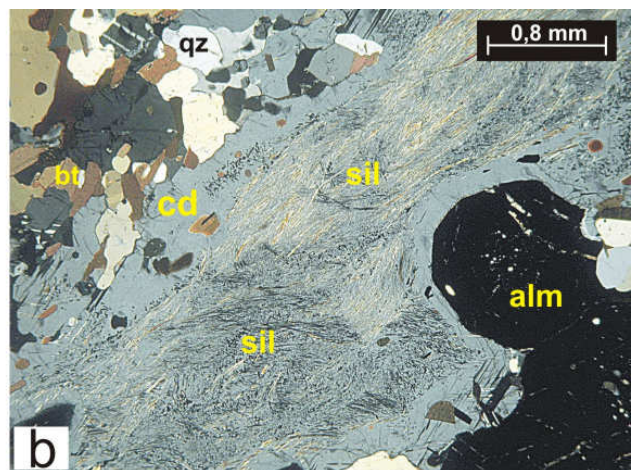
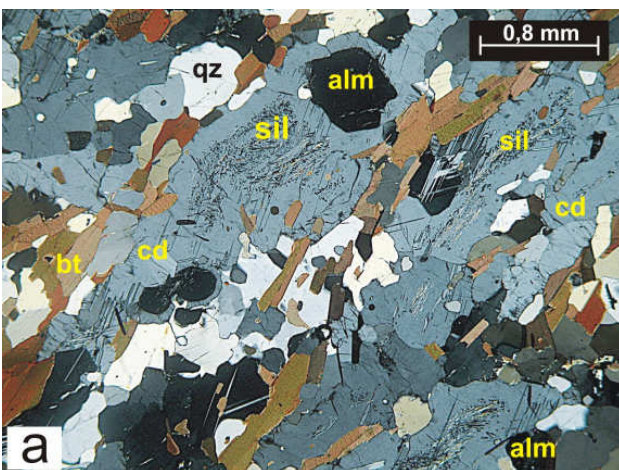


Fig. 9 - a) Fotomicrografia (nicóis cruzados) do paleossoma kinzigítico, constituído por quartzo (qz), feldspatos, biotita (bt), cordierita (cd) rica em inclusões de sillimanita fibrosa a acicular (sil), orientados segundo a foliação regional, e almandina (alm); b) fotomicrografia (nicóis cruzados) do paleossoma kinzigítico mostrando em detalhe a sillimanita (sil) associada à cordierita (cd), ambas orientadas segundo a foliação regional, a qual circunda porfiroblasto de granada (alm).

3.1.2 Quartzito

O quartzito do Complexo Jequitinhonha apresenta-se foliado (Fig. 10a), com granulação média a grossa, textura sacaroidal a maciça e cor bege, amarela, rosa a vermelha. Algumas variações composicionais podem ser identificadas, tais como ortoquartzito, quartzito feldspático (caulinizado) e sillimanita-grafita-biotita quartzito.

Nessas rochas, o quartzo (85-90%) apresenta extinção ondulante e compõe junto com as palhetas de muscovita (1-5%) uma textura granolepidoblástica incipiente (Fig. 11a), mas pode estar estirado salientando a foliação.

A biotita (3%) ocorre como paletas orientadas segundo a foliação impressa no quartzito.

As palhetas de grafita (1-3%, Fig. 11b) podem, localmente, apresentar uma orientação preferencial, assim como a sillimanita (fibrolita, 1-3%). O zircão ocorre como mineral acessório.

O contato entre gnaiss kinzigítico e quartzito varia de brusco a gradacional. No último caso, observa-se o aumento gradativo da quantidade de biotita e feldspato no quartzito (Faria 1977, Daconti 2004). Nas proximidades da cidade de Almenara, a espessa camada de quartzito destaca-se em serras alongadas e estreitas, onde se observa uma clara associação dessa rocha com a variação grafitosa do gnaiss kinzigítico e com a camada de grafita gnaiss que contém a jazida de grafita *flake* de Águas Belas (*cf.* Daconti 2004, Belém 2006). Entretanto, o quartzito também se apresenta como camadas e lentes, com espessura variável entre 30 cm a 2 m, intercaladas no gnaiss kinzigítico em toda a região estudada.

É interessante observar que granada almandina raramente é observada em afloramentos onde ocorrem lentes de quartzito intercaladas ao gnaiss kinzigítico, o que reflete as oscilações na proporção entre as frações pelítica e arenosa dos protólitos do paragnaisse.

No Projeto Jequitinhonha, espessas camadas de quartzito, que ocorrem a norte da cidade de Jequitinhonha (onde sustentam uma chapada com elevação acima de 700 m) e na porção sul da área de estudo, nos arredores das cidades de Felizburgo e Rio do Prado (Fig. 5), foram denominadas como Formação Mata Escura (Paes *et al.* 2010).

O quartzito da Formação Mata Escura (Fig. 10b) é composto essencialmente por quartzo e muscovita. Os minerais acessórios são biotita, sillimanita e opacos. O quartzo (95%) apresenta, frequentemente, extinção ondulante e compõe um mosaico granoblástico. Entretanto, pode apresentar estiramento dos grãos, o que marca a foliação no quartzito, ressaltada também por palhetas de muscovita (1-5%).

Paes *et al.* (2010) retiram essas camadas de quartzito do Complexo Jequitinhonha e interpretam os contatos da Formação Mata Escura com os paragnaises e corpos graníticos como de caráter tectônico (*nappes*). Contudo, na presente dissertação, não se encontrou dados suficientes

para caracterizar esses contatos como tectônicos. Apesar da foliação do quartzito Mata Escura ser geralmente de baixo ângulo a horizontal, ela é concordante com a foliação regional do paragnaisse. Além disso, as variações de ângulo de mergulho entre as duas unidades podem ser explicadas pela refração da foliação entre camadas de diferente reologia. Dessa forma, interpreta-se o quartzito Mata Escura como parte integrante do Complexo Jequitinhonha.

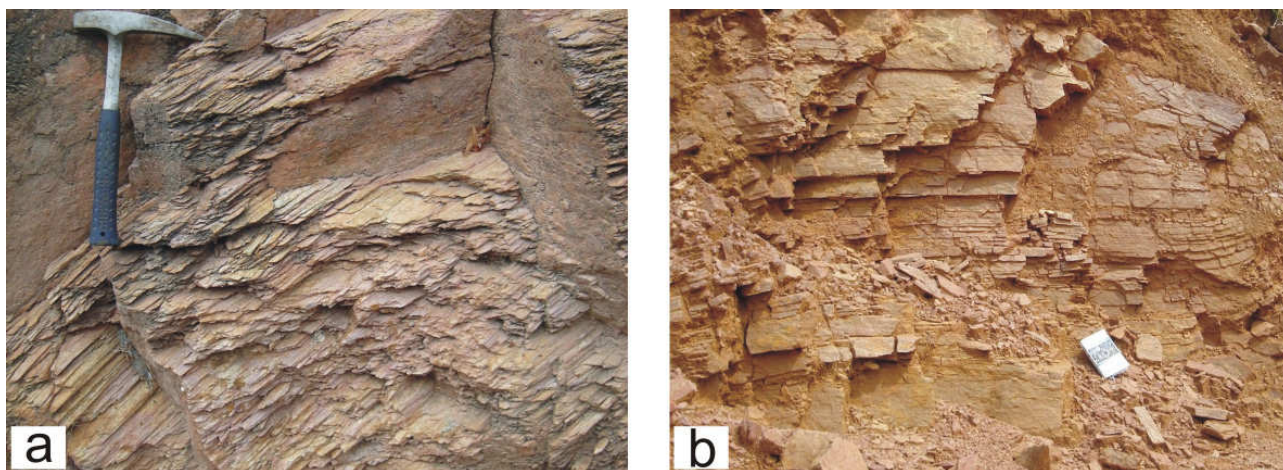


Fig. 10 - a) Quartzito feldspático foliado em camada decamétrica intercalada com gnaiss kinzigítico. Afloramento em corte de estrada (Almenara-Jequitinhonha), próximo à cidade de Almenara (UTM 311750/8206900); b) quartzito da Formação Mata Escura suavemente dobrado em camada decamétrica. Afloramento ao sul da cidade de Felizburgo (UTM 0319288/8147297).

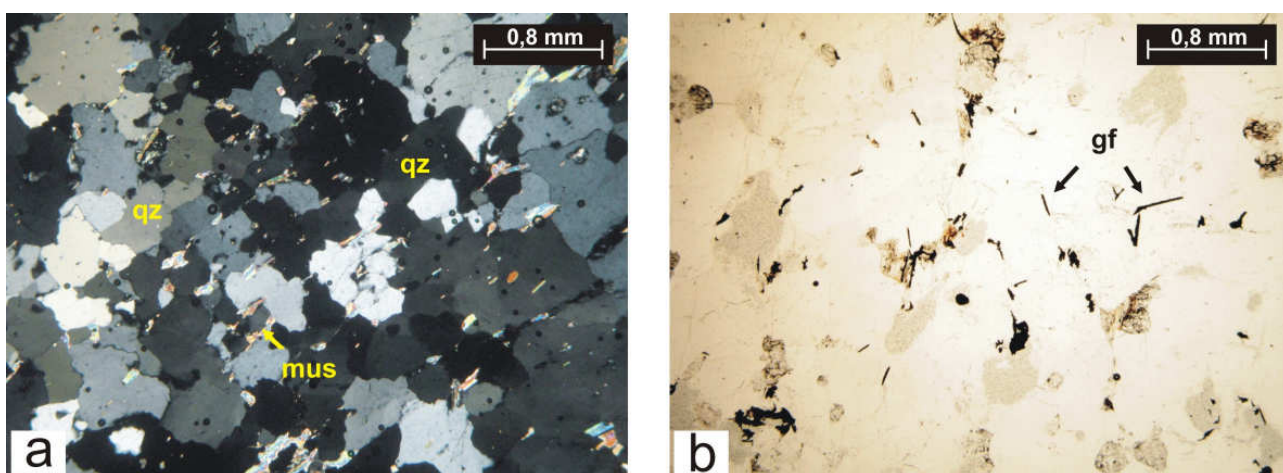


Fig. 11 - Fotomicrografias de (a) quartzito composto essencialmente por quartzo (qz), com textura granolepidoblástica incipiente, materializada por palhetas de muscovita orientadas (mus), sob nicóis cruzados, e (b) quartzito portador de palhetas de grafita (gf, cristais opacos aciculares), sob nicóis paralelos.

3.1.3. Grafita gnaiss

O grafita gnaiss do Complexo Jequitinhonha representa a principal rocha portadora do minério de grafita na região. Consiste de camadas ou lentes frequentemente intemperizadas, de espessura centimétrica a decamétrica, intercaladas ao gnaiss kinzigítico ou ao quartzito. Essa rocha apresenta granulação média a grossa, textura lepidoblástica e é composta por quartzo, feldspato

potássico, plagioclásio, grafita, biotita, cordierita e sillimanita. Os minerais acessórios são muscovita (formada por metamorfismo regressivo), zircão (comumente incluso na biotita), titanita e minerais opacos.

O quartzo (40-60%) apresenta-se estirado paralelamente à foliação marcada pela biotita, ou pode formar localmente mosaicos granoblásticos com junções tríplices.

A grafita (15-20%) associa-se à sillimanita fibrosa (5%) e consiste de palhetas lamelares (*flake*), que definem a foliação na rocha.

O plagioclásio (10-20%) apresenta-se maclado segundo a Lei da Albita ou sem macla, estirado no plano de foliação ou em mosaicos granoblásticos.

O feldspato potássico (5-10%) geralmente não apresenta macla e compõe traçados granoblásticos.

A biotita (5-10%) exhibe frequentemente a cor marrom-avermelhada, com palhetas orientadas que marcam a foliação no grafita gnaisse.

A cordierita (5%) ocorre, assim como no gnaisse kinzigítico, como grãos estirados na foliação, com maclas polissintéticas típicas ou sem macla. Apresentam textura poiquiloblástica, caracterizada pelas inclusões de sillimanita fibrosa (fibrolita).

3.1.4 Rocha calcissilicática

Lentes e *boudins* de rocha calcissilicática, com espessura entre 5 cm e 1,5 m, formam intercalações frequentes no gnaisse kinzigítico (Fig. 12). A rocha calcissilicática apresenta cor cinza, levemente esverdeada, granulação fina a média e estrutura maciça, com foliação incipiente. É constituída por um mosaico granoblástico de quartzo, feldspato, piroxênio (Fig. 13) e granada grossulária.

O quartzo (40-50%) frequentemente apresenta extinção ondulante e forma mosaicos granoblásticos.

O plagioclásio (20-30%) exhibe maclas segundo a Lei da Albita e constitui, da mesma forma que o piroxênio (10-20%), mosaicos granoblásticos de junções tríplices a irregulares, mas localmente encontra-se estirado na foliação regional.

Como minerais acessórios ocorrem titanita, granada grossulária e minerais opacos (sulfetos e outros).

As relações de contato são geralmente bruscas, mas podem ocorrer termos de composição transicional (p.ex., rocha calcissilicática com quantidades diversas de biotita) que sugerem variação gradativa na contribuição pelítica desde o paragnaisse até a rocha calcissilicática. Regionalmente, a

rocha calcissilicática é interpretada como um produto do metamorfismo de marga, i.e., de mistura pelito-carbonatada (e.g., Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000).

3.1.5 Rocha metamáfica

Em meio aos gnaisses kinzigíticos, principalmente na região entre as cidades de Joáima e Felizburgo, é comum a ocorrência de intercalações de rochas metamáficas de granulação fina a média, compostas por piroxênio, anfibólio e plagioclásio.

Essas rochas, sempre encontradas em alto grau de alteração, intercalam-se aos gnaisses kinzigíticos através de contatos bruscos, de forma concordante à foliação, com espessuras que variam entre cerca de 1 a 25 cm.

3.2 Rocha metaultramáfica

No presente trabalho, foi identificado um corpo com dimensões de dezenas de metros de rocha metaultramáfica, na estrada entre Joáima e Felizburgo (Fig. 5). Petrograficamente, a rocha pode ser classificada como hornblenda-piroxenito (Fig. 14), com granulação fina a média e cor verde escuro intensa. Trata-se de rocha granoblástica com contatos intergranulares predominantemente poligonais, composta principalmente por cristais subédricos a euédricos de clino e ortopiroxênio (60-70%) e hornblenda (30-40%), além de quartzo, plagioclásio e titanita em quantidades acessórias (Fig. 15). Neste afloramento, destaca-se a ocorrência de estruturas vesiculares preenchidas por calcedônia com hábito botrioidal (Fig. 16). Ocorrem injeções quartzo-feldspáticas, vênulas feldspáticas e veios quartzosos, de granulação grossa, com raros cristais de quartzo azulado.

A determinação das relações de contato dessa unidade com o Complexo Jequitinhonha, bem como sua assinatura litoquímica e isotópica foram inviabilizadas neste trabalho, em consequência do grau de alteração elevado dessas rochas. Dessa forma, seu posicionamento cronoestratigráfico permanece indeterminado.



Fig. 12 - Lente de rocha calcissilicática em gnaiss kinzigítico. Afloramento ao sul de Felizburgo (UTM 0312281/ 8145557).

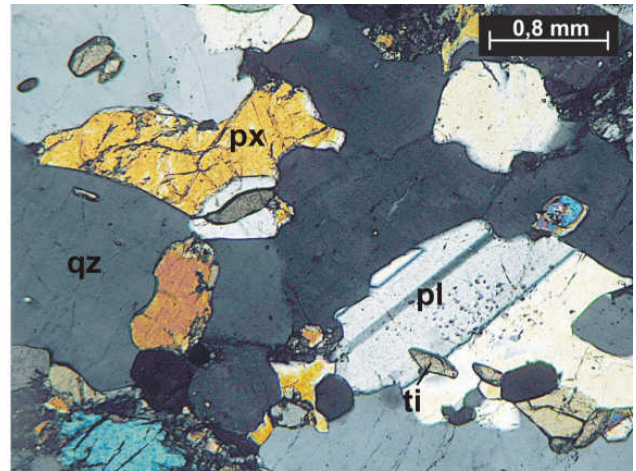


Fig. 13 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) de rocha calcissilicática, composta essencialmente por quartzo (qz), piroxênio (px) e plagioclásio (pg), com titanita (ti) como mineral acessório.



Fig. 14 – Rocha metaultramáfica em afloramento em corte de estrada, entre Joáima e Felizburgo (UTM 0298840/ 8151846).

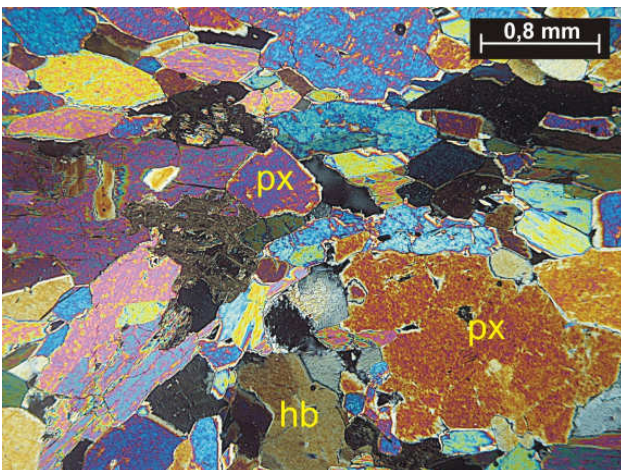


Fig. 15 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) de rocha metaultramáfica, composta essencialmente por hornblenda (hb) e piroxênio (px). Observa-se textura granoblástica e contatos intergranulares predominantemente poligonais.



Fig. 16 - Estrutura preenchida por calcedônia com hábito botrioidal. Detalhe do afloramento da Fig. 14.

3.3 Plutonismo Orogênico

3.3.1 Supersuíte G1

Na área de estudo, esta supersuíte, que representa o plutonismo de arco magmático pré-colisional no Orógeno Araçuaí, é representada pelas unidades Água Preta (Suíte Rancho Alegre) e Felizburgo (Fig. 5).

3.3.1.1 Suíte Rancho Alegre - unidade Água Preta

A unidade Água Preta compreende corpos de composição predominantemente granodiorítica, que ocorrem na região sudeste da área estudada. Essas rochas apresentam granulação média, são equigranulares, leucocráticas a mesocráticas, com foliação de estado sólido penetrativa e concordante com a orientação regional. Em porções mais deformadas, podem apresentar bandamento gnáissico e feições migmatíticas estromáticas (Fig. 17a). Localmente, ocorrem pontuações de granada almandina (Fig. 17b), que podem estar relacionadas à zonas migmatíticas e de contaminação entre o gnaiss kinzigítico do Complexo Jequitinhonha e o granodiorito.

As rochas da unidade Água Preta apresentam textura grano a lepidoblástica e são compostas essencialmente por plagioclásio, feldspato potássico (microclina), quartzo e biotita (Fig. 18).

O plagioclásio (40-50%) apresenta maclas segundo a Lei da Albita, constitui traçados granoblásticos de junções tríplexes a irregulares, e pode ocorrer localmente estirado segundo a foliação regional.

O quartzo (20-30%) ocorre frequentemente com extinção ondulante e apresenta-se estirado paralelamente à foliação marcada pela biotita, ou forma mosaicos granoblásticos com junções tríplexes.

A biotita (15-20%) ocorre como palhetas orientadas, definindo a foliação da rocha, e exibe pleocroísmo marrom-escuro a claro ou marrom-avermelhado a bege-amarelado.

A microclina (10-15%) ocorre subordinadamente e apresenta-se com o típico reticulado de maclas, geralmente em mosaicos granoblásticos.

Como minerais acessórios, observa-se zircão na forma de inclusões em biotita, apatita e opacos.

3.3.1.2 Unidade Felizburgo

Os corpos da unidade Felizburgo distribuem-se nas regiões a sudeste e sudoeste da cidade homônima, onde sustentam pequenos morros. São rochas de granulação média, equigranulares a localmente porfiríticas (textura ocelar), de composição granítica a granodiorítica. Esses corpos podem ser cortados em contato brusco nítido por mobilizados pegmatóides quartzo-feldspáticos com biotita, na forma de veios discordantes (Fig. 19a), e fusões quartzo-feldspáticas, paralelas à foliação. Exibem foliação penetrativa e bandamento gnáissico (Fig. 19b) e podem apresentar feições miloníticas quando próximas ao contato com o Complexo Jequitinhonha (Fig. 20). As rochas que compõe a unidade Felizburgo são compostas essencialmente por quartzo, microclina, biotita e plagioclásio (Fig. 21).

O quartzo (30-40%) mostra forte extinção ondulante e está estirado paralelamente à foliação marcada pela biotita, ou localmente forma mosaicos granoblásticos com junções tríplices.

A microclina (30-40%) apresenta-se com o típico reticulado de maclas, também com delineamentos granoblásticos.

A biotita (10-20%) exhibe pleocroísmo marrom-escuro a claro ou marrom-avermelhado a bege-amarelado, e apresenta-se em palhetas orientadas, o que define a foliação da rocha.

O plagioclásio (5-10%) ocorre subordinadamente e apresenta-se maclado segundo a Lei da Albita, e apresenta traçados granoblásticos de junções tríplices a irregulares, mas localmente estirado segundo a foliação regional.

A mineralogia acessória é composta por zircão, incluso em biotita e com halos pleocróicos, e titanita.

3.3.2 Supersuíte G2 – Granito Maranhão

Esta supersuíte inclui o magmatismo sincolisional do tipo S do Orógeno Araçuaí e, na porção norte da área estudada, engloba os corpos graníticos foliados, com morfologia irregular, do Granito Maranhão.

Os contatos entre o Granito Maranhão e o Complexo Jequitinhonha são transicionais e se caracterizam pelo aumento progressivo da rocha granítica em meio ao paragnaisse, evidenciando que essas unidades se relacionam pelo processo de migmatização. Dessa forma, os corpos de granito Maranhão resultam da fusão parcial do gnaisse kinzigítico, em decorrência da progressão do metamorfismo regional. Outras evidências disto são os frequentes restitos e xenólitos de paragnaisse (Fig. 22a), bem como os resíduos refratários da fusão (agregados de sillimanita e cordierita, Fig. 22b e 23) em meio ao granito.

O Granito Maranhão apresenta granulação média a grossa, e textura granoblástica a granolepidoblástica. É composto essencialmente por quartzo, feldspato potássico (microclina e ortoclásio), plagioclásio, granada e biotita (Fig. 24). Geralmente, cordierita e sillimanita ocorrem como minerais acessórios. Entretanto, localmente, a cordierita apresenta-se na forma de agregados de cristais de cor azulada (Fig. 23), interpretados como resíduos refratários da fusão do paragnaisse.

O quartzo (30-40%) ocorre frequentemente com extinção ondulante, estirado na foliação ou em mosaicos granoblásticos, assim como o feldspato potássico e o plagioclásio.

O feldspato potássico é representado por microclina (20-30%), com o típico reticulado de maclas, e ortoclásio (5-10%), com ausência de maclas.

O plagioclásio (10-20%) exhibe maclas segundo a Lei da Albita.

As palhetas de biotita (5-10%) orientam-se segundo a foliação regional e apresentam pleocroísmo marrom-escuro a claro ou marrom-avermelhado a bege-amarelado.

Sillimanita fibrosa (fibrolita), cordierita (frequentemente pinitizada), granada, apatita, zircão (inclusive em biotita) e minerais opacos ocorrem como minerais acessórios.

3.3.3 Supersuíte G3

A supersuíte G3 representa o magmatismo tardi a pós-colisional do tipo S, no contexto da evolução do orógeno Araçuaí. Ocorre na forma de batólitos, delimitados no mapa da Fig. 5, ou de veios e bolsões de sillimanita-cordierita-granada leucogranito (Fig. 25), geralmente livres de foliação, e sempre associados ao granito da supersuíte G2, através de contato gradacional. Restitos de paragnaisse e de granito G2 (restitos foliados ricos em biotita) podem ser observados em meio ao leucogranito. Essa rocha apresenta granulação média a grossa, textura variável entre equigranular, porfirítica ou subporfirítica e é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, granada e/ou cordierita.

A descrição petrográfica detalhada dos corpos da supersuíte G3 foge ao escopo do presente estudo e pode ser encontrada em Paes *et al.* (2010) e trabalhos aí citados (ver Capítulo 2).

3.3.4 Supersuíte G5

Esta supersuíte engloba o plutonismo pós-colisional dos tipos I e A2 no Orógeno Araçuaí (ver Capítulo 2) e está representada, principalmente, por rochas do Batólito Medina na porção oeste da área de estudo, e pelo plúton Rubim, a leste.

Entretanto, na zona do contato intrusivo entre corpos G5 e o Complexo Jequitinhonha desenvolvem-se granitóides anômalos, com aspecto gnáissico, finos a médios, mesocráticos, ricos

em vênulas e injeções quartzo-feldspáticas, cuja foliação é concordante com os contornos das bordas dos plútons (Fig. 26). São essencialmente compostos por feldspato potássico, quartzo, cujos cristais apresentam-se geralmente fortemente estirados (Fig. 27), plagioclásio e biotita, que marca a foliação nessas rochas.

Essas rochas retratam efeitos causados pela interação termobárica de contato entre intrusões G5 e suas rochas encaixantes (*e.g.*, o Complexo Jequitinhonha e o Granito Maranhão). Neste sentido, Teixeira (2002) denomina de “granitóides contaminados” os litotipos com aspecto gnáissico, mas com comportamento geoquímico de granitóides do tipo I, que ocorrem no sul da Bahia. Esse autor também considera que as modificações impressas nesses litotipos foram causadas por processos de interação entre as intrusões e as encaixantes, tais como a assimilação de gnaiss kinzigítico, durante o posicionamento das intrusões.

A caracterização litoquímica e isotópica de amostras desses granitóides anômalos será abordada no Capítulo 7.



Fig. 17 - Granodiorito Água Preta (G1), (a) com bandamento gnáissico e feições migmatíticas e (b) com pontuações locais de granada almandina. Afloramento próximo à estrada que une Joáima a Fronteira dos Vales (UTM 0306063/ 8145447).

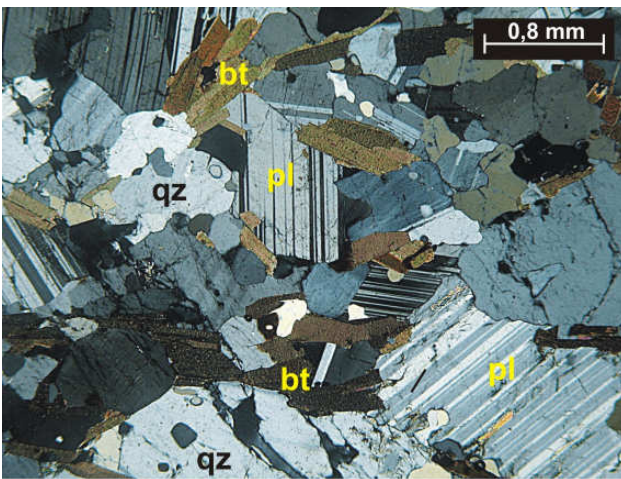


Fig. 18 - Fotomicrografia (nicóis cruzados, aumento de 2,5x) do Granodiorito Água Preta (afloramento da Fig. 17), composto essencialmente por plagioclásio (pg), quartzo (qz) e biotita (bt).



Fig. 19 - Granito Felizburgo (G1), (a) cortado por mobilizados pegmatóides quartzo-feldspáticos com biotita e (b) com bandamento gnáissico. Afloramento em corte de estrada, a leste de Felizburgo, entre essa cidade e Rio do Prado (UTM 0318014/ 8159138).



Fig. 20 - Granito Felizburgo (G1) em afloramento próximo ao contato com o Complexo Jequitinhonha, com foliação de estado sólido, localmente milonítica.

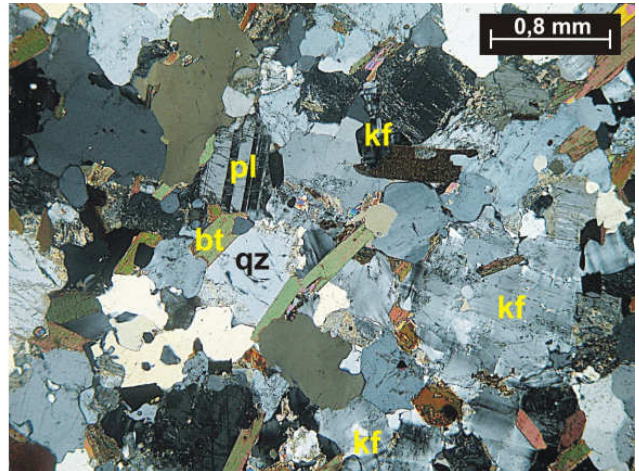


Fig. 21 - Fotomicrografia (nicóis cruzados) de amostra do Granito Felizburgo (G1), composto essencialmente por quartzo (qz), microclina (kf), biotita (bt) e plagioclásio (pl).



Fig. 22 - Granito Maranhão foliado (G2), (a) com restito de gnaiss kinzigítico e (b) resíduos de fusão representados por cristais centimétricos de sillimanita. Afloramento no leito do Rio Jequitinhonha, próximo ao centro urbano da cidade homônima (UTM 0286119/8182431)



Fig. 23 - Agregados de cordierita em meio ao Granito Maranhão (resíduo refratário de fusão). Afloramento no leito do Rio Jequitinhonha, próximo ao centro urbano da cidade homônima (UTM 0286119/ 8182431).

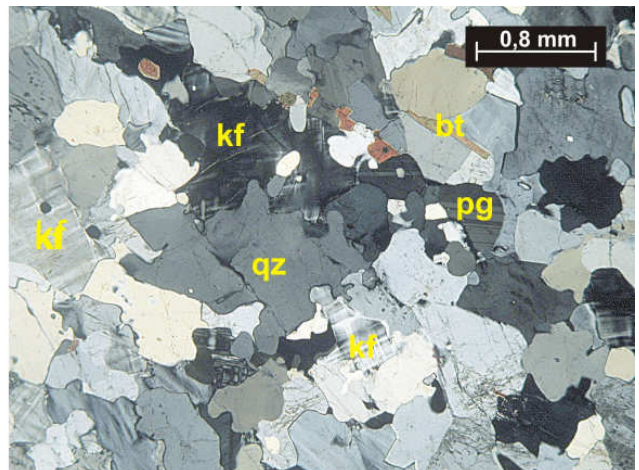


Fig. 24 - Fotomicrografia do Granito Maranhão (nicóis cruzados), composto essencialmente por quartzo (qz), microclina (kf), plagioclásio (pg) e biotita (bt). Observa-se textura granoblástica e contatos intergranulares irregulares.

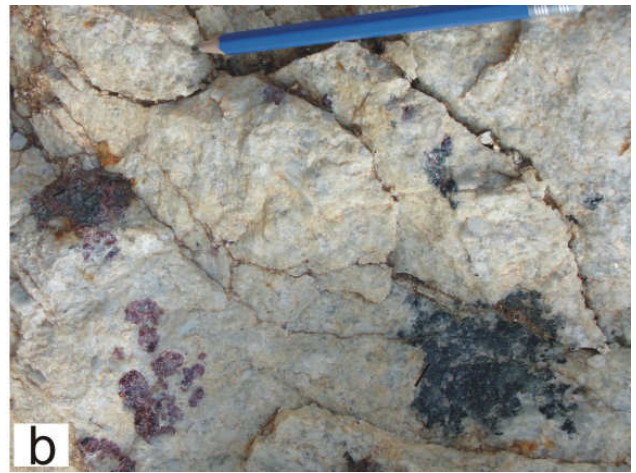


Fig. 25 – Leucogranito da supersuíte G3 com (a) fenocristais de granada e (b) agregados de granada e cordierita. Afloramento próximo à cidade de Rio do Prado (UTM 0336207/ 8160751).

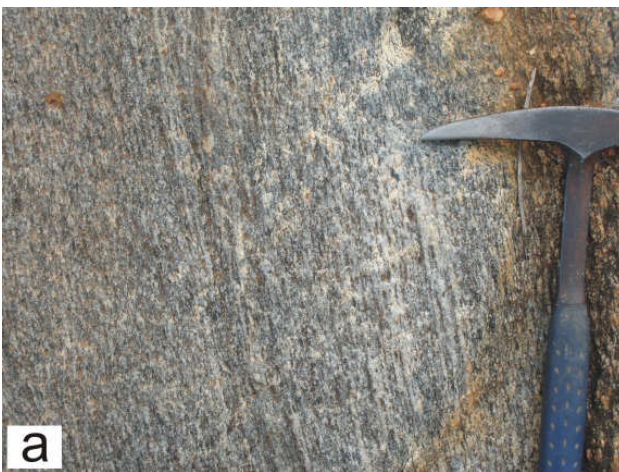


Fig. 26 - Granitóides de borda foliados da supersuíte G5, na zona de contato com o Complexo Jequitinhonha. (a) Biotita-granito foliado, com aspecto gnáissico, (b) vênulas quartzo-feldspáticas, concordantes à foliação. Afloramento a leste da cidade de Almenara (UTM 0303615/ 8210272).

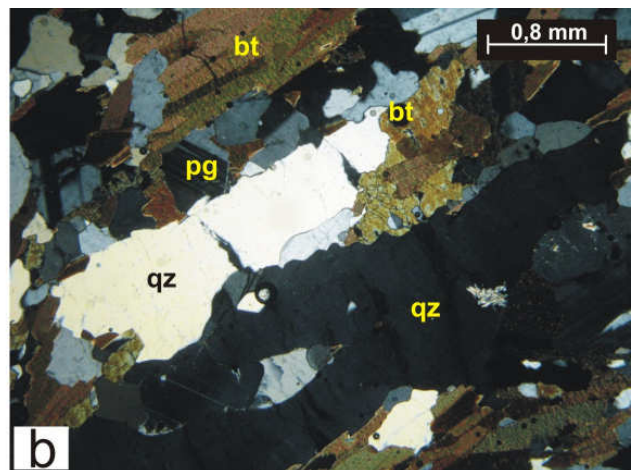
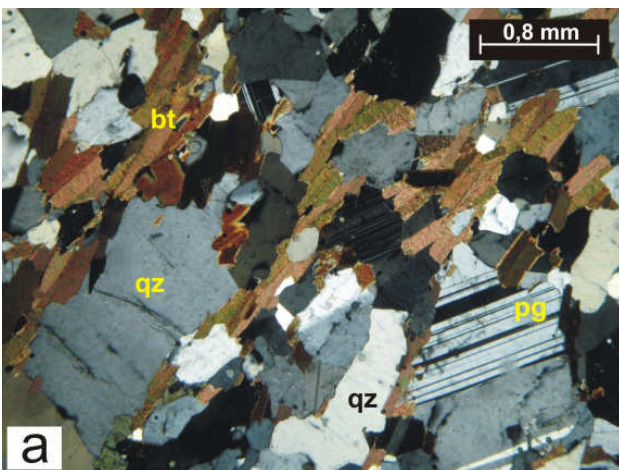


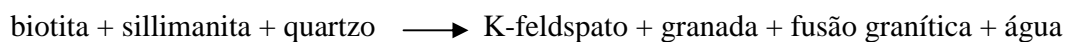
Fig. 27 – Fotomicrografias (nicóis cruzados) de granitos de borda da supersuíte G5, com foliação marcada pela orientação de (a) cristais de biotita (bt) e (b) estiramento de cristais de quartzo (qz).

CAPÍTULO 4 - METAMORFISMO

As variedades de gnaiss kinzigítico do Complexo Jequitinhonha derivam de protólitos sedimentares compostos por proporções diversas de material pelítico (aluminoso) e, subordinadamente, frações arenosas. A natureza desses protólitos é reconhecida pelo enriquecimento em silicatos aluminosos, tais como biotita, almandina, cordierita e sillimanita.

A associação mineral quartzo + biotita + granada + cordierita + plagioclásio + sillimanita ± feldspato potássico, comumente observada no gnaiss kinzigítico do Complexo Jequitinhonha, é empregada como diagnóstica para o metamorfismo regional da fácies anfíbolito alto à transição de fácies anfíbolito-granulito, zona da cordierita-granada-feldspato potássico (Yardley 1989). A sillimanita ocorre geralmente como fibrolita inclusa em cristais de cordierita, indicando a participação do aluminossilicato na produção de cordierita.

Processos metamórfico-anatéticos a temperaturas na faixa de 700-800 °C sobre rochas metapelíticas resultam na produção de magma granítico, a partir de reações de quebra de minerais hidratados. A quebra da biotita é considerada como a reação mais importante no processo de fusão parcial em metapelitos (*e.g.* Carrington & Harley 1995). Dessa forma, as associações minerais frequentemente encontradas em gnaiss kinzigítico podem ser resultado das reações a seguir:



O gnaiss kinzigítico migmatítico é, portanto, produto de fusão parcial de metapelito, a qual gera leucossoma granítico e melanossoma biotítico a anidro (conforme a quantidade de minerais refratários como sillimanita, cordierita e granada; Kornprobst 2002).

Conforme as análises de química mineral realizadas por Belém (2006) na região de Almenara, a granada presente nos gnaisses do Complexo Jequitinhonha é rica no componente almandina (conteúdo médio = 70,3%). A coexistência de cordierita e granada rica em almandina restringe-se a condições metamórficas de altas temperaturas, dentro de um intervalo restrito de pressões intermediárias, em metamorfismo de grau forte e à fácies granulito (Winkler 1977). De fato, estudo geotermobarométrico quantitativo em paleossoma de kinzigito migmatítico da área de estudo, realizado pelo *software* Thermocalc, resultou em temperatura de 791 ± 42 °C a pressão de $4,98 \pm 0,45$ kbar para o metamorfismo regional (Belém 2006).

Entretanto, a razão Fe/(Mg+Fe) do protólito também influencia na coexistência, ou não, de cordierita e almandina, na presença de sillimanita e quartzo, como visto no diagrama da Fig. 28. Neste diagrama, a curva inferior limita o campo de estabilidade da cordierita, enquanto a curva

superior limita o campo de estabilidade da almandina. Entre as duas curvas observa-se o campo de coexistência entre cordierita e almandina (Currie 1971). O gnaiss kinzigítico do Complexo Jequitinhonha apresenta razão $Fe/(Mg+Fe)$ quase constante, em torno de 0,7 (Capítulo 6). Dessa forma a coexistência de almandina e cordierita, frequentemente encontrada no gnaiss kinzigítico, é coerente com as condições de P e T calculadas por Belém (2006), e também com a abundância de fusão granítica portadora de granada e/ou cordierita e/ou sillimanita. A pinitização em cordierita e a sericitização nos feldspatos são feições observadas frequentemente e representam substituições retrômetamórficas, possivelmente relacionadas a processos retrógrados de resfriamento e exumação das unidades metamorfisadas.

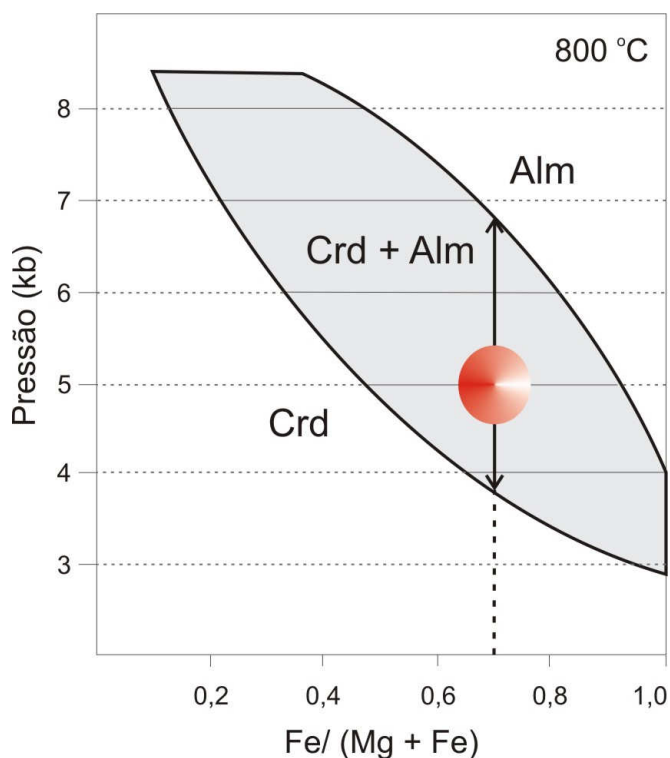


Fig. 28 - Diagrama pressão (kbar) x razão $Fe/(Mg + Fe)$. À temperatura constante de 800 °C e em presença de sillimanita e quartzo, as paragéneses contendo cordierita e almandina são estáveis dentro das condições de pressão e composição química do campo sombreado (Currie 1971). Em vermelho indica-se as condições de metamorfismo regional do paragnaisse kinzigítico.

CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1 Acervo estrutural dúctil

O gnaise kinzigítico apresenta típico bandamento composicional, milimétrico a centimétrico, geralmente concordante com a foliação regional (S_n) observada nos litotipos do Complexo Jequitinhonha, assim como em granitos G1 e G2. O bandamento do gnaise kinzigítico é paralelo a lentes de rocha calcissilicática e de quartzito, boudinadas ou não, indicando relictos da superfície de acamamento sedimentar (S_0 , Fig. 29a). A transposição do bandamento gnáissico é registrada em dobras isoclinais intrafoliais reliquiárias (Fig. 29b), com flancos estirados e rompidos (dobras sem raiz; Figs. 29c e 29d).

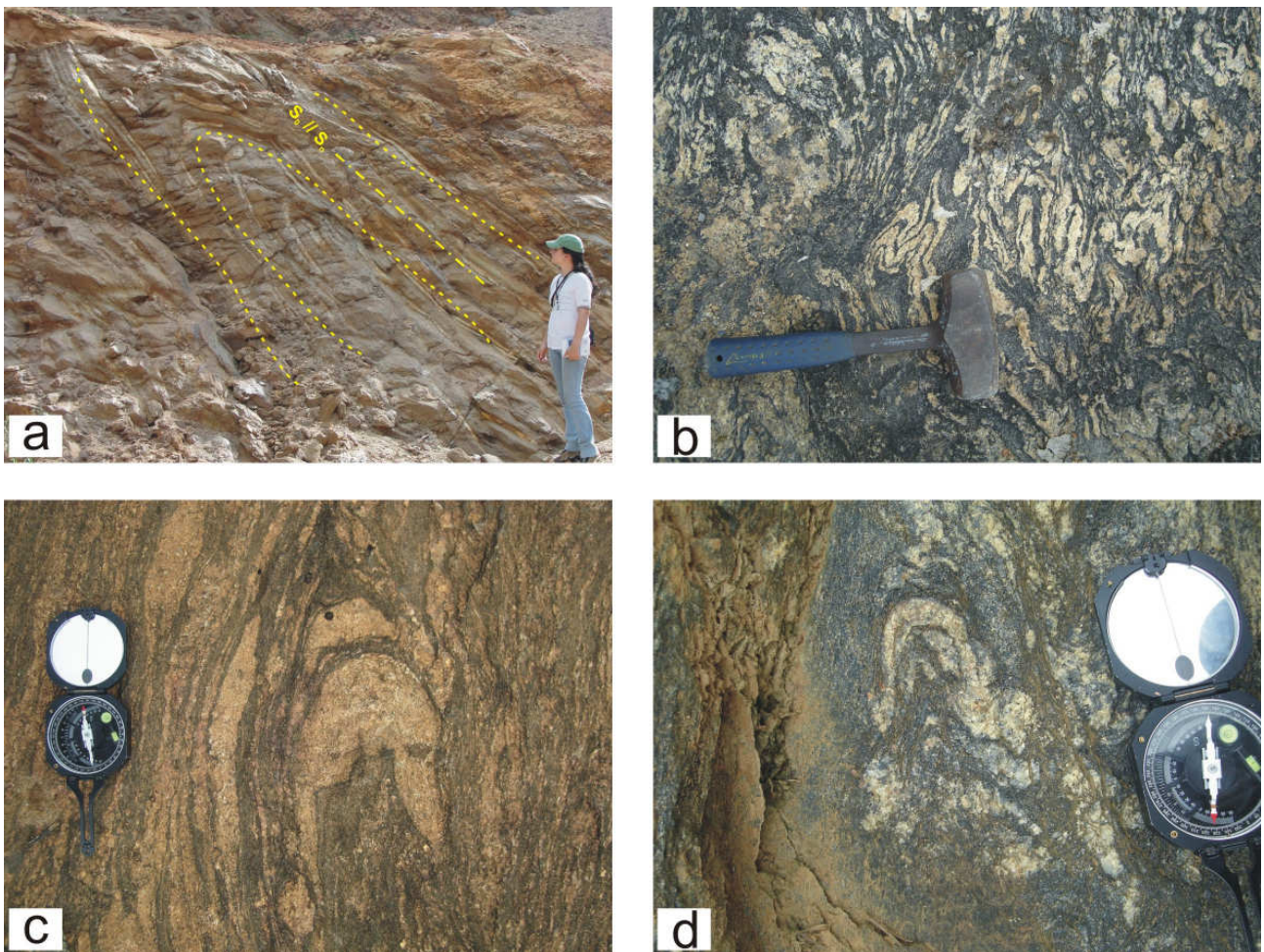


Fig. 29 - Estruturas de transposição de bandamento em gnaise kinzigítico do Complexo Jequitinhonha: a) zona de charneira de dobra isoclinal ilustrando a paralelização entre bandamento primário (S_0) e a foliação principal (S_n); b) dobras desarmônicas intrafoliais; c) e d) zonas de charneira de dobras com flancos rompidos.

Outras estruturas dobradas de geometrias diversas são observadas frequentemente no gnaise kinzigítico do Complexo Jequitinhonha (Fig. 30a e 30b) e em corpos G1 e G2, e variam

morfologicamente entre dobras abertas a apertadas ou isoclinais e similares a flexurais, geralmente assimétricas. Padrões de superposição de dobramentos também podem ser localmente observados (Fig. 30c). Dobras ptigmáticas ocorrem abundantemente nas zonas migmatíticas (Fig. 30d).

A foliação S_n constitui a principal estrutura dúctil no cenário estrutural da região estudada e é responsável pela transposição e paralelização de estruturas planares prévias, por exemplo, o acamamento das rochas metassedimentares. Essa estrutura está impressa de forma penetrativa nas rochas do Complexo Jequitinhonha e das supersuítes G1 e G2. É marcada pela orientação preferencial de biotita e sillimanita, e estiramento de quartzo, feldspatos, cordierita e granada. Observa-se uma grande variação na orientação dos planos de foliação, que pode ser atribuída ao intenso dobramento regional, mas também, à abundância de intrusões graníticas tardias que conformam a estrutura das encaixantes à sua volta. A foliação S_n raramente mostra lineação mineral e de estiramento (L_n).

Foliação milonítica a protomilonítica associa-se, na porção sul da área, a zonas de cisalhamento locais e, possivelmente, regionais. Essa foliação é pervasiva e mais desenvolvida próximo a contatos entre o Complexo Jequitinhonha e corpos da supersuíte G1 (Fig. 31), onde os mergulhos podem se tornar subverticais. Texturas anastomosadas, sigmóides e porfiroclastos com morfologia ocelar (*augen*) em gnaiss kinzigítico e em granito caracterizam essa estrutura (Fig. 31).

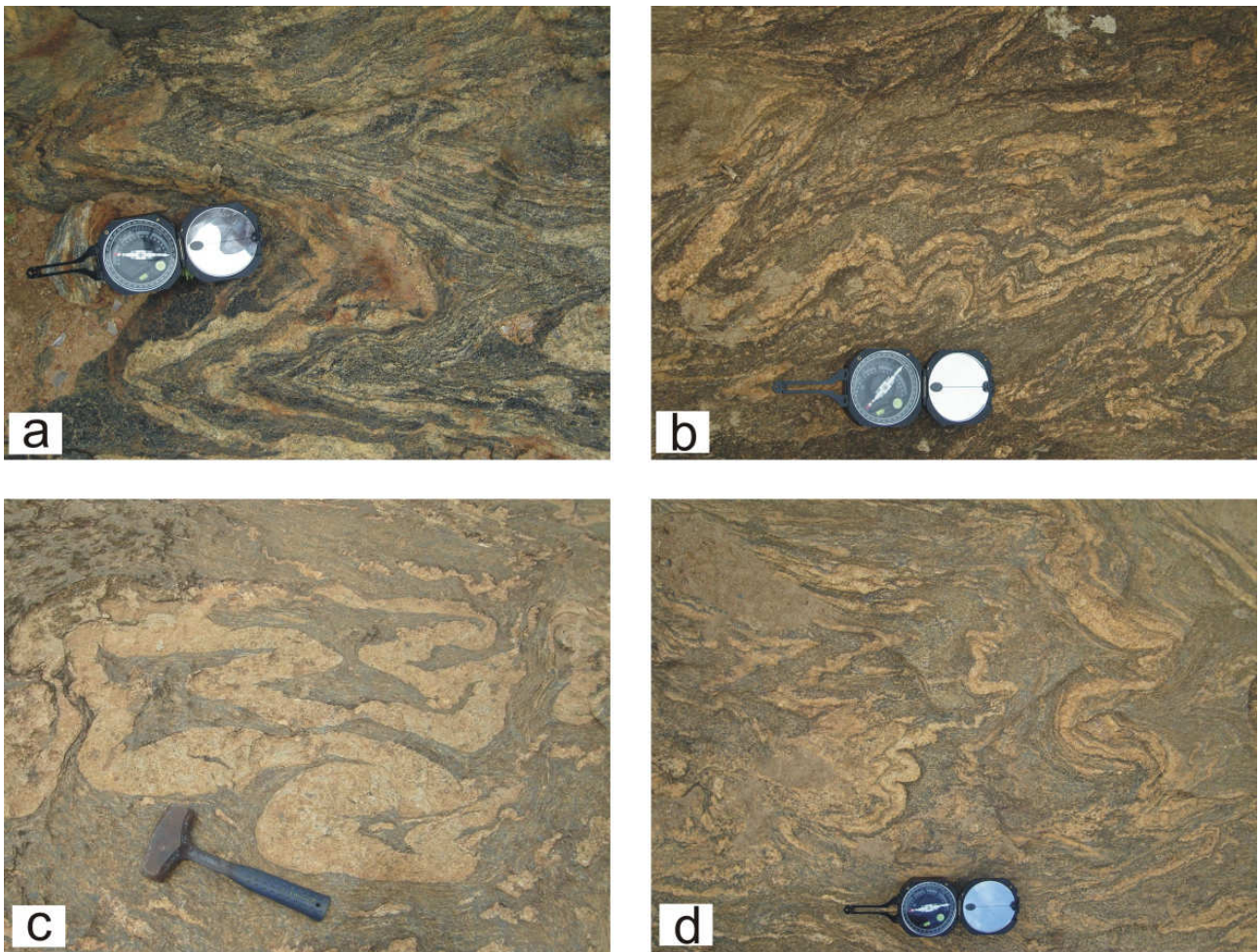


Fig. 30 - Dobras em gnaiss kinzigítico do Complexo Jequitinhonha. a) Dobras em *chevron*; b) dobras assimétricas; c) Fig. de interferência de dobras; d) dobras piggyback.

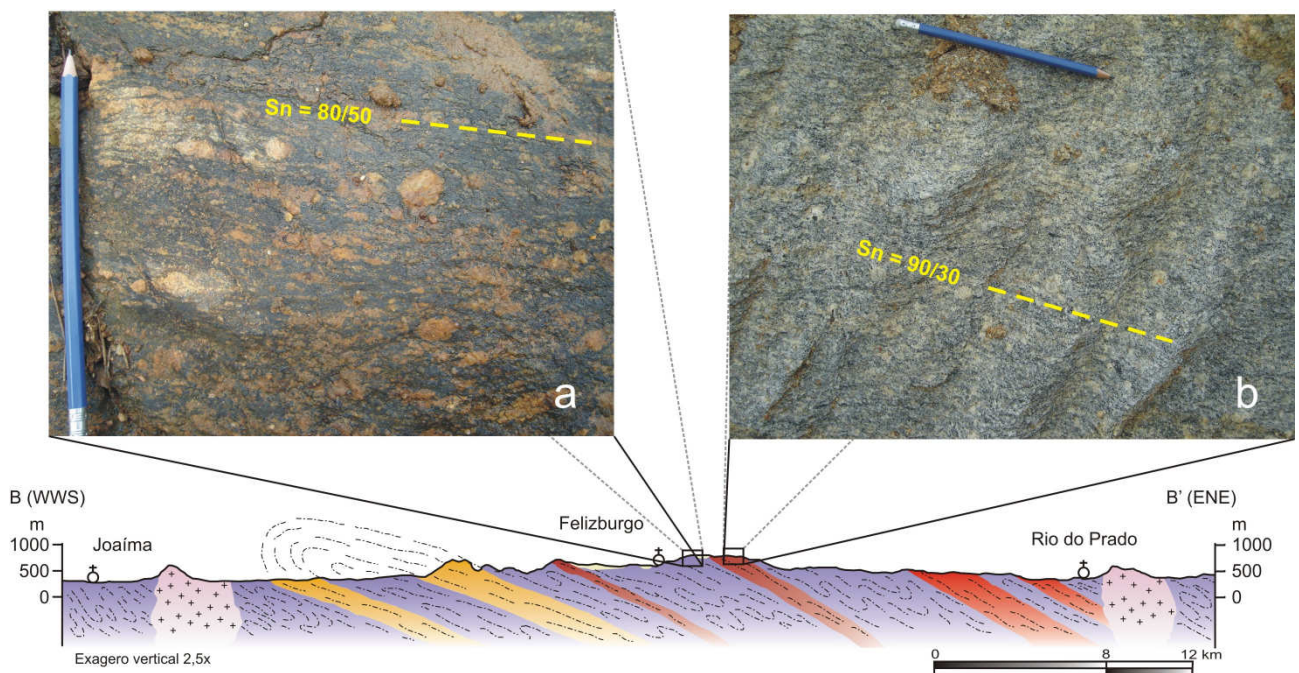


Fig. 31 - Foliação milonítica (S_n) com estruturas oclares (*augen*) e porfiroclastos de feldspato assimétricos rotacionados impressa em (a) gnaiss kinzigítico do Complexo Jequitinhonha e (b) Granodiorito Felizburgo, próximo ao contato entre essas duas unidades. A assimetria dos porfiroclastos manteados indica movimentação reversa com topo para oeste. Para localização do perfil ver Fig. 5.

Para efeito da descrição das atitudes das principais feições estruturais, a área de estudo pode ser subdividida nos domínios estruturais Sul e Centro-Norte, descritos a seguir.

5.2 Domínio Estrutural Sul

No Domínio Estrutural Sul afloram as rochas do Complexo Jequitinhonha e os corpos granitóides das supersuítas G1 e G5. Os planos de foliação S_n neste domínio apresentam geralmente baixos ângulos de mergulho e um máximo modal $S_n = 80/33$, mas também podem alcançar atitudes com mergulhos para SE ou NW (Fig. 32a). Essas estruturas podem ainda experimentar altos ângulos de mergulho, como ilustrado no estereograma da Fig. 32b, cujas atitudes dos planos de foliação S_n apresentam um máximo modal $S_n = 150/80$, impressos por vezes como foliação milonítica sobre granitos da supersuíte G1, gnaisses kinzigíticos e quartzito do Complexo Jequitinhonha. Esses planos de foliação podem conter lineações L_n mineral e de estiramento, com atitudes que variam de *down-dip* a oblíquas (Fig. 33). Esse conjunto de estruturas pode sugerir deslocamentos oblíquos, com importante componente direcional em zonas de cisalhamento de alto ângulo.

Os planos de acamamento S_0 , materializados em contatos entre o gnaiss kinzigítico e lentes ou camadas quartzito ou lentes de rocha calcissilicática, são geralmente paralelos à foliação S_n (Fig. 34).

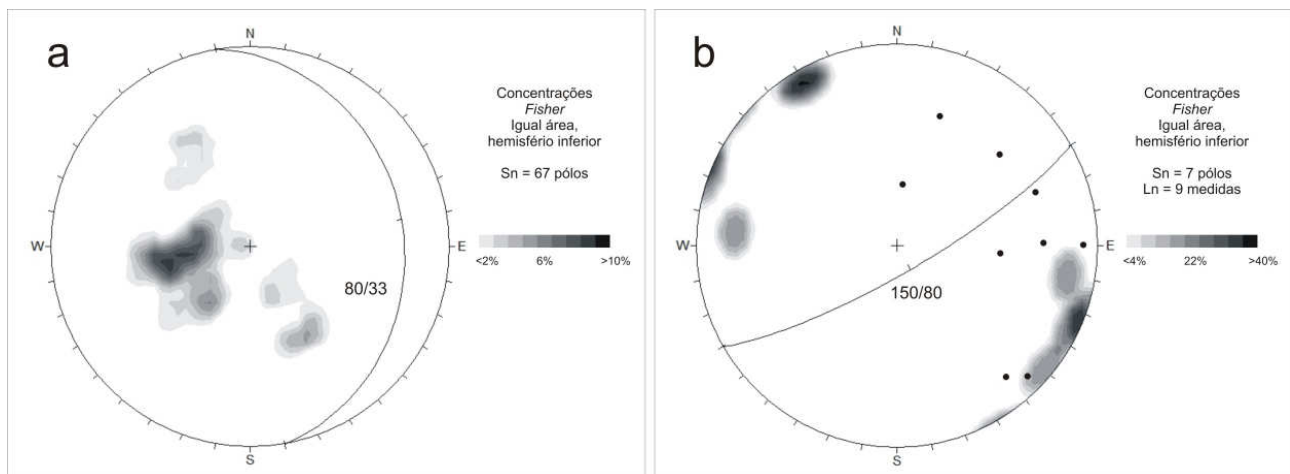


Fig. 32 - Estereogramas de contorno isoareal de pólos da foliação S_n e medidas de lineação mineral L_n para o Domínio Estrutural Sul. a) Pólos de planos de foliação de baixo ângulo, com máximo modal igual a $S_n = 80/33$; b) pólos de foliação de alto ângulo, com máximo modal igual a $S_n = 150/80$, e de pontos espalhados da lineação L_n , com mergulhos em geral oblíquos.

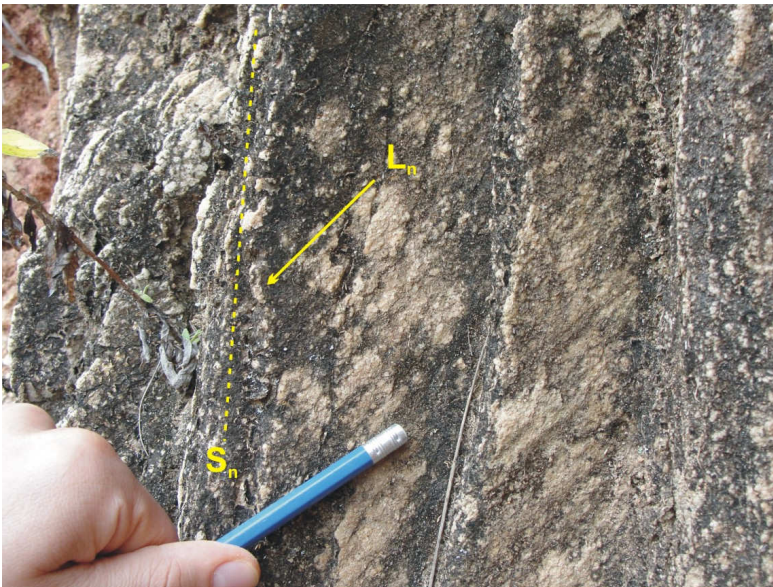


Fig. 33 - Lineação de estiramento de quartzo (L_n) oblíqua à foliação (S_n) subvertical em quartzito do Complexo Jequitinhonha. (UTM 317356/ 8137546).

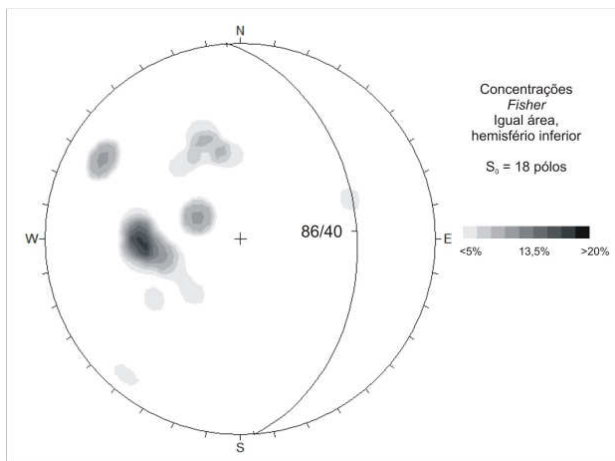


Fig. 34 - Estereograma de contorno isoareal de pólos de acamamento S_0 para o Domínio Estrutural Sul, com máximo modal $S_0 = 86/40$.

5.3 Domínio Estrutural Centro-Norte

No Domínio Centro-Norte, onde afloram o Complexo Jequitinhonha e os corpos granitóides das supersuítas G2, G3 e G5, os pólos de foliação concentram-se nos quadrantes noroeste e sudoeste, com máximos modais $S_n = 22/28$ e $140/10$ (Fig. 35a). Dessa forma, sugere-se uma estrutura dobrada, com eixo orientado em $90/10$ para esse domínio estrutural. As poucas estruturas de lineação mineral observadas nesse domínio encontram-se nos quadrantes SE e NE (Fig. 35b).

Os planos de acamamento S_0 mostram-se geralmente paralelos à foliação S_n , como ilustrado no estereograma da Fig. 36. Os padrões de S_0 caracterizam também uma estrutura dobrada, com eixo orientado a $105/35$ e flancos (máximos modais) orientados a $S_0 = 64/43$ e $99/35$.

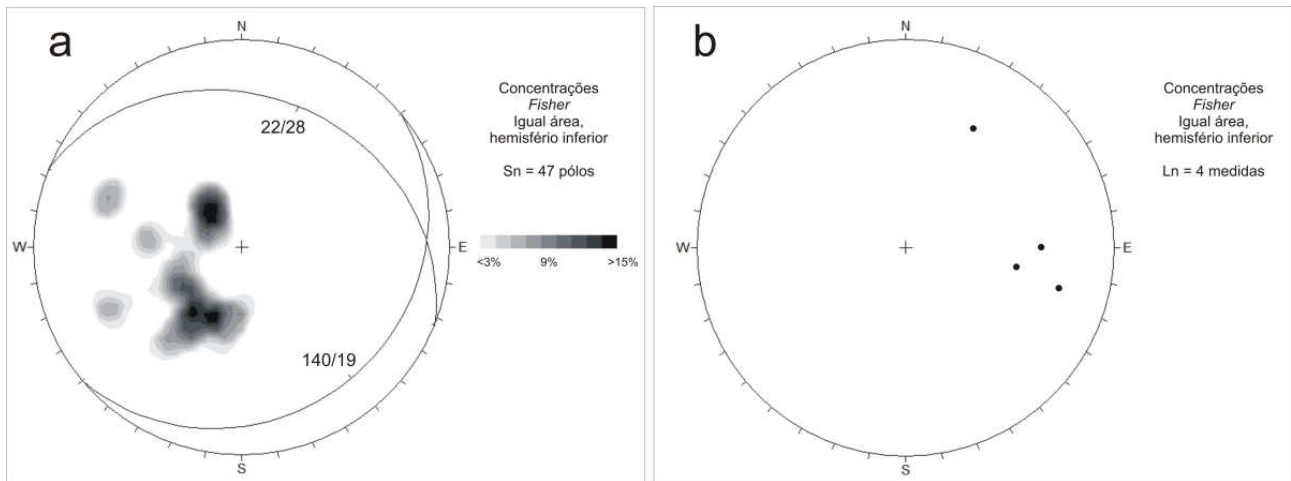


Fig. 35 - Estereogramas de contorno isoareal para o Domínio Estrutural Centro-Norte de (a) pólos da foliação S_n , com máximos modais iguais a 22/28 e 140/19 e eixo construído 90/10 e (b) medidas de lineação mineral L_n .

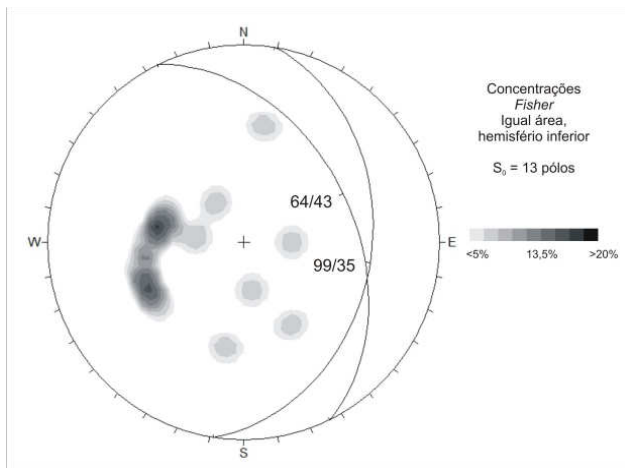


Fig. 36 - Estereograma de contorno isoareal de pólos de acamamento S_0 , geralmente paralelo a S_n , para o Domínio Estrutural Centro-Norte. O estereograma sugere uma estrutura dobrada, com eixo orientado a 105/35 e flancos (máximos modais) orientados a 64/43 e 99/35.

CAPÍTULO 6 - LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd E GEOCRONOLOGIA U-Pb DO COMPLEXO JEQUITINHONHA

Esta dissertação apresenta as primeiras idades U-Pb (LA-ICP-MS) obtidas de grãos detríticos de zircão, além de novas análises litoquímicas e dados isotópicos Sm-Nd em rocha total, para subsidiar o entendimento do significado do Complexo Jequitinhonha no contexto evolutivo do Orógeno Araçuaí.

Os resultados obtidos foram parcialmente publicados em *Geonomos* (item 6.1) e o conjunto completo de dados constitui um artigo que, após apresentado no simpósio Gondwana 14 (Búzios, setembro de 2011), foi convidado a ser submetido ao *Precambrian Research* (item 6.2).

6.1 Artigo publicado em *Geonomos*

No Anexo I encontra-se o artigo intitulado “Idade máxima de sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão”, publicado em v. 19, n. 2, p. 121-130 da revista *Geonomos*, em 2011.

6.2 Artigo a ser submetido ao *Precambrian Research*

The Jequitinhonha Complex, Araçuaí orogen (eastern Brazil), and its significance to Western Gondwana reconstruction

Tatiana Gonçalves-Dias¹, A. C. Pedrosa-Soares¹, Ross Stevenson², Fabrício de Andrade Caxito¹, Luiz Carlos Silva³, Ivo Dussin¹, Fernando Alkmim⁴, Richard Armstrong⁴

1 – Universidade Federal de Minas Gerais, Pós-Graduação em Geologia, CPMTc, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG, Brazil

2 – Université du Québec a Montréal, GEOTOP, Canada

3 – CPRM, Geological Survey of Brazil

4 – Universidade Federal de Ouro Preto, Depto de Geologia, Ouro Preto, MG, Brazil

5 – SHRIMP lab, Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia

Keywords: Jequitinhonha Complex, Lithochemistry, Sm-Nd, U-Pb, Araçuaí orogen, Western Gondwana

Abstract

The Araçuaí orogen (eastern Brazil) and its african counterpart, the West Congo belt, make up a branch of the Brasiliano-Pan African orogenic system formed during the assembly of West Gondwanaland, in Late Ediacaran time. This orogen seems to have evolved from a basin surrounded by the São Francisco-Congo paleocontinent along three borders, but opened to the Adamastor Ocean, like an inland-sea basin (a large gulf) partially floored by oceanic crust. This quite unique paleogeographic interpretation may also be

checked by studies on the nature, age and tectonic setting of stratigraphic units located in the northern Araçuaí orogen, like the Jequitinhonha Complex. Accordingly, we present the first U-Pb age spectra for detrital zircon samples from this complex, and further field, petrographic, lithochemical and Sm-Nd isotopic data, together with a thorough literature compilation. The Jequitinhonha Complex mostly consists of paragneiss (with variable contents of biotite, cordierite, garnet and/or sillimanite) with thin intercalations of calcisilicate rock, and lenses to layers of quartzite and sillimanite-graphite gneiss, metamorphosed in the high amphibolite to granulite facies transition. The spatial variation of lithochemical attributes, like major (wt%) and trace element (ppm) relations from 35 paragneiss samples largely representing the whole complex, suggest that distribution of different protoliths, i.e., the richest in sand fraction (quartz-plagioclase-rich paragneiss) tend to concentrate towards the basin border, whereas sediments richest in mud fraction (biotite-cordierite-garnet-sillimanite gneiss) prevails from the central to southern parts of the complex. Also, distinct rare-earth element patterns correlate with the gneiss lithofacies distribution. The Nd isotopic signature for the paragneiss samples is very homogeneous, with T_{DM} between 1.6–1.8 Ga and $\epsilon Nd_{(575\text{ Ma})}$ from -7 to -8. The plot of ϵNd versus age highlights the great influence of the Tonian rif-related magmatic sources on the gneiss protoliths. U-Pb (LA-ICP-MS) analysis data from 125 detrital grains of zircon, from two quartzite samples, from different stratigraphic levels of the Jequitinhonha Complex, show very similar age spectra and reveal six main age peaks at *ca.* 950 Ma, 1200 Ma, 1500 Ma, 1800 Ma, 2000 Ma and 2500 Ma. The youngest zircon population can be assigned to the A-type magmatism of the Tonian precursor basin, representing erosion of rift shoulders and horsts. The older populations are related to different sources found in the São Francisco-Congo craton and in the basement of the Araçuaí-West Congo orogen. The ages of the youngest concordant zircon grains and of the high grade metamorphism constrain the sedimentation of the Jequitinhonha protoliths from *ca.* 898 Ma to *ca.* 575 Ma. The U-Pb age spectra and Sm-Nd data suggest prevailing Paleoproterozoic (1.8–2.2 Ga) and Mesoproterozoic (1.5–1.1 Ga) sources, mixed with a Tonian (1–0.9 Ga) source for the Jequitinhonha protoliths; a signature very similar to the Macaúbas Group (the most extensive unit of the precursor basin of the Araçuaí orogen). Indeed, our data bring solid evidence to correlate these units, although the lack of diamictite in the Jequitinhonha Complex hinders a direct correlation with the Macaúbas glaciogenic units. On the other hand, the regional stratigraphic relations and lithofacies distribution, together with analytical data favor the correlation of the Jequitinhonha Complex with the Macaúbas passive margin succession. Besides the exclusively sedimentary nature of the Jequitinhonha Complex, no ophiolite sliver was found in the region, reinforcing the interpretation that it represents the ensialic termination of a gulf-like basin. This scenario also suggests that the São Francisco-Congo paleocontinent was not broken to the north of the focused region, acting as a single piece during West Gondwanaland amalgamation in Ediacaran time.

6.2.1 Introduction

The process of Western Gondwanaland assembly during the Neoproterozoic left important sutures orogenic scars between cratons in central and eastern Brazil, making up the diachronic Brasiliano system of orogens (Brito-Neves *et al.* 1999, Cordani *et al.* 2003). One of them is the region highly affected by the Brasiliano orogeny, limited by the eastern edge of the São Francisco craton and the Atlantic continental margin, called the Araçuaí orogen (after the definitions by Almeida 1977, and Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

The Araçuaí orogen and its african counterpart, the West Congo belt (Fig. 37), make up a branch of the Brasiliano-Pan African orogenic system formed during the assembly of West Gondwanaland, in Late Ediacaran time (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008; Tack *et al.* 2001; Alkmim *et al.* 2006). According to these authors, this orogen seems to have evolved from a basin surrounded by the São Francisco-Congo paleocontinent along three borders, to the Adamastor Ocean, like an inland-sea basin (a large gulf) partially flooded by oceanic crust. This quite unique

paleogeographic interpretation may also be checked by studies on the nature, age and tectonic setting of stratigraphic units located in the northern Araçuaí orogen (Fig. 38).

In this scenario, the Jequitinhonha Complex, essentially composed of paragneiss, quartzite and graphite gneiss, is the most extensive metasedimentary unit of the northeastern Araçuaí Orogen (Almeida & Litwinski 1984, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000). We present the first U-Pb age spectra for detrital zircon samples, and further field, petrographic, lithochemical and Sm-Nd isotopic data, together with a thorough literature compilation, in order to characterize the age, depositional environment, provenance and tectonic setting of the basin represented by the Jequitinhonha Complex, and discuss its role in Gondwanaland.

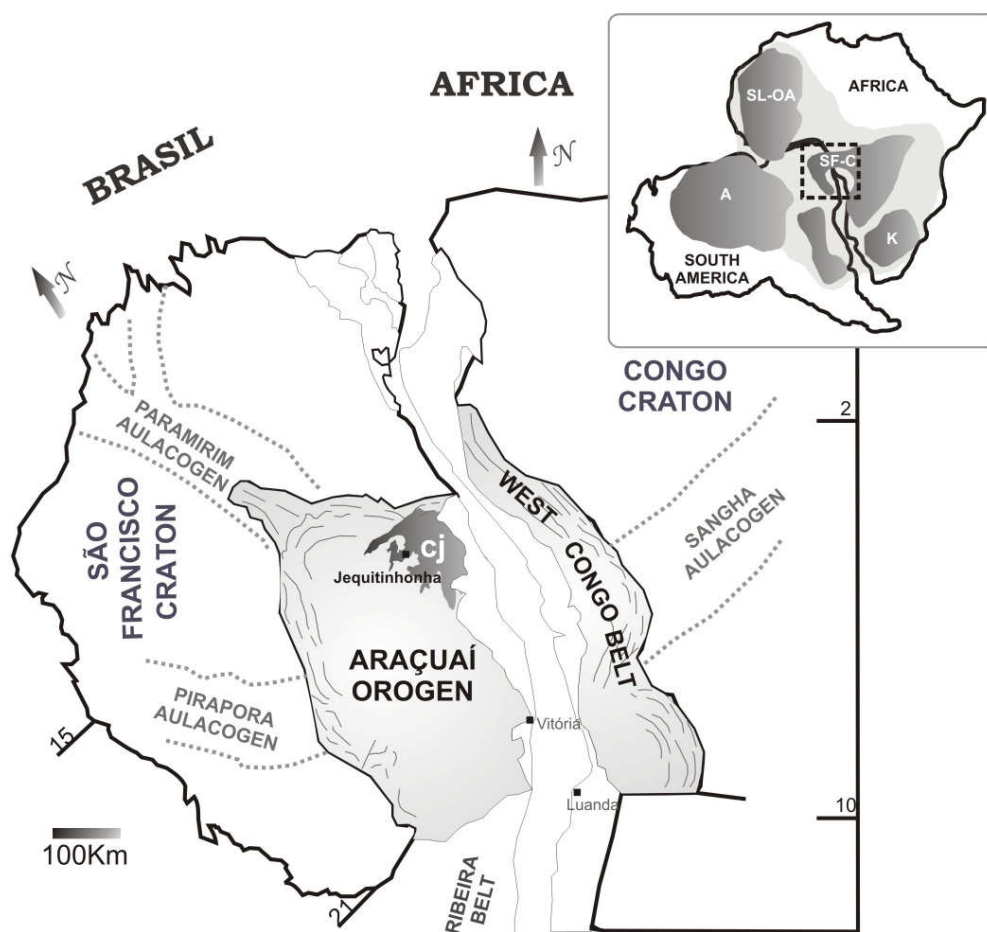


Fig. 37 – Geotectonic setting of the Jequitinhonha Complex (cj), located in the northeastern part of the Araçuaí orogen (modified from Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

6.2.2 Geological Setting

The presented geological map highlights the Neoproterozoic and Cambrian units of the Araçuaí orogen and neighbouring region of the São Francisco craton (Fig. 38).

Archaean gneissic complexes and greenstone belts, Siderian metasedimentary units, Rhyacian magmatic arcs, and rift-related Statherian to Stenian supracrustal successions with associated magmatic rocks make up the basement of the Araçuaí orogen (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Noce *et al.* 2007, Chemale *et al.* 2011, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011). To the west and north, this basement represents the palaeocontinental margin of the São Francisco craton, and includes late Rhyacian magmatic arcs and a Statherian-Stenian rift-sag basin (Teixeira *et al.* 2000, Noce *et al.* 2007, Chemale *et al.* 2011). Along the southern part of the orogen, the basement mainly includes a mostly juvenile, Rhyacian magmatic arc (the Juiz de Fora and Mantiqueira complexes). Basement rocks of the Araçuaí orogen generally record the overprint of the Brasiliano orogeny, at least as partial isotopic resetting (Noce *et al.* 2007, Silva *et al.* 2011).

Since the very beginning of the Neoproterozoic, extensional events took place throughout the site of the future Araçuaí-West Congo orogen and formed its precursor basin system (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011). The older event (*ca.* 1 Ga) is recorded by anorogenic granites in the West Congo belt (Tack *et al.* 2001) and mafic dyke swarms throughout the southeastern São Francisco craton (D'agrella-Filho *et al.* 1990, Côrrea-Gomes & Oliveira 1997). It is followed by a second Tonian rifting event (*ca.* 930-870 Ma), recorded by the thick Zadinian-Mayumbian bimodal volcanic succession (Tack *et al.* 2001) and, in the Brazilian side, by mafic dyke swarms (*ca.* 900 Ma, Machado *et al.* 1989) and by the Salto da Divisa anorogenic granite intrusions (*ca.* 875 Ma, Silva *et al.* 2008). The pre-glacial succession of the Macaúbas Group filled this Tonian rift (Pedrosa-Soares *et al.* 2008, 2011b; Babinski *et al.* 2012). The third rifting event would be Cryogenian in age (*ca.* 735-675 Ma), according to data from anorogenic alkaline intrusions found in southeastern São Francisco craton (Rosa *et al.* 2007) and the La Louilla volcanism in Gabon (Thiéblemont *et al.* 2011), and filled by the glaciogenic diamictite-bearing units and transitional mafic volcanic rocks of the Macaúbas and West Congolian groups (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2008, 2011b; Uhlein *et al.* 1999, 2007; Babinski *et al.* 2012). This continental rifting evolved to a passive margin setting and seafloor spreading, forming a confined oceanic basin, i.e., a large gulf partially floored by oceanic crust. The post-glacial, diamictite-free units of the Macaúbas Group represent the infilling of this Cryogenian passive margin to ocean basin system (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2008, 2011b; Queiroga *et al.* 2007; Queiroga 2010; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

Orogenic calc-alkaline magmatism started around 630 Ma and lasted until *ca.* 585 Ma in the core of the Araçuaí Orogen, building up a pre-collisional magmatic arc represented by the G1 supersuite and volcano-sedimentary successions of the Rio Doce Group (Fig. 38), which lithochemical and isotopic signatures point to an active continental margin setting (Nalini *et al.* 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011a; Martins *et al.* 2004; Vieira 2007). Bodies of tonalitic to granodioritic gneisses found in the type-area of the Jequitinhonha Complex (Fig. 38) also belong to

the G1 supersuite (Paes *et al.* 2010, Silva *et al.* 2010). The Nova Venécia Complex, composed of peraluminous paragneiss with intercalations of calcsilicate rocks, represents pre-collisional deposition in the back-arc basin (Noce *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2008). The Salinas Formation, composed of metamorphosed (flysch-type) wacke, pelite and conglomerate, represents an orogenic basin located in the forearc region (Lima *et al.* 2002, Pedrosa-Soares *et al.* 2008, Santos *et al.* 2009).

Besides regional deformation and metamorphism, the syn-collisional stage generated a large amount of S-type granitic melts, mostly represented by the biotite-garnet granite and two mica granite of the G2 supersuite, dated from *ca.* 585 Ma to *ca.* 560 Ma (Fig. 39). These granites generally show the solid-state regional foliation, as well as a large number of xenoliths and restites of metasedimentary rocks, because they formed from the syn-kinematic partial melting of paragneiss (Celino *et al.* 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011a; Paes *et al.* 2010; Silva *et al.* 2011). A regional re-melting episode formed the G3 garnet-cordierite leucogranite, mostly from the dehydrating anatexis of G2 granites around 540-525 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a).

Finally, the G4 and G5 supersuites represent the post-collisional magmatism associated with the gravitational collapse of the Araçuaí Orogen (Fig. 39). The G4 supersuite consists of S-type, balloon-like granitic intrusions composed of two mica granite with locally preserved pegmatoid cupolas, and associated lithium- and/or tourmaline-rich pegmatites (Pedrosa-Soares *et al.* 1987, 2011a). The G5 supersuite includes inversely-zoned intrusions with a compositional range from granite to gabbro and the corresponding hypersthene-bearing (charnockitic) facies. It comprises metaluminous, high-K and high-Fe calc-alkaline plutons, with many evidence of magma mixing and isotopic signatures that suggest contribution of an enriched-mantle reservoir for the parental magma (Campos *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a).

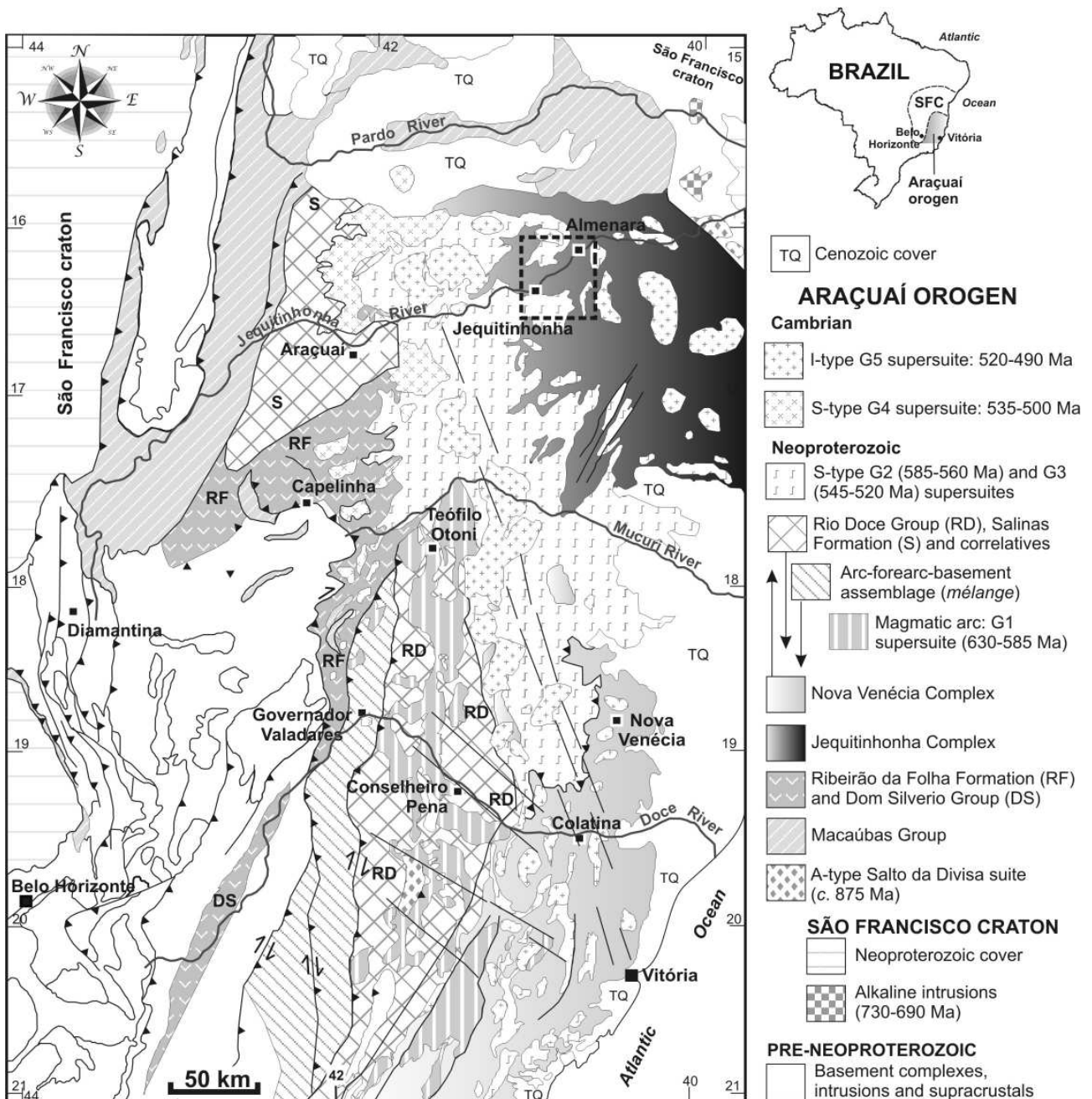


Fig. 38 - The Jequitinhonha Complex (*dégradé* dark grey tint) in the geological map of the Araçuaí orogen (modified from Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008). The dashed rectangle shows the location of Fig. 42.

6.2.3 The Jequitinhonha Complex

Formerly defined by Almeida & Litwinski (1984) in the surroundings of Jequitinhonha and Almenara, northeastern Minas Gerais (Fig. 38), the Jequitinhonha Complex mostly includes paragneiss with thin intercalations of calcsilicate rock, lenses and layers of quartzite and graphite gneiss (Fig. 39). In fact, the paragneiss is a rock assemblage, called by the general name “kinzigitic gneiss” in the Brazilian geological literature, which represents a decreasing series of contributions of clay minerals and carbonaceous material, composed of sillimanite-graphite gneiss (the richest in

carbonaceous material and iron-free clay), graphite-sillimanite-garnet-cordierite-biotite gneiss (the richest in clay fraction and the most abundant variety), garnet-cordierite-biotite gneiss, garnet-biotite gneiss and biotite gneiss (the poorest in clay minerals, but the richest in sand fraction). These gneisses show different rates of partial melting and present migmatite features, like ptigmatic, stromatic, augen, schollen and schlieren structures.

The most common gneiss variety in the study area, the peraluminous paragneiss, is typically banded and shows distinct migmatite structures owing to different rates of partial melting (Fig. 40a and 40b). Besides quartz and feldspars (plagioclase > K-feldspar), the blueish grey paleosome is rich in biotite, cordierite, garnet and/or sillimanite (Fig. 40c and 42d), with traces of graphite, resembling the so-called kinzigite *s.s.* (*cf.* Mehnert 1971). The neosome includes the granitic leucosome and a quartz-feldspar-poor melanosome to mesosome variably rich in biotite, garnet and/or cordierite. Thin lenses of calcsilicate rocks, intercalated within the paragneiss, consist of quartz, plagioclase, microcline, light pink (Ca-rich) garnet, clinopyroxene and orthopyroxene, and represent pelite-carbonate (marl) sediment.

The kinzigitic gneiss package also includes thin lenses to thick layers of quartzite, varying from orthoquartzite (quartz sandstone), feldspathic quartzite, to sillimanite-graphite-biotite quartzite that grades to the paragneiss. The quartzite typically shows a coarse-grained saccharoidal texture, and massive to foliated structure. At the top of the kinzigitic gneiss pile, occurs a quartzite-rich unit up to 100 m thick, called Mata Escura Formation, which sustain high plateaus and hills, contrasting to the lower smooth relief associated with the paragneiss. (Fig. 40e and 40f).

Metamorphic T-P conditions of 791 ± 42 °C at 5 ± 0.5 kbar were determined by the Thermocalc software using mineral chemistry data from a sillimanite-garnet-cordierite-biotite gneiss sampled close to Almenara (Belém 2006). This T-P data is coherent with the coexistence of cordierite and almandine in the kinzigitic gneiss with Fe/(Fe+Mg) around 0.7 (Currie 1971), the most common Fe-Mg ratio found in the studied samples (Table 1). These data together with the metamorphic mineral assemblages characterize the regional metamorphism in the amphibolite-granulite facies transition, accompanied by abundant partial melting of the kinzigitic gneiss.

The first partial melting of the paragneiss produced a biotite-garnet granite, locally rich in cordierite. This S-type granite underwent the regional deformation and represents the G2 supersuite. A second melting episode led to the generation of veins and patches of garnet-cordierite leucogranite free of the regional foliation, representing the G3 supersuite.

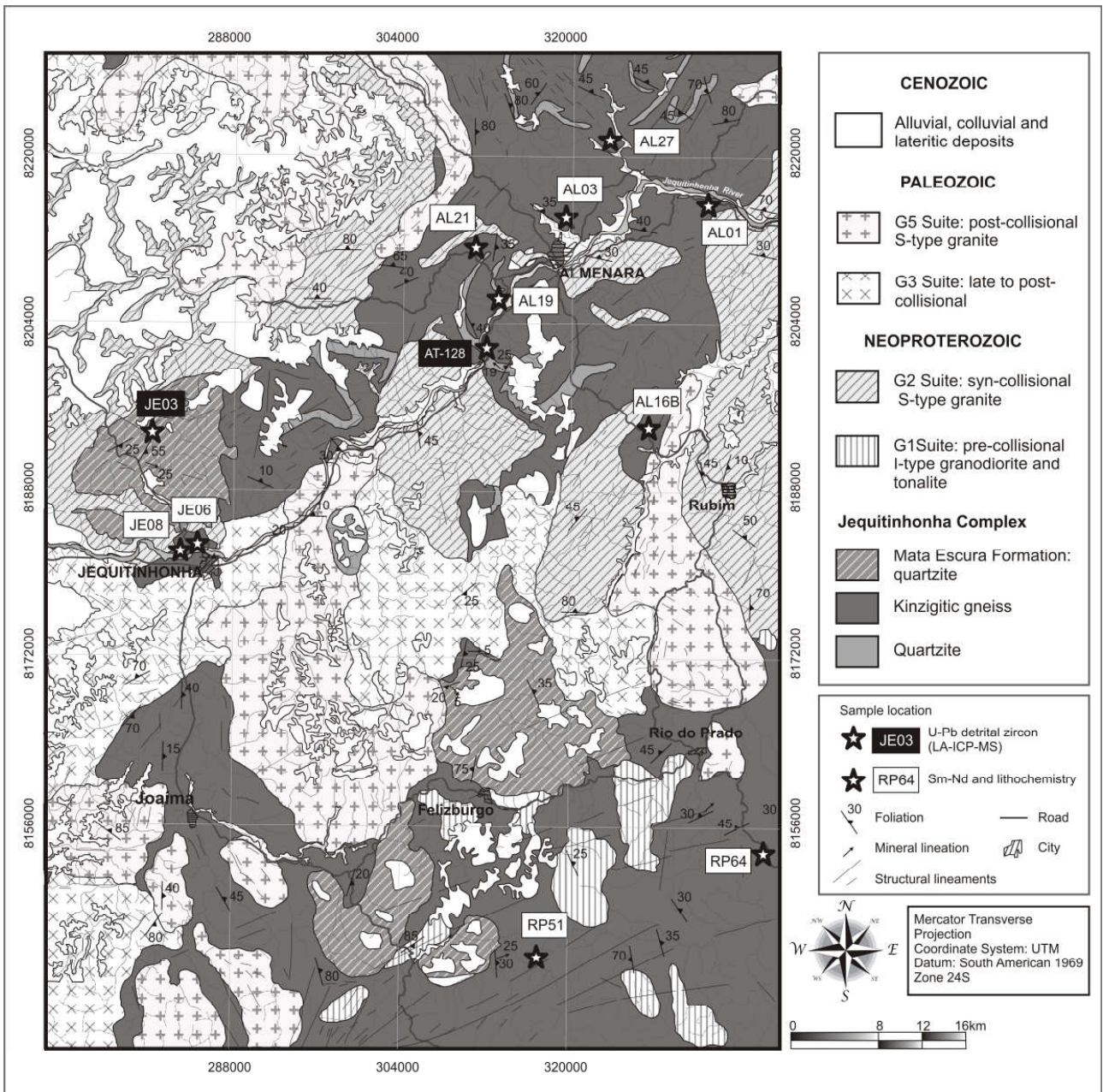


Fig. 39 - Geologic map of the Almenara-Jequitinhonha region, northeastern Minas Gerais State, with location of the analyzed samples (partially compiled from Drummond & Malouf 2010, Gomes 2010, Junqueira *et al.* 2010, Pinto 2010).

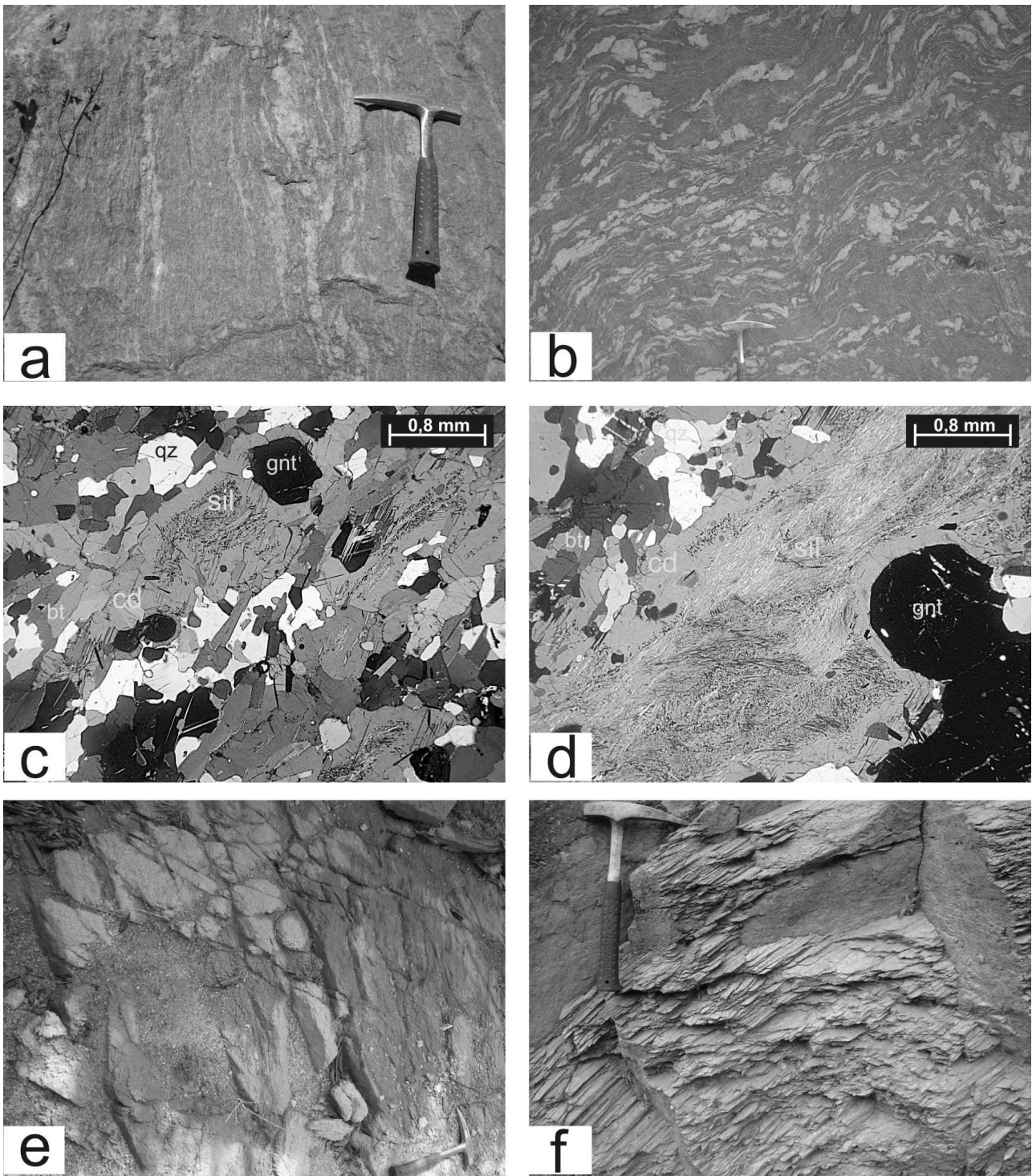


Fig. 40 - Petrographic features of rocks of the Jequitinhonha Complex. a) Typical banded kinzigitic paragneiss. b) Folded migmatite with dark grey kinzigitic paleosome and vein-shaped granitic leucosome. c) Photomicrography from a thin section of kinzigitic gneiss under crossed polarizers, showing the regional foliation (qz, quartz; bt, biotite; cd, cordierite; gnt, garnet; sil, sillimanite); d) Photomicrography from a thin section of kinzigitic gneiss under crossed polarizers, highlighting a peraluminous band composed of cordierite poikiloblasts (cd) crowded of fibrous sillimanite (sil) roughly oriented along the regional foliation, intergrown with garnet (gnt). e) Foliated, coarse-grained, sacaroidal quartzite of the Mata Escura Formation. f) Medium- to coarse-grained quartzite intercalated in the kinigitic gneiss package.

6.2.4 Analytical Procedures

Homogeneous and fresh rock samples, free of any evidence for alteration, were selected for lithochemical and isotopic analysis, and prepared according to high-quality standard procedures.

The lithochemical analysis of major and trace elements for petrological studies were performed at the ACME Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canada, by using ICP-MS and X-Ray Fluorescence equipments (except LOI), according to their specific routines.

The Sm-Nd isotopic analyses were conducted at the GEOTOP Research Center, Université du Québec à Montréal, Canada. Samples were dissolved in a HF-HNO₃ mixture in high-pressure Teflon vessels. A ¹⁵⁰Nd-¹⁴⁹Sm tracer was added to determine Nd and Sm concentrations. The REE were then purified by cation exchange chromatography, and Sm and Nd were subsequently separated following the procedure of Pin & Zalduegui (1997). The total procedure blanks are less than 150 pg. Samples were analyzed by Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS), using a Ta-Re double filament assembly on a ThermoScientific Triton Plus Multicollector Mass Spectrometer operating in static mode. USGS Standard BHVO-2 was submitted to the whole procedure and yielded ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512976 ± 0.000008 with Sm and Nd concentrations of 6.2 and 24.5 ppm respectively. These values are identical within error to the ones obtained by Weis *et al.* (2005). Repeated measurements of the JNdi standard (Tanaka *et al.* 2000) yielded a value of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512100 ± 0.000007 (n=12). Two samples (RP51 and RP64) were analyzed in duplicate in order to ensure data reproducibility. The Sm and Nd concentrations and the ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ratios have an accuracy of 0.5% that corresponds to an average error on the initial εNd value of ± 0.5 epsilon units.

For the U-Pb isotopic analysis on zircon, 10 kg of each sample (AT-128 and JE-03) was crushed in highly clean equipments, and grains were separated through standard magnetic and hand-picking techniques at the Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil. Sample AT-128 was analyzed at the Laboratório de Geologia Isotópica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil, where zircon grains were mounted in epoxy in 2.5 cm diameter circular mounts and polished until the grains were revealed. Images of the zircons were obtained using an optical microscope (Leica MZ 125) and a scanning electron microscope with a BSE image detector (Jeol JSM 5800). U and Pb isotopes were then analyzed in a ThermoFinnigan Neptune LAM-ICP-MS equipped with a NewWave UP-213 laser system. Sample JE03 were analyzed at the LA-ICP-MS laboratory of the Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, in similar equipments.

6.2.5 Lithochemistry

Analysis of major and trace elements from nine samples of paragneiss collected in the study area (Table 1, Fig. 41 and 42) are compared with data presented by Reis (1999), Teixeira (2002), Daconti (2004) and Paes *et al.* (2010), totalizing 35 paragneiss samples that spatially represent the varieties of this rock in the Jequitinhonha Complex.

Regionally, the paragneiss samples show a wide range of Al₂O₃ (11.49–19.80%) content reflect the relative abundance of peraluminous silicates (biotite, cordierite, garnet and/or sillimanite), i.e., the clay fraction in the protolith, as well as silica contents (57.82–75.93%) in relation to the amount of sand (quartz + feldspars) fraction. K₂O (0.24–4.93%) compared with Na₂O (0.87–3.24%) and CaO (0.33–6.85%) contents, together with modal contents from thin sections (biotite up to 35%, plagioclase up to 30%, K-feldspar up to 10%), point to the predominance of the pelite and plagioclase fractions over K-feldspar.

Table 1 - Lithochemistry data from paragneiss samples of the Jequitinhonha Complex.

Sample	AL1	AL27	AL21	AL3	RP64	JE8	RP51	JE6	AL16A
Major Elements (wt %)									
SiO ₂	58.47	58.50	58.94	59.72	59.90	60.45	61.30	64.13	73.69
TiO ₂	1.07	1.00	1.12	1.02	1.04	1.01	1.06	0.96	0.80
Al ₂ O ₃	19.06	18.95	17.59	17.95	17.67	17.94	17.93	16.24	11.49
Fe ₂ O ₃	9.83	9.96	10.31	10.12	7.93	9.03	9.03	7.69	5.56
MnO	0.16	0.15	0.15	0.18	0.10	0.14	0.11	0.13	0.09
MgO	4.00	4.15	4.19	3.52	3.67	3.60	3.73	3.02	1.75
CaO	0.72	0.66	0.71	0.48	2.28	0.69	0.59	0.87	1.19
Na ₂ O	1.60	1.46	1.63	1.46	2.86	1.75	1.51	2.12	2.55
K ₂ O	4.05	3.94	3.97	4.26	2.53	3.53	3.33	3.24	2.09
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.07	0.10	0.17	0.13	0.09	0.15	0.08
Cr ₂ O ₃	0.019	0.019	0.019	0.034	0.015	0.016	0.017	0.014	0.011
LOI	0.7	0.9	1.1	0.8	1.6	1.5	1.1	1.3	0.6
TOT/C	0.10	0.12	0.14	0.08	0.19	0.15	0.05	0.11	0.07
TOT/S	0.06	0.04	0.07	0.06	0.16	<0.02	0.22	<0.02	0.09
Sum	99.76	99.79	99.78	99.65	99.78	99.78	99.79	99.84	99.92
Trace Elements (ppm)									
Ba	625	548	557	702	482	639	529	382	147
Rb	191.1	199.2	196.8	194.0	188.9	194.3	143.6	199.0	176.7
Sr	100.4	86.2	126.7	79.7	201.0	83.8	77.2	80.7	89.0
Cs	6.3	5.4	6.5	6.7	7.1	10.8	5.6	9.2	9.1
Tl	0.5	0.9	1.1	0.9	0.9	1.0	0.5	1.0	0.9
Ta	0.8	0.8	1.2	2.7	2.0	1.1	1.0	1.4	1.7
Nb	18.1	14.3	19.7	20.9	44.1	15.6	16.6	17.8	23.1
Hf	6.2	5.0	5.7	6.1	5.4	5.4	5.9	6.7	5.7
Zr	200.3	169.0	192.7	208.3	183.1	187.3	206.3	211.0	212.7
Y	34.6	31.2	30.7	34.1	22.3	32.2	33.4	33.5	14.3

Th	17.3	14.1	14.0	15.2	16.2	15.1	15.3	15.0	11.5
U	2.8	2.5	2.8	4.4	3.5	3.3	3.2	4.0	3.9
Co	27.7	22.8	22.2	163.4	19.2	21.8	23.1	18.5	11.1
Sc	24	24	24	25	15	20	19	17	13
V	211	164	171	184	156	158	166	135	94
Cu	47.9	29.8	23.0	30.3	37.1	34.7	84.6	11.7	19.5
Pb	1.3	1.2	2.0	1.4	2.0	1.5	1.4	1.3	1.9
Zn	111	112	139	123	141	105	100	94	97
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.4	<0.1	0.6	0.2
Be	1	<1	2	2	4	2	2	2	1
Ga	25.6	23.7	25.7	26.1	29.3	24.7	23.5	20.5	18.7
Sn	<1	2	2	1	1	3	1	3	3
W	<0.5	<0.5	<0.5	828.2	0.6	0.7	<0.5	<0.5	0.6
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Au	0.9	0.6	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	2.1
Mo	0.6	0.4	0.6	3.8	0.5	0.4	0.5	0.3	0.5
Ni	63.0	60.6	58.3	59.2	47.0	55.0	56.4	45.2	27.9
Th/Sc	0.72	0.59	0.58	0.61	1.08	0.76	0.81	0.88	0.88
Rare Earth Elements (ppm)									
La	40.4	36.7	39.3	41.5	39.5	38.1	40.1	38.7	22.4
Ce	91.3	77.4	82.5	97.4	86.8	86.7	92.7	88.8	47.5
Pr	9.89	8.88	9.44	10.19	9.07	9.33	9.72	9.57	5.52
Nd	37.0	34.7	36.2	38.1	34.0	34.8	37.8	36.0	20.1
Sm	7.10	6.30	6.48	7.33	6.07	6.79	7.17	7.21	3.44
Eu	1.49	1.30	1.04	1.38	1.10	1.29	1.36	1.26	0.78
Gd	6.25	5.63	5.70	6.68	5.32	6.25	6.59	6.44	2.55
Tb	1.05	0.96	0.94	1.07	0.82	1.04	1.06	1.08	0.43
Dy	5.68	5.13	5.00	6.00	4.40	5.76	5.66	6.02	2.14
Ho	1.20	1.10	1.06	1.24	0.81	1.12	1.16	1.18	0.48
Er	3.63	3.29	3.38	4.00	2.11	3.40	3.28	3.44	1.76
Tm	0.55	0.52	0.54	0.61	0.33	0.52	0.50	0.54	0.33
Yb	3.49	3.32	3.62	3.92	1.97	3.27	3.20	3.30	2.41
Lu	0.54	0.51	0.52	0.58	0.30	0.50	0.48	0.50	0.38
∑REE	209.57	185.74	195.72	220.00	192.60	198.87	210.78	204.04	110.22
La_N/Yb_N	8.30	7.93	7.79	7.59	14.38	8.36	8.99	8.41	6.67
Eu/Eu*	0.68	0.67	0.52	0.60	0.59	0.61	0.60	0.57	0.81

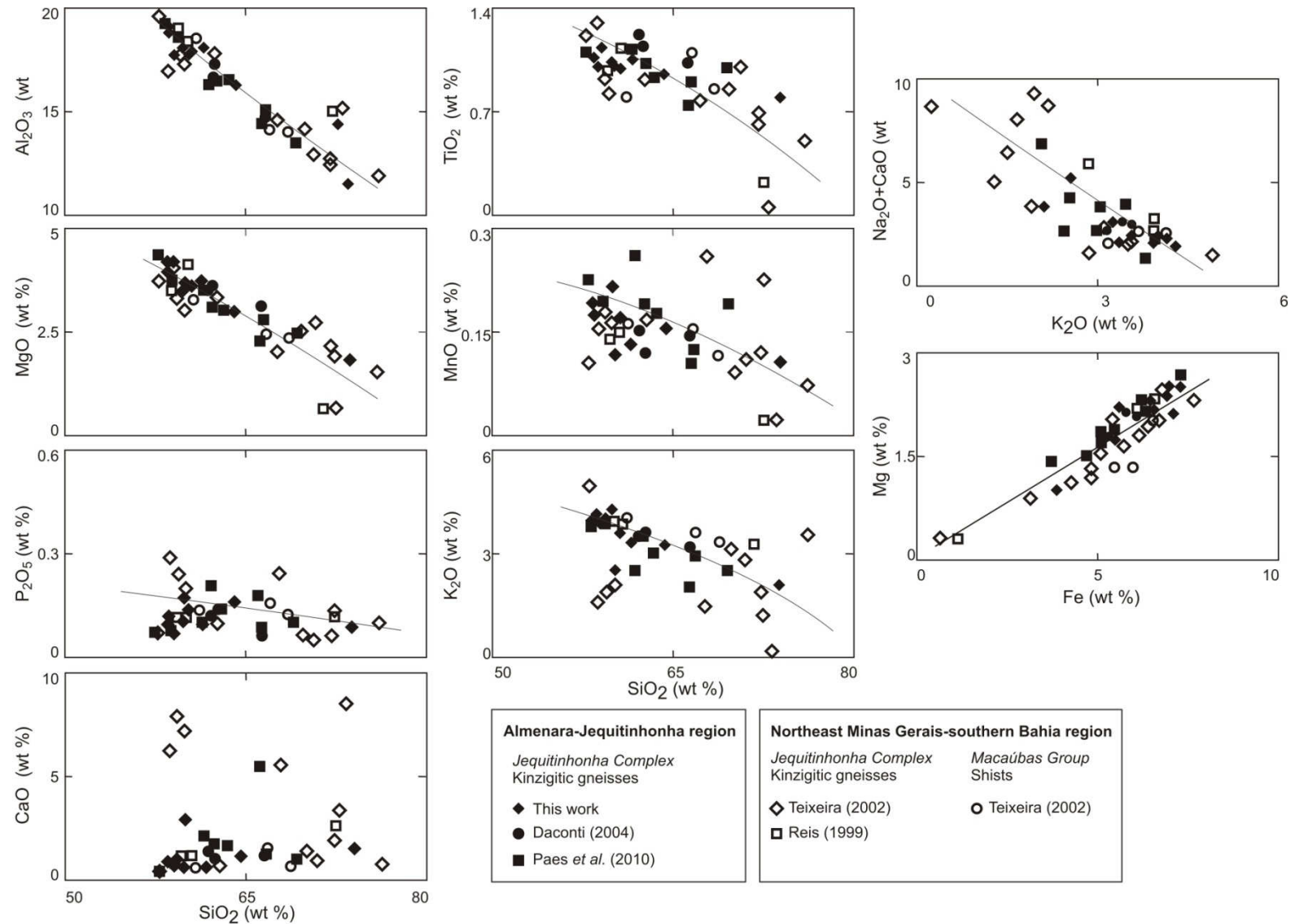


Fig. 41 – Major element bivariate diagrams for kinzigitic gneiss samples from different parts of the Jequitinhonha Complex, compared with schist samples of the Macaúbas Group.

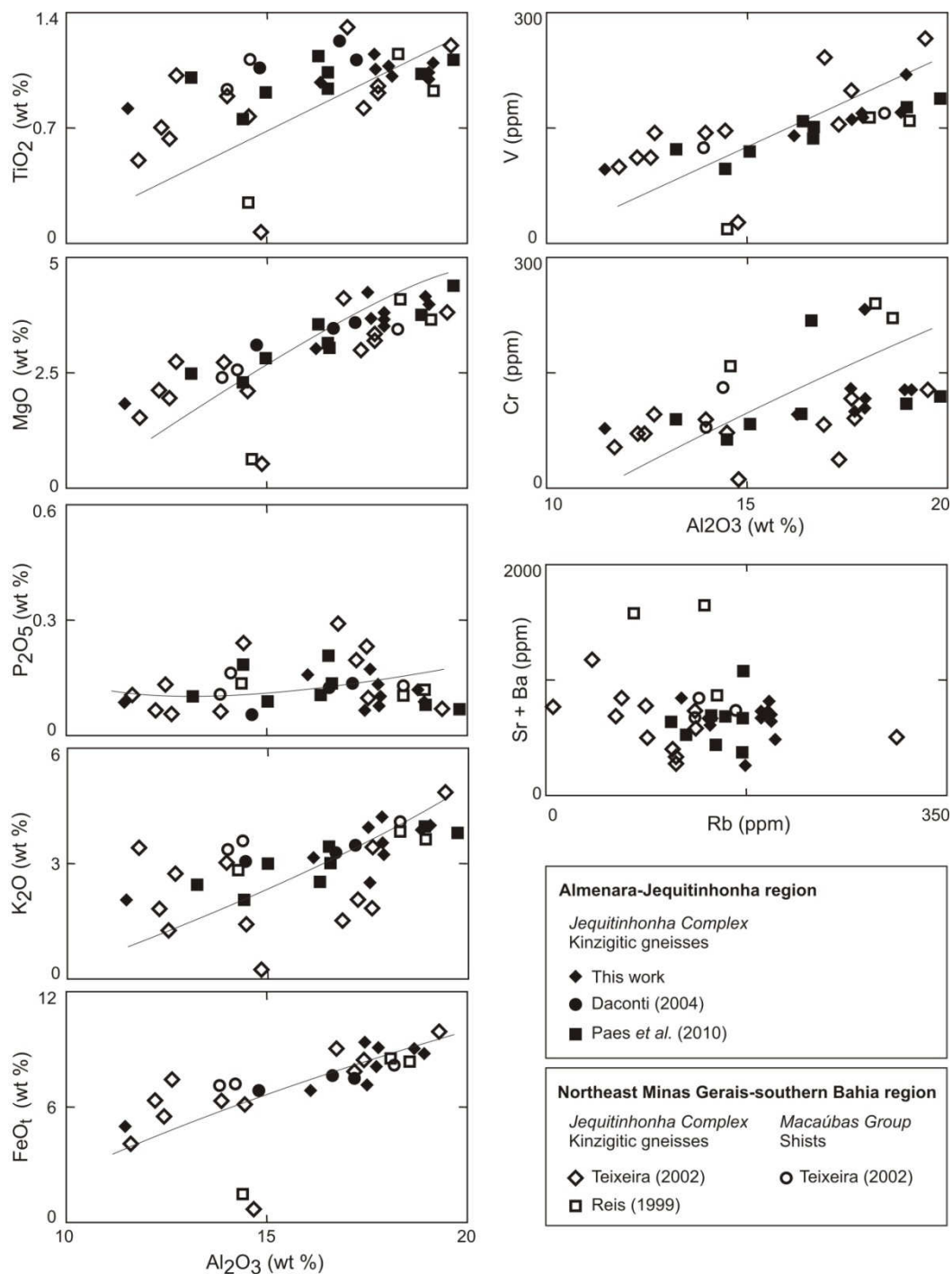


Fig. 42 - Major and trace element bivariate diagrams for kinzigitic gneiss samples from different parts of the Jequitinhonha Complex, compared with schist samples of the Macaúbas Group.

The bivariate diagrams for major and trace elements (Figs. 41 and 42) show decreasing trends of Al_2O_3 , TiO_2 and MgO relatively to SiO_2 , and increasing MgO , TiO_2 , Cr , and V relatively to Al_2O_3 , reflecting variable mixtures of pelite and sand fractions in the protoliths. Al, Ti, Mg, Cr and V are elements, amongst others, which are preferably concentrated in the clay minerals of pelite deposits. The increasing trends of MgO and V in relation to Al_2O_3 suggest a good preservation of the original sedimentary composition in the paleosome samples, despite of the metamorphic overprinting. The increase of FeO_t with increasing Al_2O_3 suggests an oxidant pelite composition.

The decreasing relation of K_2O versus silica and its increase together with Al_2O_3 suggest the preferential absorption of potassium by clay minerals, in opposition to the contribution of clastic K-feldspar. This interpretation is also supported by the decreasing of Na_2O+CaO in relation to K_2O increase, i.e., most sodium and calcium was provided by the sand fraction (probably clastic plagioclase and carbonate?) but most potassium was provided by the mud contribution. TiO_2 relations with silica and alumina suggest a similar interpretation, i.e., most titanium would have been incorporated in the sediment by the mud fraction, not as heavy minerals in the sand fraction.

Higher Na_2O+CaO and $Sr+Ba$ in opposition to K_2O and Rb contents characterize most paragneiss located along the northern to eastern border of the complex, where silica contents are also high, reflecting the predominance of plagioclase over K-feldspar and even less abundant biotite.

In general, relatively high SiO_2/Al_2O_3 and low K_2O/Na_2O ratios suggest sandy-pelite protoliths richer in plagioclase than in K-feldspar (Fig. 43). In the Rosen (1992) diagram for protolith discrimination, most paragneiss samples from the Jequitinhonha-Almenara region plot in the graywacke pelite field and very close to it, in the K_2O/Na_2O side of the diagram (Fig. 43). On the other hand, most samples from the northern to eastern border of the complex have graywacke to subgraywacke protoliths. This trend is less clear in the MgO/CaO field (Fig. 43). However, it is important to emphasize that the MgO/CaO ratio is sensitive to primary carbonatic contribution that can be recrystallized as metamorphic plagioclase and thus not representing plagioclase-bearing detrital material, while the K_2O/Na_2O ratio reflects much properly the contributions of clastic K-feldspar and/or clay minerals. Nevertheless, that tendency is in agreement with the previously mentioned field distribution of lithofacies.

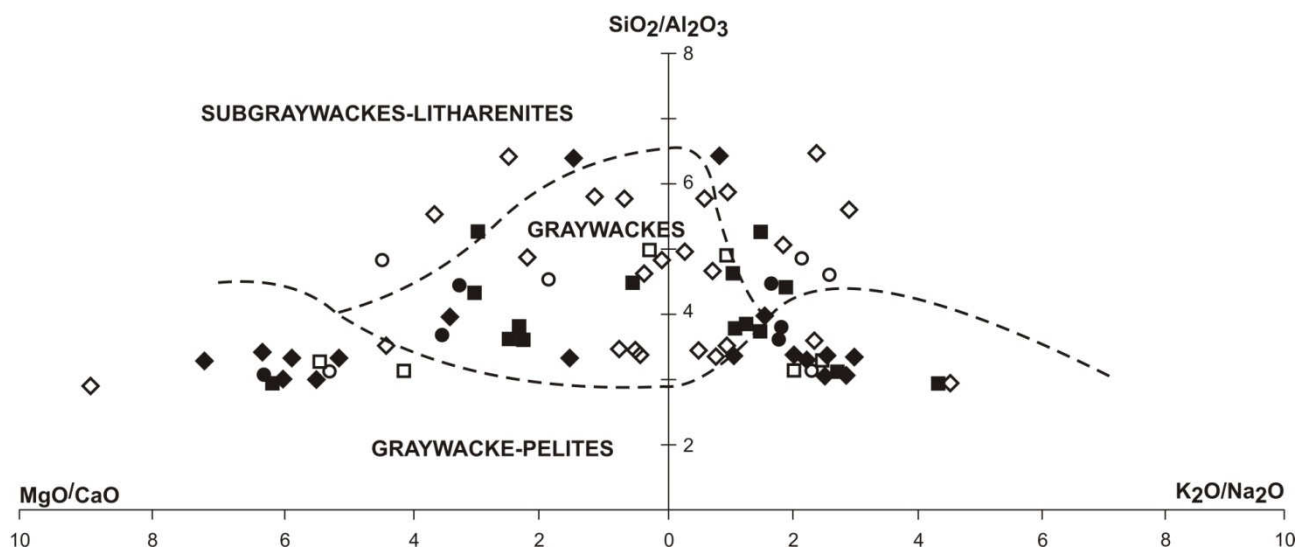


Fig. 43 - Paragneiss samples of the Jequitinhonha Complex plotted in the protolith discrimination diagram (Rosen 1992). Symbols and references: see Fig. 41 and 42.

McLennan *et al.* (1990) pointed out that the Th/Sc ratio is a sensitive indicator of sediment provenance, because Th is highly incompatible whereas Sc is relatively compatible, so that it can be used as an indicator of the predominance of continental versus juvenile sources. The Th/Sc ratio of the paragneiss samples varies from 0.58 to 1.08 (Table 1), similar to trailing edge (i.e., divergent plate margin) sediments (0.73–1.4), but quite distinct in relation to juvenile arc-related sediments (0.003–0.7; Fig. 44) or the high values (up to 1.8) of continental arc basins (Taylor & McLennan 1985).

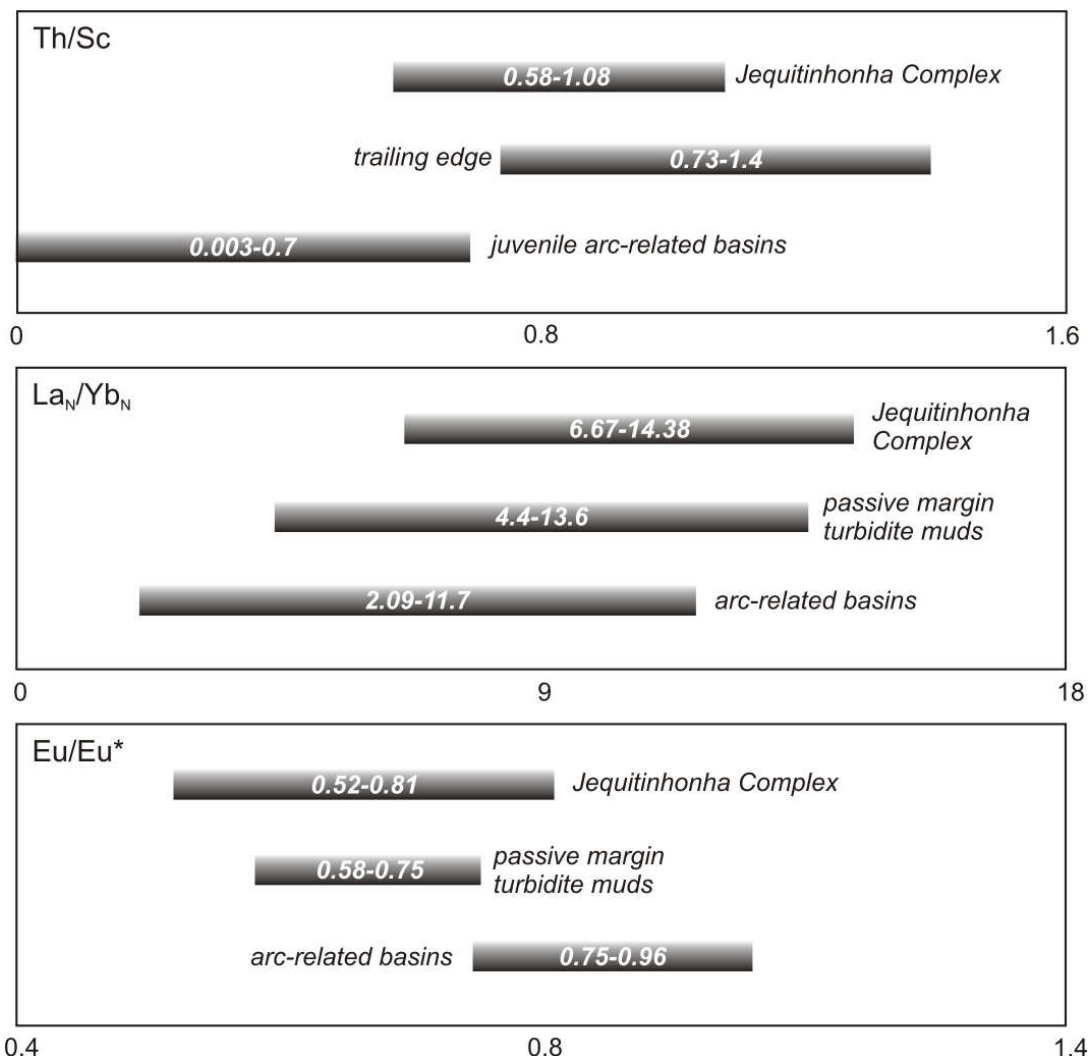


Fig. 44 – Patterns of trace and rare earth elements of the Jequitinhonha Complex: Th/Sc values in comparison to trailing edge and juvenile arc-related sediments, from Taylor & McLennan 1985, and La_N/Yb_N and Eu/Eu* values in comparison to passive margin turbidite muds and arc-related basins patterns, from McLennan *et al.* 1990.

For the Jequitinhonha–Almenara region, chondrite-normalized rare earth elements (REE) patterns of the paragneiss are moderately enriched in light rare earth elements–LREE (La_N/Yb_N = 6.67–14.38) and show prominent negative Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.52–0.81; Fig. 45a), compatible with modern passive margin turbidite muds (La_N/Yb_N = 4.4–13.6; Eu/Eu* = 0.58–0.75; McLennan *et al.* 1990). Distinctly, sediments from arc-related basins typically show smaller enrichment of LREE and less prominent negative Eu anomaly (La_N/Yb_N = 2.09–11.7; Eu/Eu* =

0.75-0.96; McLennan *et al.* 1990), reflecting erosion of less fractionated sources. The rare earth element contents of the samples are very similar to NASC, showing a flat NASC-normalized pattern (Fig. 45b; Grommet *et al.* 1984). The only exceptions are sample RP64 which shows slight heavy rare earth element (HREE) depletion, probably owing to trapping of HREE in garnet; and sample AL16A which is the richest in quartz so that the total amount of REE is lower than the other samples. The REE patterns of other gneiss samples from the same region (Paes *et al.* 2010; $La_N/Yb_N=6.64-11.38$, $Eu/Eu^*=0.41-0.77$) are very similar to the new data presented here (Fig. 45a to 45d).

On the other hand, most paragneiss samples from the northern to eastern region of the complex are more depleted in REE, and show higher fractionation of LREE in comparison to HREE ($La_N/Yb_N = 7.72-88.98$) and positive Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.34-1.35$). These REE patterns, together with higher Na_2O+CaO and $Sr+Ba$ and lower K_2O and Rb contents suggest sources rich in calc-alkaline igneous rocks, like magmatic arcs, which are common in the neighbouring basement of the São Francisco-Congo craton.

Finally, field, petrographic and lithochemistry data suggest that the Jequitinhonha Complex includes two different rock assemblages, probably related to distinct depositional environment: the proximal and the distal successions. The proximal succession, mostly represented along the northern to eastern margin of the complex, closer to the cratonic region, includes quartz-plagioclase-rich paragneiss associated with important layers of quartzite and graphite gneiss. The distal succession mostly consists of peraluminous (kinzigitic) gneiss, like those from the Jequitinhonha–Almenara region, representing clay-rich pelite protoliths similar to trailing edge (divergent plate margin) deposits.

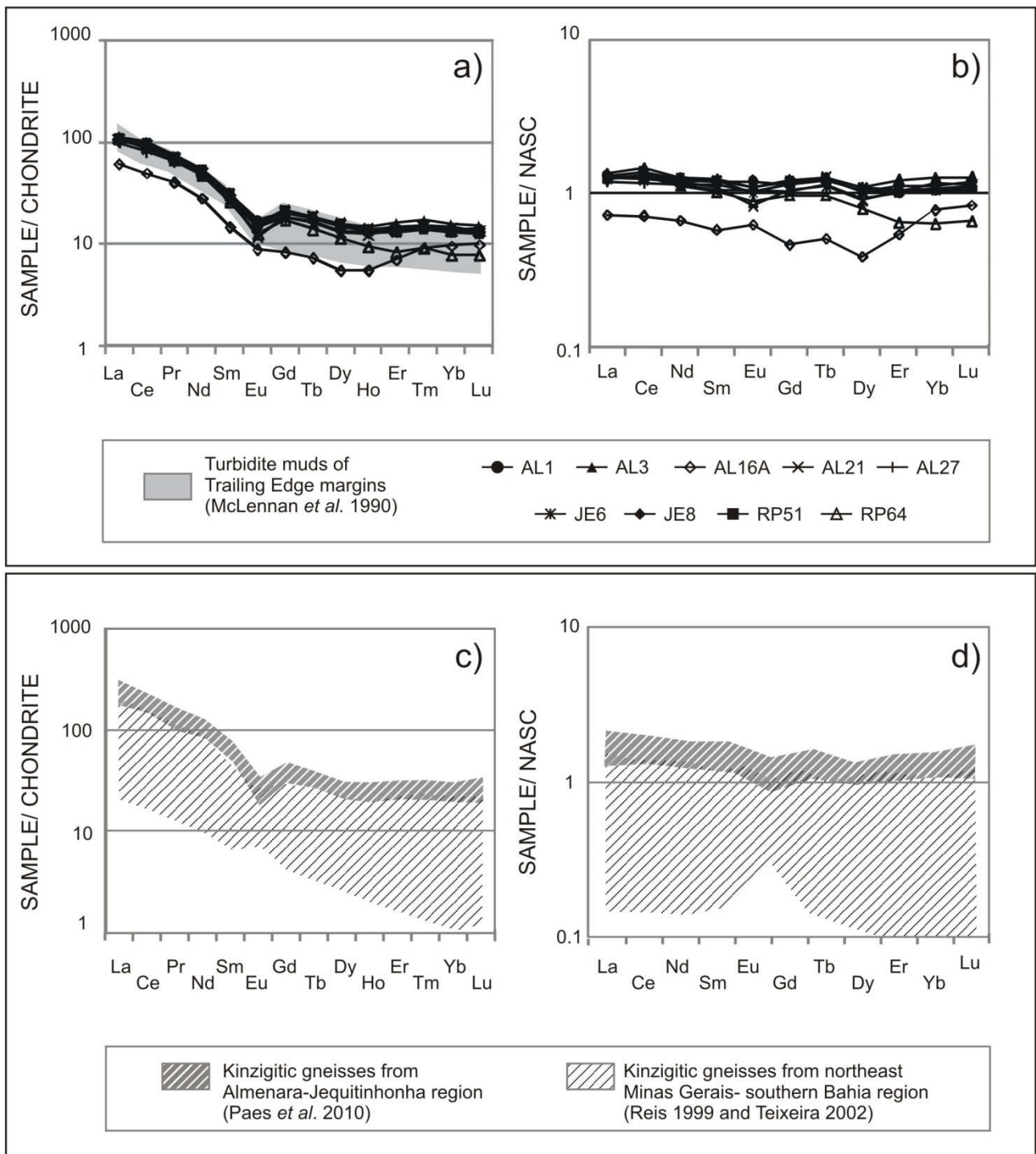


Fig. 45 - REE patterns for paragneiss samples from the Jequitinhonha Complex. a) Chondrite-normalized diagram (Taylor & McLennan 1985), with a shaded field representing turbidite muds from trailing edge margins (McLennan *et al.* 1990); b) NASC-normalized diagram (Grommet *et al.* 1984); c) and d) Chondrite- and NASC-normalized diagrams for other paragneiss samples from Almenara-Jequitinhonha (data from Paes *et al.* 2010) and Southern Bahia regions (data from Reis 1999 and Teixeira 2002).

6.2.6 U-Pb (LA-ICP-MS) data

Two samples for U-Pb (LA-ICP-MS) analysis on detrital zircon grains were collected from different stratigraphic levels of the Jequitinhonha Complex: one (AT-128) from a quartzite layer

intercalated in the paragneiss to the southwest of Almenara, and another (JE-03) from the uppermost thick quartzite (Mata Escura Formation) NNW of Jequitinhonha city (Fig. 39).

From 132 analyzed spots in both samples, only the 122 spots with age concordance equal or greater than 90% (i.e., disc. \leq 10%) are considered in the following discussion (Table 2). Results are displayed in two histograms (Fig. 46), with bin size of 80 Ma, and also in probability density plots calculated by using the *Isoplot 3.6* software (Ludwig 2008).

6.2.6.1 Results

Sample AT-128

From 80 analyzed spots, this sample furnished quite concordant data for 76 spots in the same number of zircon grains which range in size from 150 to 300 μm . Most of them show well-rounded to sub-rounded shapes (Fig. 46a). Most Th/U values range from 0.2 to 0.8, which are typical ratios for zircon crystals from felsic to intermediate magmatic rocks. The U-Pb analyses of these grains yield an age spectrum with six main peaks (average of the modes): 956 ± 4 Ma (14%), 1219 ± 3 Ma (24%), 1487 ± 5 Ma (9%), 1819 ± 6 Ma (18%), 2044 ± 6 Ma (28%) and 2541 ± 8 Ma (6%). The youngest zircon grain yields an age of 898 ± 8 Ma (Table 2, Fig. 46a).

Sample JE-03

From 52 analyzed spots, this sample furnished quite concordant data for 49 spots in the same number of zircon grains which range in size from 100 to 450 μm . Most grains are well-rounded to sub-rounded, but some of them show subhedral shapes. Oscillatory zoning is also a common feature (Fig. 46b). The Th/U values range from 0.2 to 0.8, which are typical ratios of zircon grains from felsic to intermediate magmatic rocks. The analyzed 49 more concordant (conc. \geq 90%) spots yield an age spectrum with five main peaks (average of the modes): 975 ± 8 (19%), 1223 ± 7 (29%), 1511 ± 10 (19%), 1851 ± 14 (17%) and 2160 ± 15 (15%). The age of the youngest zircon grain is 901 ± 10 Ma (Fig. 46b).

6.2.6.2 Discussion

Excluding the few Archaean zircon grains (AT-128, Fig. 48), both samples show very similar age spectra that, together with stratigraphic and tectono-metamorphic relations, suggest that

the Mata Escura Formation actually belongs to the Jequitinhonha Complex (i.e., it is not a younger distinct unit as interpreted by Paes *et al.* 2010).

Data from both samples (i.e., 122 zircon grains) show six main age peaks at *ca.* 960 Ma (16% of the analyzed grains), 1220 Ma (26%), 1500 Ma (13%), 1830 Ma (17%), 2100 Ma (22%) and 2540 Ma (6%). Sources for the Archaean and Palaeoproterozoic zircon grains are common in the basement of São Francisco-Congo craton, including Late Orosirian alkaline intrusions, and in the basement of the Araçuaí-West Congo orogen, such as the Rhyacian magmatic arcs represented by the Juiz de Fora and Mantiqueira complexes (*e.g.*, Teixeira *et al.* 2000, Silva *et al.* 2002, Barbosa & Sabaté 2004, Noce *et al.* 2007). The Espinhaço-Chapada Diamantina basin system and associated magmatism are the most probable Statherian and Mesoproterozoic sources (*e.g.*, Chemale-Júnior *et al.* 1998, 2011; Danderfer *et al.* 2009; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011). The youngest zircon population can be assigned to the A-type magmatism of the Tonian precursor basin of the orogen, representing erosion of rift shoulders and internal horsts (*e.g.*, Tack *et al.* 2001, Silva *et al.* 2008, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

Although the younger detrital zircon grains constrain the maximum depositional age at about 900 Ma, and the main epoch of the syn-collisional metamorphism and anatexis suggests a minimum depositional age around 575 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Silva *et al.* 2011), a precise age interval for the sedimentation of the Jequitinhonha Complex remains to be resolved.

Table 2: U-Pb (LA-ICP-MS) data for detrital zircon grains from quartzite sample (AT-128) of the Jequitinhonha Complex. Shaded rows highlight more than 10% discordant data.

Sample AT-128 – Quartzite																			
Spot	U (ppm)	Th/ U	Pb (ppm)	f ²⁰⁶ Pb (%)	Ratios				Ages (Ma)				Disc (%)	Conc. Age	±				
					²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±				²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	±		
1.1	153.6	0.65	38.8	0.0001	0.2151	0.92	2.4257	1.41	0.08181	1.06	1256	12	1250	18	1241	13	-1	1253	10
2.1	193.8	0.27	43.2	0.0001	0.1985	0.70	2.2262	1.25	0.08134	1.03	1167	8	1189	15	1230	13	5	1174	260
3.1	167.4	0.31	61.0	0.0001	0.3586	0.73	5.7783	1.42	0.11687	1.22	1976	14	1943	28	1909	23	-3	1959	360
4.1	103.0	0.77	60.5	0.0001	0.4669	0.73	10.1979	2.88	0.15841	2.79	2470	18	2453	71	2439	68	-1	2467	14
5.1	53.4	1.06	15.3	0.0002	0.2214	0.81	2.5459	1.49	0.08341	1.25	1289	10	1285	19	1279	16	-1	1288	9
6.1	238.0	0.20	43.6	0.0000	0.1751	0.98	1.7773	1.37	0.07358	0.96	1041	10	1037	14	1030	10	-1	1039	9
7.1	104.7	0.73	39.1	0.0002	0.3077	0.79	4.6106	1.01	0.10869	0.63	1729	14	1751	18	1778	11	3	1778	22
8.1	47.8	0.29	14.1	0.0003	0.2597	0.85	3.3774	1.40	0.09433	1.11	1488	13	1499	21	1515	17	2	1494	10
9.1	113.9	0.60	33.2	0.0001	0.2475	1.07	3.0848	1.50	0.09038	1.05	1426	15	1429	21	1434	15	1	1428	11
10.1	87.1	0.63	16.8	0.0002	0.1681	1.11	1.7042	1.42	0.07353	0.88	1002	11	1010	14	1029	9	3	1004	9
11.1	10.8	0.56	3.1	0.0026	0.2208	1.58	2.6916	5.01	0.08843	4.75	1286	20	1326	66	1392	66	8	1289	18
12.1	8.7	0.61	1.9	0.0029	0.1604	1.83	1.6034	6.16	0.07250	5.88	959	18	972	60	1000	59	4	960	16
13.1	18.9	0.53	8.8	0.0008	0.3483	1.73	6.1469	2.74	0.12799	2.12	1927	33	1997	55	2071	44	7	2071	75
14.1	34.0	0.69	16.3	0.0004	0.3431	1.10	5.8130	1.94	0.12287	1.60	1902	21	1948	38	1998	32	5	1998	59
15.1	14.2	0.69	9.9	0.0008	0.5006	1.39	13.0092	2.26	0.18847	1.79	2616	36	2680	61	2729	49	4	2729	56
16.1	32.9	0.71	16.4	0.0002	0.3644	1.77	6.4333	2.48	0.12805	1.73	2003	35	2037	50	2071	36	3	2036	22
17.1	6.5	1.89	3.9	0.0015	0.3665	1.23	6.6299	3.07	0.13120	2.81	2013	25	2063	63	2114	59	5	2027	20
18.1	84.4	1.99	21.7	0.0003	0.1579	1.13	1.5350	2.90	0.07049	2.67	945	11	945	27	943	25	0	945	10
19.1	8.3	0.89	2.1	0.0023	0.1822	1.81	1.9853	2.88	0.07903	2.24	1079	20	1111	32	1173	26	8	1091	17
20.1	149.7	0.02	11.5	0.0002	0.0755	1.85	0.6086	2.81	0.05850	2.11	469	9	483	14	548	12	15	463	20

20.2	12.6	1.21	8.8	0.0008	0.2739	3.51	6.5327	4.53	0.17300	2.87	1560	55	2050	93	2587	74	40	2780	120
21.1	23.3	0.57	12.5	0.0018	0.3572	1.37	6.2585	2.77	0.12707	2.41	1969	27	2013	56	2058	50	4	1988	21
22.1	176.9	0.59	55.1	0.0003	0.2002	1.33	2.2433	2.26	0.08127	1.83	1176	16	1195	27	1228	22	4	1183	13
23.1	51.1	0.52	28.1	0.0007	0.3914	1.92	7.0431	2.80	0.13049	2.04	2130	41	2117	59	2105	43	-1	2117	25
24.1	44.5	0.48	25.1	0.0007	0.3893	1.24	7.4347	2.02	0.13850	1.59	2120	26	2165	44	2209	35	4	2209	54
25.1	84.9	0.47	50.5	0.0004	0.3844	1.43	7.2793	2.28	0.13735	1.78	2097	30	2146	49	2194	39	4	2194	61
26.1	130.7	0.38	49.2	0.0002	0.2520	1.46	3.3247	2.30	0.09569	1.78	1449	21	1487	34	1542	27	6	1542	71
27.1	46.2	0.56	13.4	0.0010	0.1982	1.39	2.2050	2.81	0.08070	2.45	1165	16	1183	33	1214	30	4	1169	14
28.1	33.7	0.67	15.7	0.0015	0.3068	2.06	4.8472	2.92	0.11461	2.07	1725	35	1793	52	1874	39	8	1874	69
29.1	137.8	0.69	33.3	0.0003	0.1641	1.90	1.6247	2.94	0.07179	2.24	980	19	980	29	980	22	0	980	16
30.1	44.7	0.91	22.8	0.0007	0.3084	2.62	4.5725	3.42	0.10754	2.20	1733	45	1744	60	1758	39	1	1745	28
31.1	76.7	0.37	21.4	0.0006	0.1860	1.97	1.9465	3.32	0.07591	2.67	1100	22	1097	36	1093	29	-1	1099	19
32.1	43.4	0.64	9.8	0.0031	0.1536	1.81	1.4803	4.84	0.06989	4.49	921	17	922	45	925	42	0	921	15
33.1	46.7	0.56	25.2	0.0010	0.3629	1.79	6.1086	2.86	0.12210	2.23	1996	36	1991	57	1987	44	0	1992	24
34.1	83.9	0.54	50.8	0.0004	0.3589	1.98	6.5271	2.43	0.13189	1.42	1977	39	2050	50	2123	30	7	2123	51
35.1	64.4	0.40	17.9	0.0021	0.1918	1.58	2.0781	2.87	0.07857	2.40	1131	18	1142	33	1161	28	3	1134	16
36.1	32.1	3.67	21.9	0.0007	0.3354	1.37	5.4741	2.02	0.11837	1.48	1865	26	1897	38	1932	29	3	1891	17
37.1	36.0	0.48	22.0	0.0009	0.3596	1.49	6.6825	2.38	0.13478	1.85	1980	29	2070	49	2161	40	8	2161	68
38.1	32.5	1.17	18.3	0.0013	0.3060	1.32	4.5234	2.36	0.10720	1.96	1721	23	1735	41	1752	34	2	1728	18
39.1	73.2	0.73	40.5	0.0005	0.3394	1.25	5.3508	2.18	0.11436	1.78	1884	24	1877	41	1870	33	-1	1880	17
40.1	32.9	0.53	17.2	0.0012	0.3169	1.68	4.9871	3.31	0.11415	2.85	1774	30	1817	60	1867	53	5	1792	24
41.1	30.5	0.52	20.2	0.0010	0.3272	1.29	5.2213	2.27	0.11571	1.86	1825	24	1856	42	1891	35	3	1842	18
42.1	60.0	0.91	46.6	0.0006	0.3574	1.15	6.0627	1.93	0.12301	1.54	1970	23	1985	38	2000	31	2	1980	16
43.1	65.3	0.43	29.1	0.0005	0.2485	1.27	3.1045	2.68	0.09062	2.36	1431	18	1434	38	1439	34	1	1432	15
44.1	19.3	0.39	17.7	0.0045	0.4326	1.10	9.4623	1.32	0.15864	0.73	2317	25	2384	32	2441	18	5	2441	26
45.1	41.4	0.43	30.7	0.0008	0.3921	0.86	7.1565	1.75	0.13237	1.52	2133	18	2131	37	2130	32	0	2132	14
46.1	50.0	1.04	22.3	0.0015	0.2099	1.54	2.3536	2.96	0.08132	2.52	1228	19	1229	36	1229	31	0	1228	16
47.1	129.5	0.38	50.9	0.0004	0.2068	1.10	2.3208	2.34	0.08138	2.07	1212	13	1219	29	1231	25	2	1213	12
48.1	11.3	1.04	8.6	0.0013	0.3435	1.60	5.7837	3.62	0.12212	3.24	1903	30	1944	70	1987	64	4	1917	24
49.1	55.8	0.55	33.6	0.0006	0.3166	1.15	4.8383	2.06	0.11085	1.70	1773	20	1792	37	1813	31	2	1783	16
50.1	138.7	0.44	50.2	0.0005	0.2013	0.86	2.2069	2.15	0.07953	1.98	1182	10	1183	25	1185	23	0	1182	9
51.1	102.1	0.55	37.4	0.0003	0.2081	1.31	2.3266	2.01	0.08110	1.53	1218	16	1220	25	1224	19	0	1219	13
52.1	35.3	1.56	29.0	0.0008	0.3599	1.33	6.0210	2.19	0.12132	1.73	1982	26	1979	43	1976	34	0	1980	18
53.1	103.2	0.35	67.6	0.0003	0.3513	0.81	6.3896	1.62	0.13193	1.40	1941	16	2031	33	2124	30	9	2124	49
54.1	51.1	0.70	20.8	0.0010	0.2065	1.41	2.2805	2.64	0.08012	2.23	1210	17	1206	32	1200	27	-1	1209	15
55.1	70.3	0.82	31.3	0.0004	0.2271	1.38	2.6478	2.18	0.08455	1.69	1320	18	1314	29	1305	22	-1	1317	15
56.1	151.0	0.34	72.9	0.0004	0.2689	1.14	3.5598	1.78	0.09603	1.36	1535	18	1541	27	1548	21	1	1539	13
57.1	90.8	0.38	35.5	0.0004	0.2221	1.66	2.5851	2.46	0.08441	1.80	1293	22	1296	32	1302	23	1	1295	17
58.1	68.8	1.19	54.0	0.0009	0.3640	1.53	6.0788	2.03	0.12111	1.33	2001	31	1987	40	1973	26	-1	1985	18
59.1	113.6	0.43	71.7	0.0003	0.3586	1.64	5.9885	2.26	0.12113	1.56	1975	32	1974	45	1973	31	0	1974	20
60.1	59.4	0.57	41.0	0.0007	0.3609	1.74	6.1089	2.41	0.12275	1.67	1987	35	1992	48	1997	33	1	1992	21
61.1	191.1	0.35	30.7	0.0004	0.1706	1.93	1.7099	2.67	0.07267	1.85	1016	20	1012	27	1005	19	-1	1014	16
62.1	171.4	0.37	80.0	0.0002	0.2647	1.42	3.4609	2.38	0.09481	1.91	1514	22	1518	36	1524	29	1	1516	17
63.1	78.2	0.45	53.8	0.0004	0.3787	1.58	6.7771	2.04	0.12979	1.29	2070	33	2083	42	2095	27	1	2085	18
64.1	79.1	0.45	71.8	0.0004	0.4937	0.73	11.8823	1.12	0.17456	0.85	2587	19	2595	29	2602	22	1	2595	11
65.1	54.5	0.30	40.2	0.0006	0.3920	1.75	7.3686	2.08	0.13633	1.12	2132	37	2157	45	2181	24	2	2168	17
66.1	134.8	0.42	49.1	0.0006	0.2034	1.12	2.2576	1.89	0.08049	1.52	1194	13	1199	23	1209	18	1	1196	11
67.1	32.4	1.09	21.2	0.0016	0.3201	1.55	4.8234	2.37	0.10928	1.80	1790	28	1789	42	1787	32	0	1789	19
68.1	136.3	0.54	94.1	0.0003	0.3702	1.50	6.3717	1.75	0.12484	0.91	2030	30	2028	36	2027	18	0	2028	14
69.1	58.8	0.70	36.9	0.0005	0.3196	1.27	4.8841	1.98	0.11085	1.52	1788	23	1800	36	1813	28	1	1796	16
70.1	78.6	0.40	37.4	0.0006	0.2684	1.16	3.5244	1.87	0.09522	1.46	1533	18	1533	29	1532	22	0	1533	14
71.1	55.9	0.57	55.9	0.0007	0.1684	1.21	1.6993	2.89	0.07317	2.62	1003	12	1008	29	1019	27	1	1004	11
72.1	42.5	0.63	42.5	0.0004	0.3362	1.23	5.3251	2.10	0.11488	1.69	1868	23	1873	39	1878	32	1	1871	17
73.1	84.2	0.68	84.2	0.0008	0.1494	1.00	1.4287	2.59	0.06935	2.39	898	9	901	23	909	22	1	898	8
74.1	22.5	0.46	22.5	0.0008	0.3113	2.13	5.6521	2.92	0.13167	2.00	1747	37	1924	56	2120	42	18	Disc.	
75.1	19.8	0.32	19.8	0.0035	0.1605	2.50	1.6153	7.40	0.07299	6.97	960	24	976	72	1014	71	5	961	22
76.1	32.0	0.58	32.0	0.0009	0.3171	1.83	4.8006	3.17	0.10981	2.59	1775	33	1785	57	1796	47	1	1781	24
77.1	87.4	0.56	87.4	0.0006	0.1944	1.88	2.1066	3.12	0.07860	2.48	1145	22	1151	36	1162	29	1	1147	18
78.1	76.5	0.77	76.5	0.0008	0.2302	1.67	2.7984	2.62	0.08817	2.02	1335	22	1355	36	1386	28	4	1346	18
79.1	79.9	0.22	79.9	0.0004	0.3227	1.39	5.9151	2.23	0.13294	1.75	1803	25	1963	44	2137	37	16	Disc.	

80.1	113.9	0.76	113.9	0.0004	0.3237	1.00	5.4748	1.84	0.12267	1.54	1808	18	1897	35	1995	31	9	1955	56
------	-------	------	-------	--------	--------	------	--------	------	---------	------	------	----	------	----	------	----	---	------	----

Table 3: U-Pb (LA-ICP-MS) data for detrital zircon grains from quartzite sample (JE-03) from Mata Escura Formation of the Jequitinhonha Complex. Shaded rows highlight more than 10% discordant data.

Sample JE-03 – Quartzite																			
Spot	U (ppm)	Th/U	Pb (ppm)	f ²⁰⁶ Pb (%)	Ratios						Ages (Ma)						Disc. (%)	Conc. Age	±
					²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1σ			
02.D	337.1	0.53	70.0	0.0015	0.1923	0.56	2.0851	1.12	0.07862	0.97	1134	23	1144	24	1163	24	2	1136	11
04.D	204.2	0.32	55.5	0.0021	0.2633	0.52	3.4631	0.94	0.09541	0.78	1506	30	1519	31	1536	31	2	1512	13
05.D	39.0	0.39	17.0	0.0023	0.4017	1.06	7.6121	2.82	0.13742	2.61	2177	47	2186	50	2195	49	1	2180	36
06.D	46.6	0.65	8.3	0.0000	0.1600	0.89	1.5664	3.20	0.07099	3.08	957	20	957	27	957	27	0	957	8
09.D	89.5	0.55	34.5	0.0118	0.3479	1.27	6.0257	2.72	0.12564	2.41	1924	43	1980	45	2038	45	6	1944	39
10.D	354.2	0.33	97.6	0.0022	0.2669	0.51	3.5475	0.90	0.09642	0.74	1525	31	1538	31	1556	31	2	1531	13
11.D	49.9	0.52	8.8	0.0062	0.1653	0.84	1.7495	2.29	0.07677	2.13	986	21	1027	25	1115	26	12	989	15
12.D	381.5	0.49	83.5	0.0011	0.2048	0.43	2.2872	0.97	0.08099	0.87	1201	24	1208	25	1221	25	2	1203	65
13.D	391.8	0.50	97.0	0.0000	0.2298	0.81	2.5892	1.28	0.08171	1.00	1334	28	1298	27	1239	25	-8	1239	39
14.D	230.2	0.53	57.4	0.0000	0.2300	0.59	2.7174	1.15	0.08568	0.99	1335	27	1333	27	1331	27	0	1334	13
15.D	41.8	0.58	18.1	0.0033	0.3831	0.80	6.9485	1.54	0.13155	1.31	2091	43	2105	43	2119	43	1	2098	24
16.D	359.6	0.31	143.5	0.0101	0.3777	0.48	6.9818	0.72	0.13407	0.54	2065	41	2109	42	2152	42	4	2152	20
17.D	93.2	0.45	16.0	0.0017	0.1636	0.81	1.6459	1.98	0.07299	1.80	977	20	988	23	1013	23	4	978	15
20.D	135.8	0.39	28.9	0.0036	0.2047	0.68	2.3389	1.65	0.08288	1.50	1200	25	1224	27	1266	27	5	1204	15
21.D	350.8	0.26	69.0	0.0024	0.1957	0.50	2.1589	1.01	0.08002	0.88	1152	23	1168	24	1197	24	4	1156	10
22.D	180.6	0.28	36.5	0.0022	0.1997	0.50	2.2231	1.21	0.08074	1.10	1174	24	1188	25	1215	25	3	1176	11
23.D	173.1	0.34	32.0	0.0007	0.1800	0.62	1.8733	1.18	0.07548	1.00	1067	22	1072	22	1081	22	1	1068	12
25.D	466.7	0.26	94.9	0.0038	0.2023	0.71	2.3010	1.14	0.08251	0.90	1187	24	1213	25	1258	25	6	1258	35
26.D	46.6	1.25	21.3	0.0066	0.3542	0.85	6.0673	1.56	0.12425	1.31	1954	41	1986	41	2018	41	3	1971	25
28.D	173.5	0.62	28.0	0.0036	0.1496	0.60	1.4813	1.58	0.07181	1.47	899	18	923	20	980	21	8	901	10
29.D	168.0	0.74	40.8	0.0035	0.2123	0.61	2.4714	1.13	0.08442	0.95	1241	25	1264	26	1302	26	5	1248	13
30.D	149.6	0.76	26.2	0.0053	0.1567	0.51	1.6087	1.35	0.07446	1.25	938	19	974	21	1054	22	11	1054	50
31.D	168.1	0.75	67.7	0.0056	0.3466	0.56	5.7900	0.94	0.12117	0.79	1918	38	1945	39	1973	39	3	1974	28
32.D	103.7	0.61	24.1	0.0016	0.2108	0.63	2.4028	1.45	0.08267	1.31	1233	25	1243	26	1261	26	2	1235	92
33.D	292.0	0.58	82.3	0.0000	0.2561	0.65	3.2292	1.27	0.09144	1.10	1470	30	1464	30	1456	30	-1	1468	16
38.D	87.8	1.10	37.6	0.0000	0.3397	0.63	5.3580	1.33	0.11440	1.17	1885	38	1878	38	1871	38	-1	1882	18
39.D	120.2	0.88	47.0	0.0000	0.3265	0.65	4.9358	1.19	0.10963	0.99	1821	37	1808	37	1793	36	-2	1814	18
42.D	30.1	2.84	17.6	0.0058	0.3483	1.10	5.8537	3.33	0.12188	3.14	1927	42	1954	48	1984	47	3	1932	35
46.D	188.2	0.63	56.2	0.0037	0.2670	0.77	3.5888	1.42	0.09750	1.19	1525	32	1547	32	1577	32	3	1534	19
47.D	120.6	1.13	48.4	0.0025	0.3193	0.56	4.8845	1.22	0.11093	1.08	1787	36	1800	37	1815	37	2	1791	16
48.D	95.5	0.48	44.2	0.0014	0.4159	0.57	8.1466	1.00	0.14206	0.82	2242	45	2247	45	2252	45	0	2246	17
49.D	68.1	0.62	31.5	0.0015	0.4031	0.65	7.6360	1.16	0.13740	0.96	2183	44	2189	44	2195	44	1	2187	20
51.D	40.2	0.70	14.4	0.0012	0.3125	0.78	4.6580	1.73	0.10810	1.55	1753	36	1760	37	1768	37	1	1755	22
52.D	47.5	0.60	21.7	0.0030	0.4011	0.71	7.6107	1.39	0.13762	1.19	2174	44	2186	44	2197	44	1	2181	22
53.D	62.2	0.88	17.2	0.0000	0.2337	0.82	2.7535	1.84	0.08546	1.64	1354	28	1343	30	1326	29	-2	1351	19
54.D	125.1	3.24	87.6	0.0034	0.3843	0.58	6.9955	1.01	0.13201	0.82	2096	42	2111	42	2125	42	1	2106	17
55.D	65.0	0.43	16.6	0.0000	0.2409	0.71	2.8241	1.64	0.08503	1.48	1391	29	1362	29	1316	28	-6	1384	17
56.D	102.1	0.67	23.9	0.0009	0.2093	0.87	2.3623	1.65	0.08185	1.40	1225	26	1231	27	1242	26	1	1227	18
57.D	242.2	1.41	126.4	0.0000	0.3869	0.74	6.9091	1.36	0.12952	1.14	2108	43	2100	43	2091	42	-1	2103	22
58.D	38.7	1.03	7.3	0.0000	0.1566	0.78	1.5016	2.83	0.06956	2.72	938	20	931	25	916	24	-2	937	14
59.D	323.0	0.32	91.5	0.0006	0.2736	0.60	3.6611	0.99	0.09704	0.79	1559	32	1563	31	1568	31	1	1561	15
60.D	457.4	0.65	110.1	0.0000	0.2158	0.53	2.4502	0.96	0.08233	0.79	1260	25	1257	25	1253	25	-1	1259	11
61.D	177.9	0.55	65.2	0.0019	0.3306	0.56	5.1913	0.96	0.11389	0.78	1841	37	1851	37	1862	37	1	1847	15
62.D	83.4	0.63	25.1	0.0017	0.2704	0.63	3.6170	1.45	0.09700	1.31	1543	31	1553	32	1567	32	2	1546	16
63.D	70.9	0.49	15.5	0.0027	0.2043	0.70	2.3116	1.97	0.08208	1.84	1198	25	1216	27	1247	28	4	1200	15
64.D	56.1	0.36	15.8	0.0016	0.2688	0.74	3.5762	1.60	0.09647	1.41	1535	32	1544	33	1557	32	1	1539	19
66.D	536.9	0.68	67.9	0.0054	0.1147	0.69	1.0605	1.21	0.06706	0.99	700	14	734	16	839	17	17	839	42
67.D	314.1	0.27	85.3	0.0017	0.2666	0.53	3.5297	0.97	0.09602	0.81	1524	31	1534	31	1548	31	2	1528	13
68.D	52.3	0.62	10.0	0.0000	0.1733	0.91	1.7466	2.50	0.07308	2.33	1030	22	1026	26	1016	25	-1	1030	17

69.D	101.7	0.53	18.4	0.0024	0.1689	0.57	1.7363	1.68	0.07457	1.58	1006	20	1022	23	1057	23	5	1007	10
70.D	360.0	0.59	85.7	0.0000	0.2174	0.46	2.4640	0.94	0.08218	0.82	1268	25	1262	26	1250	25	-1	1267	10
02.D	337.1	0.53	70.0	0.0015	0.1923	0.56	2.0851	1.12	0.07862	0.97	1134	23	1144	24	1163	24	2	1136	11
04.D	204.2	0.32	55.5	0.0021	0.2633	0.52	3.4631	0.94	0.09541	0.78	1506	30	1519	31	1536	31	2	1512	13
05.D	39.0	0.39	17.0	0.0023	0.4017	1.06	7.6121	2.82	0.13742	2.61	2177	47	2186	50	2195	49	1	2180	36
06.D	46.6	0.65	8.3	0.0000	0.1600	0.89	1.5664	3.20	0.07099	3.08	957	20	957	27	957	27	0	957	8
09.D	89.5	0.55	34.5	0.0118	0.3479	1.27	6.0257	2.72	0.12564	2.41	1924	43	1980	45	2038	45	6	1944	39
10.D	354.2	0.33	97.6	0.0022	0.2669	0.51	3.5475	0.90	0.09642	0.74	1525	31	1538	31	1556	31	2	1531	13
11.D	49.9	0.52	8.8	0.0062	0.1653	0.84	1.7495	2.29	0.07677	2.13	986	21	1027	25	1115	26	12	989	15
12.D	381.5	0.49	83.5	0.0011	0.2048	0.43	2.2872	0.97	0.08099	0.87	1201	24	1208	25	1221	25	2	1203	65
13.D	391.8	0.50	97.0	0.0000	0.2298	0.81	2.5892	1.28	0.08171	1.00	1334	28	1298	27	1239	25	-8	1239	39
14.D	230.2	0.53	57.4	0.0000	0.2300	0.59	2.7174	1.15	0.08568	0.99	1335	27	1333	27	1331	27	0	1334	13
15.D	41.8	0.58	18.1	0.0033	0.3831	0.80	6.9485	1.54	0.13155	1.31	2091	43	2105	43	2119	43	1	2098	24
16.D	359.6	0.31	143.5	0.0101	0.3777	0.48	6.9818	0.72	0.13407	0.54	2065	41	2109	42	2152	42	4	2152	20
17.D	93.2	0.45	16.0	0.0017	0.1636	0.81	1.6459	1.98	0.07299	1.80	977	20	988	23	1013	23	4	978	15
20.D	135.8	0.39	28.9	0.0036	0.2047	0.68	2.3389	1.65	0.08288	1.50	1200	25	1224	27	1266	27	5	1204	15
21.D	350.8	0.26	69.0	0.0024	0.1957	0.50	2.1589	1.01	0.08002	0.88	1152	23	1168	24	1197	24	4	1156	10
22.D	180.6	0.28	36.5	0.0022	0.1997	0.50	2.2231	1.21	0.08074	1.10	1174	24	1188	25	1215	25	3	1176	11
23.D	173.1	0.34	32.0	0.0007	0.1800	0.62	1.8733	1.18	0.07548	1.00	1067	22	1072	22	1081	22	1	1068	12
25.D	466.7	0.26	94.9	0.0038	0.2023	0.71	2.3010	1.14	0.08251	0.90	1187	24	1213	25	1258	25	6	1258	35
26.D	46.6	1.25	21.3	0.0066	0.3542	0.85	6.0673	1.56	0.12425	1.31	1954	41	1986	41	2018	41	3	1971	25
28.D	173.5	0.62	28.0	0.0036	0.1496	0.60	1.4813	1.58	0.07181	1.47	899	18	923	20	980	21	8	901	10
29.D	168.0	0.74	40.8	0.0035	0.2123	0.61	2.4714	1.13	0.08442	0.95	1241	25	1264	26	1302	26	5	1248	13
30.D	149.6	0.76	26.2	0.0053	0.1567	0.51	1.6087	1.35	0.07446	1.25	938	19	974	21	1054	22	11	1054	50
31.D	168.1	0.75	67.7	0.0056	0.3466	0.56	5.7900	0.94	0.12117	0.79	1918	38	1945	39	1973	39	3	1974	28
32.D	103.7	0.61	24.1	0.0016	0.2108	0.63	2.4028	1.45	0.08267	1.31	1233	25	1243	26	1261	26	2	1235	92
33.D	292.0	0.58	82.3	0.0000	0.2561	0.65	3.2292	1.27	0.09144	1.10	1470	30	1464	30	1456	30	-1	1468	16
38.D	87.8	1.10	37.6	0.0000	0.3397	0.63	5.3580	1.33	0.11440	1.17	1885	38	1878	38	1871	38	-1	1882	18
39.D	120.2	0.88	47.0	0.0000	0.3265	0.65	4.9358	1.19	0.10963	0.99	1821	37	1808	37	1793	36	-2	1814	18
42.D	30.1	2.84	17.6	0.0058	0.3483	1.10	5.8537	3.33	0.12188	3.14	1927	42	1954	48	1984	47	3	1932	35
46.D	188.2	0.63	56.2	0.0037	0.2670	0.77	3.5888	1.42	0.09750	1.19	1525	32	1547	32	1577	32	3	1534	19
47.D	120.6	1.13	48.4	0.0025	0.3193	0.56	4.8845	1.22	0.11093	1.08	1787	36	1800	37	1815	37	2	1791	16
48.D	95.5	0.48	44.2	0.0014	0.4159	0.57	8.1466	1.00	0.14206	0.82	2242	45	2247	45	2252	45	0	2246	17
49.D	68.1	0.62	31.5	0.0015	0.4031	0.65	7.6360	1.16	0.13740	0.96	2183	44	2189	44	2195	44	1	2187	20
51.D	40.2	0.70	14.4	0.0012	0.3125	0.78	4.6580	1.73	0.10810	1.55	1753	36	1760	37	1768	37	1	1755	22
52.D	47.5	0.60	21.7	0.0030	0.4011	0.71	7.6107	1.39	0.13762	1.19	2174	44	2186	44	2197	44	1	2181	22
53.D	62.2	0.88	17.2	0.0000	0.2337	0.82	2.7535	1.84	0.08546	1.64	1354	28	1343	30	1326	29	-2	1351	19
54.D	125.1	3.24	87.6	0.0034	0.3843	0.58	6.9955	1.01	0.13201	0.82	2096	42	2111	42	2125	42	1	2106	17
55.D	65.0	0.43	16.6	0.0000	0.2409	0.71	2.8241	1.64	0.08503	1.48	1391	29	1362	29	1316	28	-6	1384	17
56.D	102.1	0.67	23.9	0.0009	0.2093	0.87	2.3623	1.65	0.08185	1.40	1225	26	1231	27	1242	26	1	1227	18
57.D	242.2	1.41	126.4	0.0000	0.3869	0.74	6.9091	1.36	0.12952	1.14	2108	43	2100	43	2091	42	-1	2103	22
58.D	38.7	1.03	7.3	0.0000	0.1566	0.78	1.5016	2.83	0.06956	2.72	938	20	931	25	916	24	-2	937	14
59.D	323.0	0.32	91.5	0.0006	0.2736	0.60	3.6611	0.99	0.09704	0.79	1559	32	1563	31	1568	31	1	1561	15
60.D	457.4	0.65	110.1	0.0000	0.2158	0.53	2.4502	0.96	0.08233	0.79	1260	25	1257	25	1253	25	-1	1259	11
61.D	177.9	0.55	65.2	0.0019	0.3306	0.56	5.1913	0.96	0.11389	0.78	1841	37	1851	37	1862	37	1	1847	15
62.D	83.4	0.63	25.1	0.0017	0.2704	0.63	3.6170	1.45	0.09700	1.31	1543	31	1553	32	1567	32	2	1546	16
63.D	70.9	0.49	15.5	0.0027	0.2043	0.70	2.3116	1.97	0.08208	1.84	1198	25	1216	27	1247	28	4	1200	15
64.D	56.1	0.36	15.8	0.0016	0.2688	0.74	3.5762	1.60	0.09647	1.41	1535	32	1544	33	1557	32	1	1539	19
66.D	536.9	0.68	67.9	0.0054	0.1147	0.69	1.0605	1.21	0.06706	0.99	700	14	734	16	839	17	17	839	42
67.D	314.1	0.27	85.3	0.0017	0.2666	0.53	3.5297	0.97	0.09602	0.81	1524	31	1534	31	1548	31	2	1528	13
68.D	52.3	0.62	10.0	0.0000	0.1733	0.91	1.7466	2.50	0.07308	2.33	1030	22	1026	26	1016	25	-1	1030	17
69.D	101.7	0.53	18.4	0.0024	0.1689	0.57	1.7363	1.68	0.07457	1.58	1006	20	1022	23	1057	23	5	1007	10
70.D	360.0	0.59	85.7	0.0000	0.2174	0.46	2.4640	0.94	0.08218	0.82	1268	25	1262	26	1250	25	-1	1267	10

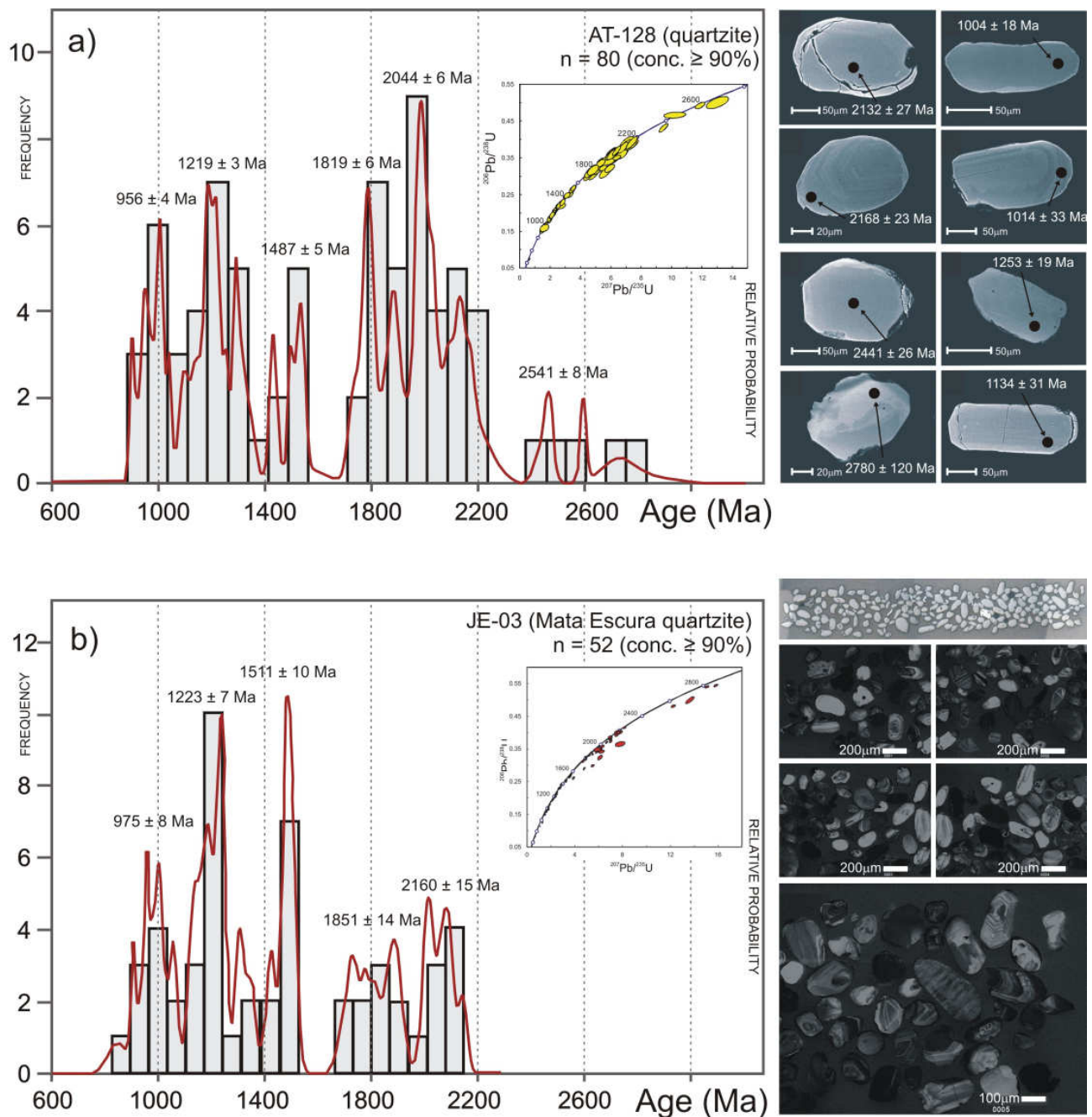


Fig. 46 – Age histograms and concordia diagrams for U-Pb data from detrital zircon grains from samples AT-128 (a) and JE-03 (b), and respective SEM and CL images.

6.2.7 Sm-Nd data

Nd isotopic data were obtained for nine paragneiss and one quartzite sample from the Jequitinhonha Complex (Table 4). The initial isotope ratios were recalculated to 575 Ma, the main age of the syn-collisional metamorphism and anatexis in the Araçuaí orogen (Pedrosa-Soares *et al.* 2011a, Silva *et al.* 2011).

Table 4 - Nd isotopic data for rocks from the Jequitinhonha / Almenara region. T_{DM} is calculated after DePaolo's (1981) model.

Sample	Rock	Nd (ppm)	Sm (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Error (2σ)	εNd ₍₀₎	εNd _(575 Ma)	T _{DM} (Ga)
Jequitinhonha Complex									
AL16B	paragneiss	48.14	8.87	0.11144	0.511961	0.000012	-13.2	-7.0	1.6
RP64	paragneiss	33.19	6.18	0.11247	0.51914	0.000013	-4.1	-8.0	1.7
AL21	paragneiss	33.35	6.36	0.1154	0.511946	0.000012	-13.5	-7.6	1.7
AL1	paragneiss	37.59	7.45	0.11981	0.511980	0.000017	-12.8	-7.2	1.7
RP51	paragneiss	45.11	8.82	0.11817	0.511954	0.000013	-13.4	-7.6	1.7
AL3	paragneiss	42.11	8.34	0.11972	0.511959	0.000008	-13.3	-7.7	1.7
AL19	paragneiss	40.06	7.72	0.11654	0.511919	0.000011	-14.0	-8.2	1.8
AL27	paragneiss	36.77	7.24	0.11907	0.511936	0.000010	-13.7	-8.0	1.8
JE8	paragneiss	44.86	9.11	0.12273	0.511956	0.000011	-13.3	-7.9	1.8
AL12	quartzite	5.19	0.95	0.11099	0.511400	0.000014	-24.1	-17.9	2.4
RP64	duplicate	34.73	6.43	0.11184	0.511908	0.000008	-14.3	-8.1	1.7
RP51	duplicate	41.37	8.06	0.11782	0.511940	0.000053	-13.6	-7.9	1.7
BHVO-2	USGS standard	24.55	6.10	0.15017	0.512976	0.000008			

The paragneiss samples yield a very homogeneous Nd isotopic signature, with ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratio from 0.511919 to 0.511980, εNd_(575 Ma) around -7.5 and T_{DM} model ages (*cf.* De Paolo 1981) from 1.6 Ga to 1.8 Ga. Sm/Nd ratios in the range of 0.18–0.20 are typical of the upper continental crust (Faure 1986).

Sample AT-128, a quartzite interleaved within paragneiss, clearly shows a bias toward older sources, with T_{DM} = 2.4 Ga, and εNd_(575 Ma) = -17.9.

Fine-grained and/or clay-rich sediments tend to represent large and distant source regions, while coarse-grained rocks can be biased towards specific source areas (Frost & Winston 1987, Evans *et al.* 1991). The paragneiss samples concentrate Nd because their protoliths are richer in the clay fraction, better representing mixing sources.

Celino (1999) presented the first isotopic Sm-Nd data for the Jequitinhonha Complex. Their four paragneiss samples (one of them is a xenolith within a syn-collisional granite) yielded similar T_{DM} model ages (1.6–1.7 Ga), but distinct ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios (0.51137–0.51146), resulting in very negative εNd_(575 Ma) around -17.5. These differences could be related to biasing towards specific sources, as the samples are located in the easternmost portion of the Jequitinhonha Complex.

Daconti (2004) presented results from two paragneiss samples collected in the surroundings of Almenara region, which yielded quite similar T_{DM} model ages (1.76 Ga and 1.83 Ga), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios (0.51190–0.51193) and εNd_(575 Ma) = -7.9 and -8.5.

The Nd evolution diagram for the paragneiss samples of the Jequitinhonha-Almenara region shows a comparison with the main possible sources as suggested by the U-Pb data from detrital

zircon grains, *i.e.*, the Archaean-Palaeoproterozoic basement of the São Francisco craton and the Tonian rift-related volcanic rocks (Fig. 47). The ϵ_{Nd} evolution diagram suggests a large relative importance of the Tonian rift-related magmatism for the isotopic inheritance of the clay-rich protoliths as those represented by the peraluminous gneiss of the distal Jequitinhonha Complex.

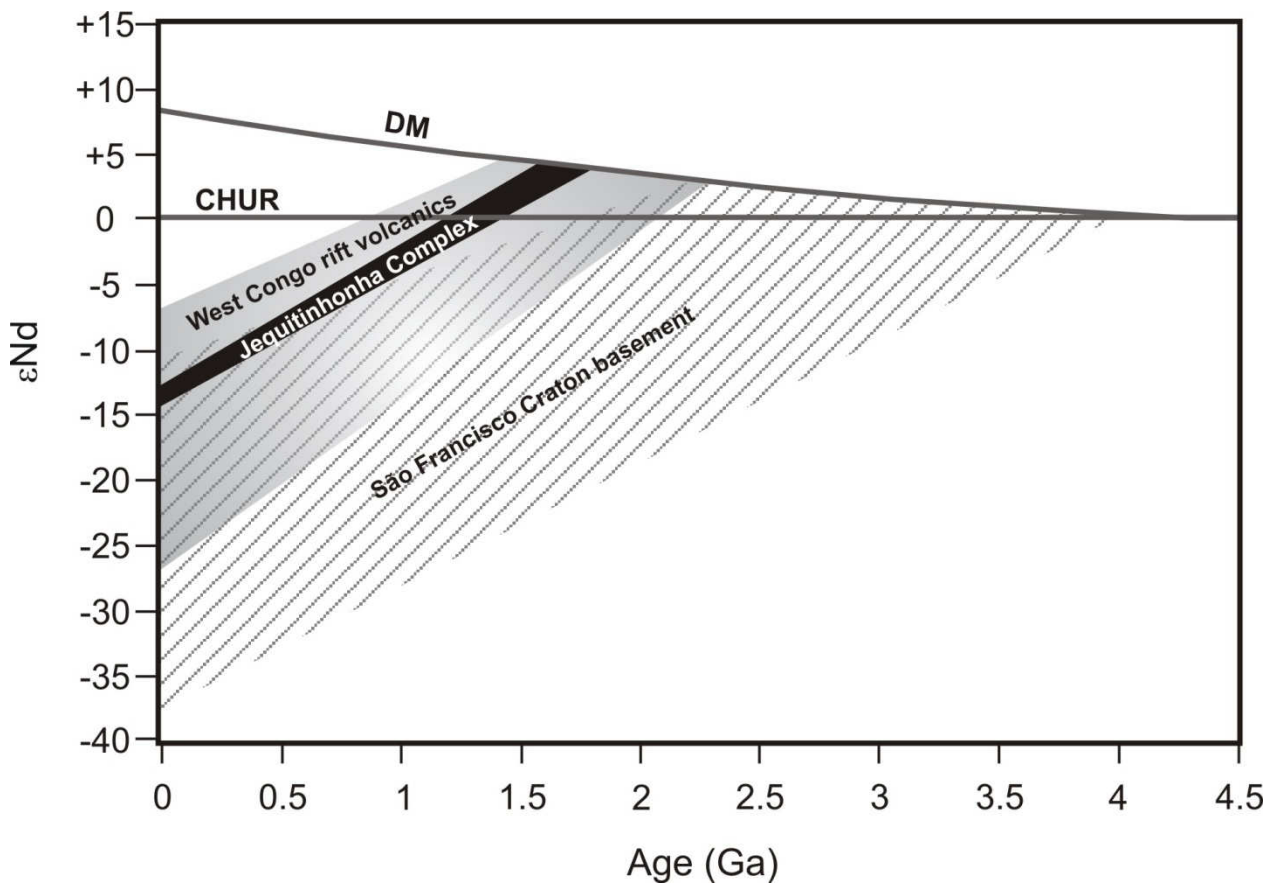


Fig. 47 - Nd isotopic evolution diagram for paragneiss samples of the Jequitinhonha Complex, as compared with the São Francisco Craton basement (Teixeira *et al.* 1996, Noce *et al.* 2000) and Tonian rift volcanics of the West Congo belt (Tack *et al.* 2001).

Fig. 48 shows plots of $\epsilon_{\text{Nd}}(575 \text{ Ma})$ versus Nd (ppm), Sm/Nd ratios and T_{DM} model ages for the paragneiss samples, as compared with data from Archaean and Palaeoproterozoic rocks of the São Francisco craton (Teixeira *et al.* 1996, Noce *et al.* 2000), Tonian rift-related volcanic rocks of the West Congo belt (Tack *et al.* 2001), and samples of metadiamictite, transitional rift-related metabasalt, quartzite and metawacke from the Macaúbas Group (Babinski *et al.* 2012). These diagrams show that the paragneiss samples lean towards the West Congo magmatic field, while the Macaúbas Group metasedimentary rocks plot closer to the São Francisco craton field (Fig. 48). It should be noted, however, that the Jequitinhonha paragneiss plots in between the metasedimentary rocks and metabasalts of the Macaúbas Group. This arrangement could suggest variable mixing of the two end-members, metabasalts and metasedimentary rocks of the Macaúbas Group. The latter would ultimately represent balanced mixing of Archaean-Palaeoproterozoic São Francisco craton

crust and Tonian West Congo rift volcanics, as suggested by the positioning of the metasedimentary Macaúbas Group samples in between these two fields in the diagrams of Fig. 48. Thus, the positioning of the Jequitinhonha Complex in between these two end-members could suggest that the paragneiss protoliths were deposited after or during the transitional rift-related basalt extrusion in the proximal Macaúbas Group, sampling both the lower Macaúbas source area and the upper levels containing the transitional basalt intercalations. This transitional basaltic volcanism, which traversed significantly thinned continental crust (Gradim *et al.* 2005, Pedrosa-Soares *et al.* 2008, Babinski *et al.* 2012), can be interpreted as an evidence of the rift to drift passage. Therefore, the Jequitinhonha Complex could represent a distal equivalent of the passive margin stage of the Macaúbas Group, deposited after the extrusion of the transitional basalts in the proximal Macaúbas basin.

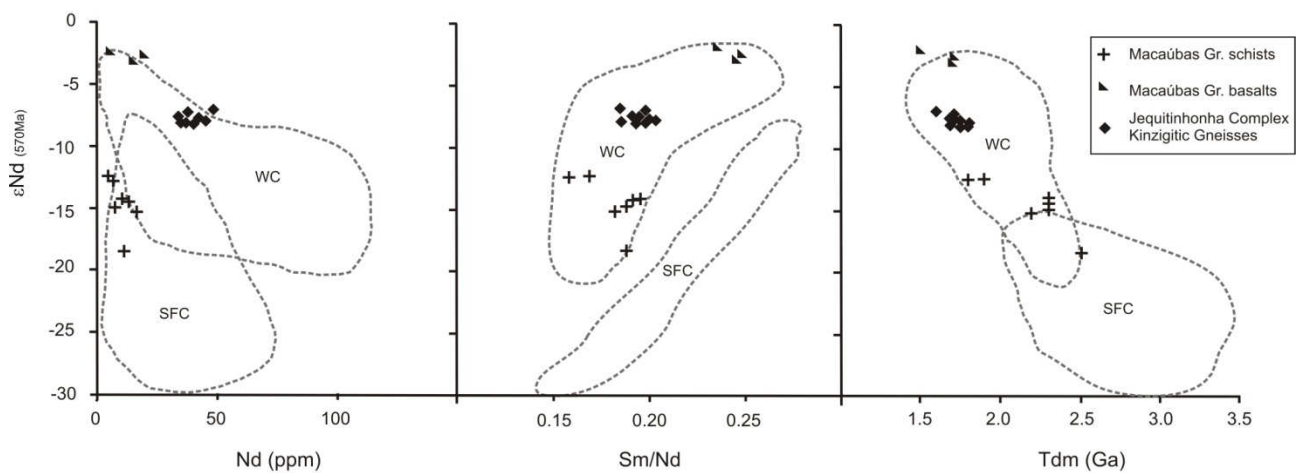


Fig. 48 - Nd isotopic signatures for the paragneiss samples of the Jequitinhonha Complex, compared with the basement of the São Francisco Craton (SFC, Teixeira *et al.* 1996, Noce *et al.* 2000), Tonian rift-related volcanic rocks of the West Congo belt (WC, Tack *et al.* 2001), and metasedimentary and metabasaltic samples of the Macaúbas Group (Babinski *et al.* 2012).

6.2.8 Conclusions

The presented data provide solid evidence that the Jequitinhonha Complex represents a sedimentary package deposited in a passive margin environments of the precursor basin of the Araçuaí orogen, between *ca.* 900 Ma (age of youngest detrital zircon grains) and 575 Ma (mean age of the syn-collisional metamorphism), and includes proximal and distal successions.

The proximal succession, rich in quartz-plagioclase-rich paragneiss (sub-graywacke to graywacke), quartzite (quartz-rich sandstone) and graphite gneiss (carbonaceous mud), is better represented along the northern to eastern part of the complex (closer to the cratonic border), and can be correlated to the post-glacial Upper Chapada Acauã Formation of the Macaúbas Group (Babinski *et al.* 2012, Pedrosa-Soares *et al.* 2011b), both representing sand-pelite shelf deposits. The thick layers of graphite gneiss, ever associated with also thick quartzite layers and site of large economic deposits of flake graphite, represent accumulation of huge amounts of organic matter in restricted non-oxidant environments.

The distal succession, rich in peraluminous gneiss, *i.e.*, the graphite-sillimanite-garnet-cordierite-biotite-gneiss (kinzigite *s.s.*) with thin intercalations of calcsilicate rocks (metamarl), and local lenses and layers of quartzite and graphite gneiss, corresponds to clay-rich deep-sea sand-mud deposits with limited carbonatic and carbonaceous contributions, representing the basin depocenter located in the central to southwestern region of the Jequitinhonha Complex. This distal succession can be correlated to the siliciclastic sedimentary package of the Ribeirão da Folha Formation, the distal post-glacial unit of the Macaúbas Group (Pedrosa-Soares *et al.* 2011b). If this is correct, the age of the distal succession of the Jequitinhonha Complex can be as young as *ca.* 650 Ma (the age of ophiolite slivers associated with the Ribeirão da Folha Formation, Queiroga *et al.* 2007, Queiroga 2010).

The distribution of both proximal and distal successions of the Jequitinhonha Complex, in relation to the craton border (roughly representing the basin edge), clearly resembles the transition from the sand-pelite shelf deposits of the Upper Chapada Acauã Formation to the distal sand-mud deep-sea sequence of the Ribeirão da Folha Formation (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2011b, Uhlein *et al.* 1998).

Besides the exclusively sedimentary nature of the Jequitinhonha Complex, no ophiolite sliver was yet found in the region, reinforcing the interpretation that it represents the ensialic part of the precursor gulf-like basin of the Araçuaí-West Congo orogen. This scenario also suggests that the São Francisco-Congo paleocontinent was not broken to the north of the focused region, as a consequence of the opening of the Macaúbas-Jequitinhonha basin. This interpretation also implies that the São Francisco-Congo paleocontinent acted as a single piece during West Gondwanaland

amalgamation in Ediacaran time, as shown by virtually all paleogeographic reconstructions (*e.g.*, Cordani *et al.* 2003, D'Agrella *et al.* 2004, Li *et al.* 2008, and references therein).

CAPÍTULO 7 - LITOQUÍMICA E GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd do PLUTONISMO OROGÊNICO ASSOCIADO AO COMPLEXO JEQUITINHONHA

Dados litoquímicos e isotópicos foram obtidos para os granitóides das supersuítas G1, G2 e G5 que ocorrem na área-tipo do Complexo Jequitinhonha (Fig. 5). Os procedimentos para a litoquímica e para as análises isotópicas Sm-Nd são os mesmos descritos no item 6.2.

7.1 Litoquímica

A Tabela 5 apresenta os dados litoquímicos de elementos maiores e traços (incluindo terras raras) relativos às amostras de granitóides que compõem as supersuítas G1 (Suíte Rancho Alegre, unidades Água Preta e Felizburgo), G2 (unidade Maranhão) e G5 (fácies de borda do Batólito Medina) na área de estudo (Fig. 5).

Tabela 5 - Elementos maiores, traços e terras raras dos granitóides de ocorrência na região de Jequitinhonha-Almenara.

Unidade	supersuíte G1 (Unidade Felizburgo)	supersuíte G1 (Unidade Água Preta)	supersuíte G1 (Unidade Água Preta)	supersuíte G2 (Granito Maranhão)	supersuíte G5 (fácies de borda)	supersuíte G5 (fácies de borda)	supersuíte G5 (fácies de borda)
Rocha	Granito	Granodiorito	Granodiorito	Granito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito
Amostra	RP6	RP69	RP9	JE2B2	AL39	AL35	AL36
Elementos maiores							
SiO ₂	67,34	67,79	67,84	71,80	53,83	60,13	61,57
TiO ₂	0,81	0,53	0,57	0,02	1,28	0,92	0,67
Al ₂ O ₃	15,08	16,34	16,19	15,60	17,49	17,49	17,06
Fe ₂ O ₃	3,20	4,16	3,94	4,69	10,9	7,28	5,98
MnO	0,02	0,06	0,05	0,13	0,2	0,16	0,12
MgO	0,86	1,10	1,02	1,73	1,57	1,99	3,08
CaO	1,95	4,02	4,01	0,52	3,79	4,22	5,06
Na ₂ O	2,61	3,64	3,18	1,47	5,48	3,7	3,21
K ₂ O	6,10	1,62	2,13	2,05	3,79	2,49	2,19
P ₂ O ₅	0,31	0,16	0,17	0,06	0,5	0,75	0,3
Cr ₂ O ₃	0,024	<0,002	0,017	0,011	<0,002	0,003	0,009
LOI	1,3	0,4	0,7	1,4	0,7	0,4	0,4
TOT/C	0,17	0,03	<0,02	0,04	0,16	<0,02	<0,02
TOT/S	<0,02	0,08	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Sum	99,58	99,84	99,82	99,47	99,53	99,54	99,65
Elementos Traço							
Ba	1384	538	769	412	1518	1538	1388
Rb	283,4	71,2	93,4	69,6	77,9	145	128,6
Sr	253,3	431,4	335,6	149,4	514,3	849,2	683
Cs	1,5	1,2	3,6	6,1	1,8	5,5	12,2
Tl	0,4	0,3	0,4	<0,1	0,2	0,8	0,6

Ta	0,6	0,8	1,1	4,4	4,7	1,7	1
Nb	9,4	13,1	13,0	2,0	81,5	33,1	16,6
Hf	17,8	5,7	6,4	1,3	15,9	8,4	5,6
Zr	622,6	191,8	213,2	35,8	688,8	341,5	218,6
Y	9,4	14,6	13,0	4,4	58,9	29,5	22,2
Th	147,9	10,6	10,1	5,5	11,8	21,2	13,4
U	2,3	2,0	1,2	2,1	2,2	4,5	0,9
Co	37,2	6,0	14,6	535,5	6,1	9	13,1
Sc	3	6	5	1	15	10	17
V	21	45	28	<8	15	85	109
Cu	2,2	11,6	2,0	4,3	4,5	7,1	3,6
Pb	7,5	1,6	1,8	1,4	2,2	1,6	2
Zn	77	62	78	52	114	97	68
Be	<1	2	1	27	4	4	4
Ga	25,2	20,2	20,6	26,1	27,8	20,1	19,7
Sn	1	<1	2	1	9	10	13
W	184,0	<0,5	60,6	2977,3	<0,5	0,6	0,6
As	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	0,7	<0,5	<0,5
Au	0,8	<0,5	<0,5	1,5	<0,5	<0,5	0,9
Mo	5,4	4,8	3,6	2,9	2,8	0,3	0,2
Ni	4,8	2,9	4,4	5,6	0,9	3,8	18
Elementos Terras Raras							
La	232,0	32,6	38,8	11,1	86,4	103,7	61,9
Ce	540,4	75,2	84,9	22,7	178,6	193,5	115,9
Pr	56,08	8,09	9,68	2,24	20,87	19,82	12,46
Nd	197,9	30,8	36,1	8,3	77,7	68,6	45,2
Sm	22,50	5,75	6,83	1,50	14,28	9,41	7,2
Eu	1,75	1,25	1,53	0,17	4,34	2,02	1,71
Gd	9,75	4,50	5,47	1,23	12,96	7,25	5,71
Tb	0,80	0,66	0,74	0,20	2,11	1,07	0,84
Dy	2,58	2,98	3,44	0,98	10,64	5,09	4
Ho	0,28	0,50	0,45	0,14	2,05	0,97	0,76
Er	0,58	1,26	1,00	0,36	5,88	2,77	2,16
Tm	0,08	0,16	0,12	0,04	0,84	0,42	0,32
Yb	0,51	0,91	0,67	0,22	5,47	2,84	1,92
Lu	0,07	0,14	0,10	0,03	0,77	0,42	0,28

Elementos Maiores

A partir dos dados litoquímicos (Tabela 5) foram calculadas as normas CIPW para as amostras de granitóides das supersuítas G1, G2 e G5 (Tabela 6; teores de Fe calculados a partir das fórmulas de Irvine & Baragar, 1971).

Todas as amostras são supersaturadas em sílica, contendo quartzo (*Q*) e hiperstênio (*Hy*) normativos, com exceção da amostra AL39 da supersuíte G5, que não apresenta quartzo na norma e se classifica como subsaturada, contendo olivina (*Ol*) e nefelina (*Ne*) normativas.

O caráter peraluminoso das amostras é também caracterizado por coríndon (C) normativo, com exceção da amostra AL39. A partir da norma calculada é possível construir um diagrama QAP (Streckeisen 1976), onde a maioria das amostras se classifica como granodiorito (Fig. 49a), com exceção das amostras RP6 (monzogranito), JE2B2 (granito rico em quartzo) e AL39 (monzodiorito).

Os teores de álcalis e sílica indicam uma composição granítica (unidade Felizburgo) a granodiorítica (unidade Água Preta) para as amostras da supersuíte G1. Segundo esses mesmos parâmetros, a supersuíte G5 apresenta uma composição diorítica a sienodiorítica, enquanto a única amostra da supersuíte G2 não plota em qualquer dos campos definidos no diagrama TAS (álcalis/sílica, Cox *et al.* 1979; Fig. 49b).

Em relação à saturação em alumina, todas as amostras estudadas são peraluminosas, com razões $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ maiores que 1,4 (Fig. 49c). Em relação à alcalinidade, as amostras das supersuítes G1 e G2 são classificadas como pertencentes à série cálcio-alcalina, com exceção da amostra do plúton Felizburgo (RP6) que apresenta teor anômalo de K_2O (6,10 %). As amostras da supersuíte G5 são classificadas como cálcio-alcalinas de alto K, sendo que uma amostra (AL39) plota no campo shoshonítico (Fig. 549d).

Os teores em SiO_2 (67,34 - 67,84%), Al_2O_3 (15,08 - 16,34%) e MgO (0,86-1,10%) das amostras da Suíte G1 não apresentam variações significativas. Entretanto, dentro dessa mesma unidade, observa-se um enriquecimento em TiO_2 , que está relacionado à diferença composicional entre as unidades Felizburgo ($TiO_2 = 0,81\%$) e Água Preta ($TiO_2 = 0,53$ e $0,57\%$). Essas unidades apresentam um contraste quanto ao conteúdo de K_2O , mais enriquecido na unidade Felizburgo (6,10%) em relação à unidade Água Preta (1,62 e 2,13%), sendo essa mais rica em Na_2O+CaO (7,19 e 7,66%). Essa variação reflete uma diferença na proporção entre plagioclásio e feldspato potássico, uma vez que a unidade Felizburgo é classificada como granito e a unidade Água Preta como granodiorito. Embora os dados litoquímicos sejam preliminares e apenas de três amostras, eles estão em coerência com análises de outras amostras das unidades Água Preta e Felizburgo (Paes *et al.* 2010), as quais apresentam $SiO_2 = 62,45 - 72,58\%$, $Al_2O_3 = 14,99 - 17,64 \%$ e $MgO = 0,37-2,16\%$. As variações de Na_2O , CaO e K_2O descritas anteriormente ocorrem também nos dados de Paes *et al.* (2010), embora os dados de TiO_2 das duas unidades apresentem uma significativa interdigitação, com valores entre 0,19 e 0,75%.

A amostra pertencente à supersuíte G2 apresenta características litoquímicas de elementos maiores semelhantes às das amostras de leucogranitos foliados dos arredores de Almenara (Daconti 2004, Tabela 7). Os granitos da supersuíte G2 são peraluminosos e apresentam altos teores de SiO_2 , em geral maiores que 70%, sendo que a amostra analisada nesse estudo apresenta um teor de 71,80% e uma razão A/CNK ($=Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) de 3,86 (Fig. 49c). Essas rochas foram

produzidas provavelmente a partir de fusão parcial do material metassedimentar que compõe o Complexo Jequitinhonha. As amostras de Daconti (2004) mostram ainda uma ampla variação em teores de TiO_2 (0,02-0,83%), Al_2O_3 (14,13-16,87%) e K_2O (2,05-5,99%).

As amostras correlacionadas à supersuíte G5 foram coletadas na zona de contato entre plútons do Batólito Medina e o Complexo Jequitinhonha, onde o biotita granito apresenta-se foliado concordantemente às bordas das intrusões. As amostras foram coletadas para avaliar as relações entre plútons e rochas encaixantes, e a provável contaminação do magma granítico nessas zonas de contato gradacionais. Observa-se uma grande variação nos teores de SiO_2 (53,83-61,57%) e MgO (1,57-3,08%), enquanto os teores de Al_2O_3 são mais constantes (17,06-17,49%). Em geral, esses teores apresentam desvios em relação às médias dos teores típicos da supersuíte G5, obtidos em mais de 50 amostras analisadas por Paes *et al.* (2010). Dessa forma, a média dos teores de SiO_2 se mostra mais elevada (69,46%), enquanto a média de Al_2O_3 apresenta-se mais baixa (14,66%), em relação às amostras de borda. Os teores típicos de TiO_2 também apresentam um desvio, com média de 0,54%, embora algumas amostras mostrem teores semelhantes às amostras de borda. O mesmo ocorre com os teores de P_2O_5 , cuja média calculada é igual a 0,27% (Paes *et al.* 2010). O biotita granito foliado da borda de plútons G5 apresenta tendência alcalina, como sugerido pelo fato das amostras plotarem entre os campos da série cálcio-alcalina de alto K e shoshonítica (Fig. 49d).

Tabela 6 - Norma CIPW das amostras das supersuítes G1, G2 e G5 calculados a partir dos dados litoquímicos da Tabela (teores de Fe calculados a partir das fórmulas de Irvine & Baragar, 1971).

Unidade	supersuíte G1	supersuíte G1	supersuíte G1	supersuíte G2	supersuíte G5	supersuíte G5	supersuíte G5
Rocha	Granito	Granodiorito	Granodiorito	Granito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito
Amostra	RP6	RP69	RP9	JE2B2	AL39	AL35	AL36
<i>Q</i>	23.47	30.09	28.88	50.21	0	15.69	17.1
<i>or</i>	36.81	12.76	9.67	12.41	22.89	14.95	13.12
<i>ab</i>	22.5	27.21	31.05	12.72	41.13	31.74	27.48
<i>an</i>	8.02	19.14	19.19	2.28	12.14	16.79	23.66
<i>lc</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>ne</i>	0	0	0	0	3.35	0	0
<i>C</i>	1.31	1.73	1.63	10.38	0	2.67	0.84
<i>ac</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>ns</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Di wo</i>	0	0	0	0	1.7	0	0
<i>Di en</i>	0	0	0	0	0.45	0	0
<i>Di fs</i>	0	0	0	0	1.34	0	0
<i>Hy en</i>	2.19	2.58	2.78	4.43	0	5.05	7.8
<i>Hy fs</i>	2.54	4.03	4.4	6.34	0	7.86	6.6
<i>Ol fo</i>	0	0	0	0	2.49	0	0
<i>Ol fa</i>	0	0	0	0	8.21	0	0
<i>mt</i>	0.89	0.99	1.03	1.05	2.71	1.81	1.46
<i>he</i>	0	0	0	0	0	0	0

<i>il</i>	1.57	1.1	1.02	0.04	2.48	1.77	1.29
<i>ap</i>	0.69	0.38	0.35	0.13	1.11	1.66	0.66
Total	99.99	100.01	100	99.99	100	99.99	100.01

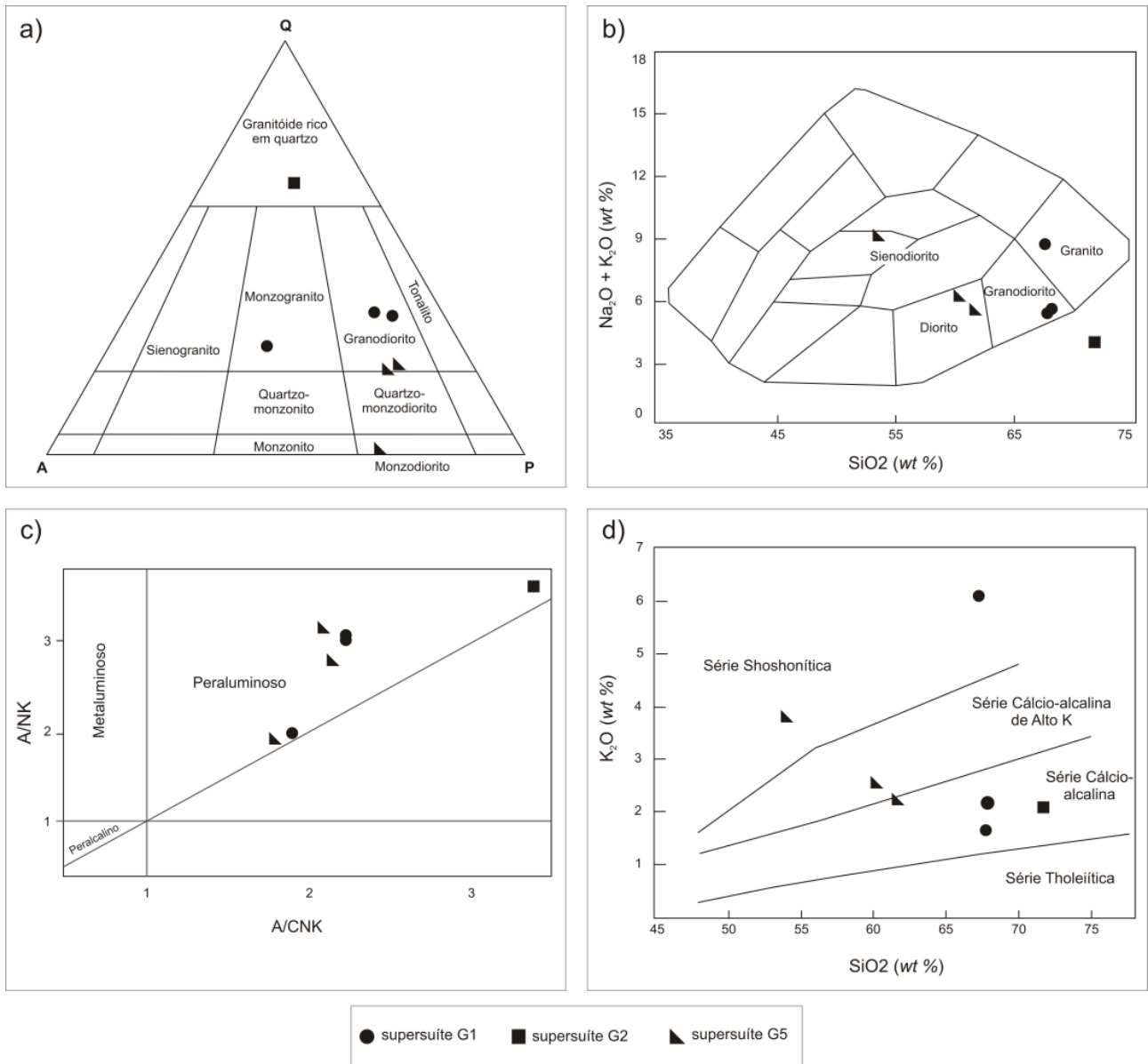


Fig. 49 - Classificação das amostras das supersuítas graníticas G1, G2 e G5 segundo os diagramas (a) QAP de classificação petrográfica segundo Streckeisen (1976), com norma calculada segundo Irvine & Baragar (1971); b) TAS de Cox *et al.* (1979); c) saturação em alumina em termos do índice de Shand (1947), sendo $ACNK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ e $ANK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$, d) alcalinidade (Pecerillo & Taylor (1976).

Tabela 7 - Elementos maiores de amostras do Granito Maranhão na região de Almenara (compilado de Daconti 2004)

AMOSTRA	AL-74	AL-196	AL-161	AL-183	AL-232	AL-26A
SiO ₂	72,56	71,06	70,24	70,29	72,48	66,00
TiO ₂	0,34	0,40	0,37	0,35	0,24	0,83
Al ₂ O ₃	14,13	14,25	15,59	15,59	14,82	16,87
Fe ₂ O ₃	2,08	2,39	2,19	2,02	1,15	3,90
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	1,22
MgO	0,62	0,65	0,92	0,88	0,59	1,22
CaO	0,89	1,04	2,13	1,94	1,48	1,98
Na ₂ O	2,86	2,88	4,33	4,28	3,83	3,45
K ₂ O	5,67	5,99	3,23	3,48	4,25	5,60
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,20	0,10	0,06	0,08

Elementos Traços e Terras Raras

A composição em termos de elementos traços varia entre as unidades da supersuíte G1 (Tabela 5). A unidade Felizburgo mostra um notável enriquecimento em vários desses elementos, como, por exemplo, Ba (1384 ppm), Rb (283,4 ppm), Zr (622,6 ppm), em relação à unidade Água Preta, cujos teores de Ba estão entre 538 e 769 ppm, Rb entre 71,2 e 93,4 ppm e Zr entre 191,8 e 213,2 ppm.

A amostra da Suíte G2 (Tabela 5) mostra valores muito elevados de teores de W (2977,3 ppm) e Co (535 ppm), em relação às outras unidades.

Os teores em elementos traços das amostras correlacionadas à supersuíte G5 (Tabela 5) revelam um considerável enriquecimento em Ba (1388-1518 ppm) e Sr (514,3-683,0 ppm). Ao contrário dos elementos maiores, os teores de elementos traços das fácies de borda da supersuíte G5 são semelhantes aos teores obtidos por Paes *et al.* (2010), com média de Ba = 1270 ppm e Sr = 487,7 ppm. Esses valores sugerem uma contribuição alcalina na origem desses granitóides, uma vez que o enriquecimento nesses elementos é muito pouco provável em um processo de fusão parcial de rochas pelíticas.

Os diagramas discriminadores de ambientes tectônicos (Fig. 50, Pearce *et al.* 1984) mostram que os teores de Y, Nb e Rb das rochas da supersuíte G1 apresentam similaridade a granitos associados a arco vulcânico, embora a amostra do plúton Felizburgo apresente desvio para o campo dos granitos sincolisionais (Fig. 50b) A amostra referente à supersuíte G2 plota no campo comum a granitos de arco vulcânico e granitos sincolisionais no diagrama Y x Nb, e cai bem próximo ao campo dos granitos sincolisionais no diagrama Rb x Y+Nb (Fig. 50b). Segundo esses mesmo parâmetros, as amostras da supersuíte G5 mostram clara tendência a ambientes intraplaca (Fig. 50a e 50b), como ocorre também para a maioria das amostras da supersuíte G5 analisadas por Paes *et al.* (2010).

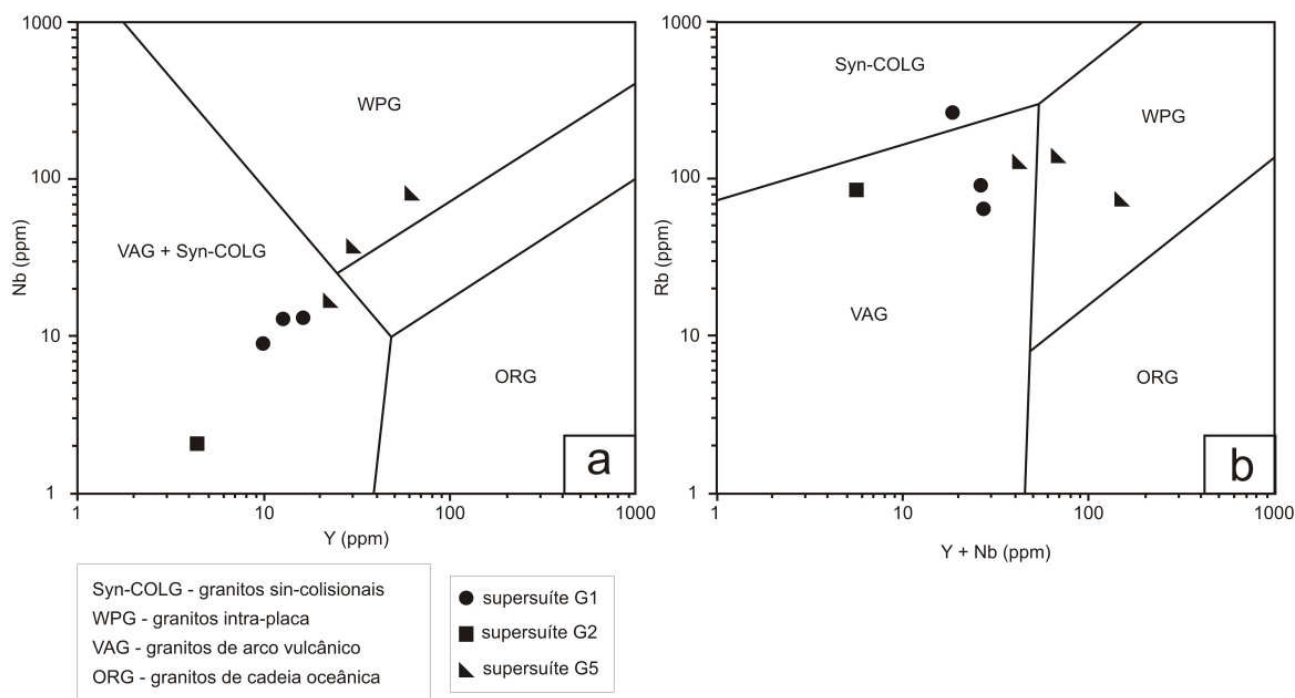


Fig. 50 - Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos a partir de elementos traço para a origem de rochas graníticas (Pearce *et al.* 1984).

Os elementos terras raras das rochas da supersuíte G1, quando normalizados ao condrito (Sun & McDonough 1989), mostram dois padrões distintos (Fig. 51a). O plúton Felizburgo é muito enriquecido em terras raras leves ($La_N/Yb_N = 326,30$) e apresenta pronunciada anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,36$). Comparativamente, a unidade Água Preta mostra menor enriquecimento em terras raras leves ($La_N/Yb_N = 25,70 - 41,54$) e anomalia negativa de Eu menos destacada ($Eu/Eu^* = 0,75-0,77$).

O granito Maranhão, da supersuíte G2, apresenta baixo enriquecimento em terras raras leves ($La_N/Yb_N = 36,19$) e proeminente anomalia de Eu ($Eu/Eu^* = 0,38$). A representação do envelope das curvas de elementos terras raras de paragneisses do Complexo Jequitinhonha (ver item 6.1), em relação à curva do granito Maranhão, embora mostre morfologias similares, revela o significativo empobrecimento nos teores de todos os elementos terras raras ($\sum REE = 49,21$) e a forte acentuação na anomalia negativa de Eu do granito (Fig. 51b). O fracionamento observado no padrão de ETR do granito Maranhão se explica pelo aumento na quantidade de monazita, apatita e zircão, assim como o marcante empobrecimento em todas as terras raras se relaciona à eliminação de biotita durante a fusão parcial do paragneisse, resultando em um granito muito rico em quartzo e feldspato potássico (*e.g.*, Celino e Botelho 2002).

As curvas de ETR das amostras da supersuíte G5 são mais achatadas (Fig. 51c), com fraco enriquecimento em terras raras leves ($La_N/Yb_N = 11,33-26,19$), anomalia menos pronunciada a nula de Eu, e valores mais altos de Eu/Eu^* (0,75-0,98). Estas características são muito similares aos

padrões de elementos terras raras das amostras das fácies interiores do Batólito Medina, analisadas por Paes *et al.* (2010). Isto indica que não houve alteração significativa nos teores de ETR em decorrência de processos de interação plúton-encaixante na borda das intrusões, ao contrário do que acontece com os elementos maiores. Esses padrões sugerem a cristalização da supersuíte G5 a partir de um magma menos evoluído composicionalmente, cuja diferenciação não envolveu fracionamento significativo de plagioclásio.

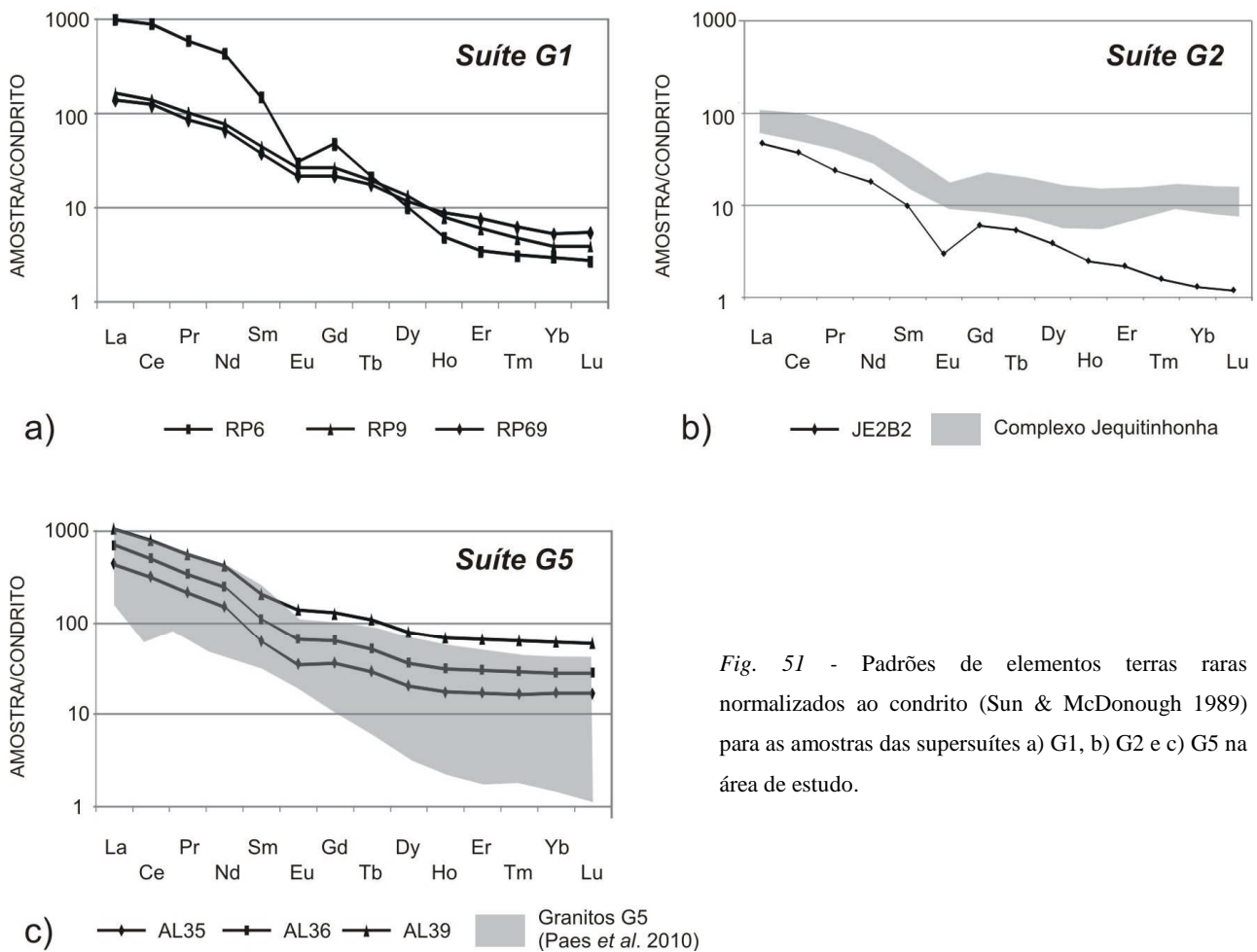


Fig. 51 - Padrões de elementos terras raras normalizados ao condrito (Sun & McDonough 1989) para as amostras das supersuítes a) G1, b) G2 e c) G5 na área de estudo.

7.2 Sm-Nd

Análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas para sete amostras de granitóides, duas da supersuíte G1, duas de G2 e três de G5 (Tabela 8). As razões iniciais foram recalculadas para 622 Ma, 575 Ma e 520 Ma, respectivamente, que representam as idades U-Pb de cada uma dessas supersuítes na região (Noce *et al.* 2000, Silva *et al.* 2010, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a).

As amostras das unidades Felizburgo e Água Preta mostram boa correlação com a assinatura isotópica da supersuíte G1 no conjunto do Orógeno Araçuaí. A unidade Felizburgo apresenta $\epsilon\text{Nd}_{(622 \text{ Ma})} = -6,1$ e idade-modelo $T_{\text{DM}} = 1,3 \text{ Ga}$, enquanto a unidade Água Preta forneceu $\epsilon\text{Nd}_{(622 \text{ Ma})}$

= -6,7 e idade-modelo $T_{DM} = 1,7$ Ga. Esses valores apresentam razoável correlação em relação às assinaturas isotópicas Sm-Nd de plútons da supersuíte G1 localizados a sudoeste da região focalizada nessa dissertação (Martins *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a). Ademais, como apontado em trabalhos anteriores (*e.g.*, Nalini *et al.* 2000, Martins *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a), os dados isotópicos Sm-Nd aqui apresentados também indicam o envolvimento significativo de crosta continental na gênese dos corpos magmáticos da supersuíte G1, como seria de se esperar para um arco magmático de margem continental. Assim como acontece em outras regiões do Orógeno Araçuaí (Nalini *et al.* 2000, Martins *et al.* 2004, Silva *et al.* 2005, Novo *et al.* 2010, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a), as idades-modelo, em particular a do granito Felizburgo (1,3 Ga), sugerem o envolvimento de crosta neoproterozóica, juntamente com o embasamento paleoproterozóico, na geração dos corpos G1 da região estudada.

As amostras do granito Maranhão, supersuíte G2, apresentam $\epsilon Nd_{(575 \text{ Ma})} = -4,9$ e $-9,8$ e idade-modelo T_{DM} de 1,5 Ga e 2 Ga. A amostra JE10 apresenta assinatura de Nd razoavelmente semelhante à do Complexo Jequitinhonha, um pouco menos radiogênica, talvez por efeito de fracionamento durante a fusão parcial dessas rochas. Já a amostra JE2B2 provavelmente reflete fracionamento de elementos terras raras por minerais acessórios, tais como monazita e apatita, o que é sugerido também pelo baixo teor de Nd na amostra (6,37 ppm).

As três amostras da supersuíte G5 mostram uma assinatura isotópica relativamente homogênea, com $\epsilon Nd_{(520 \text{ Ma})}$ entre -2,5 e -4,3, e idade-modelo T_{DM} de 1,2 a 1,3 Ga. Essa assinatura isotópica menos diferenciada (mais “juvenil”), em relação às demais suítes graníticas, corrobora a interpretação litoquímica de que a supersuíte G5 evoluiu a partir da cristalização de magmas que, na sua gênese, tiveram marcante interveniência de fonte mantélica (*e.g.*, Wiedemann *et al.* 1995, Medeiros *et al.* 2002, De Campos *et al.* 2004, Martins *et al.* 2004). Estes processos de mistura de magma foram particularmente importantes no estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí, e se devem à ascensão astenosférica que acompanha a delaminação sub-crustal e colapso gravitacional do edifício orogênico (*e.g.*, Pedrosa-Soares *et al.* 2011a).

O diagrama de evolução do Nd da Fig. 52 inclui as amostras de rochas graníticas aqui analisadas, bem como amostras de outros granitos G2, analisados por Celino (1999), e de paragnaisse, apresentadas na seção 6.1.

Tabela 8 - Dados isotópicos Nd para as amostras das supersuítas G1, G2 e G5, que ocorrem na região de Jequitinhonha-Almenara.

Idades Tdm calculadas segundo o modelo de DePaolo (1981).

Amostra	Rocha	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2σ)	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	t (Ma)	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	Tdm (Ga)
supersuíte G1										
RP6	Un. Felizburgo	183,84	22,53	0,07407	0,51 828	0,00000	-15,8	622	-6,1	1,3
RP7	Un. Água Preta	31,01	6,2	0,12127	0,511984	0,000014	-12,8	622	-6,9	1,7
supersuíte G2										
JE10	Granito	8,66	1,63	0,11355	0,512076	0,000009	-10,9	575	-4,9	1,5
JE2B2	Granito	6,37	1,34	0,12731	0,511877	0,000013	-14,8	575	-9,8	2,0
supersuíte G5										
AL35	Granito	63,32	9,73	0,09292	0,512130	0,000013	-9,9	520	-3,0	1,2
AL39	Granito	81,35	15,31	0,11376	0,512228	0,000012	-8,0	520	-2,5	1,2
AL36	Granito	44,27	7,77	0,10613	0,512108	0,000012	-10,3	520	-4,3	1,3
BHVO-2	USGS Standard	24,55	6,10	0,15017	0,512976	0,000008				

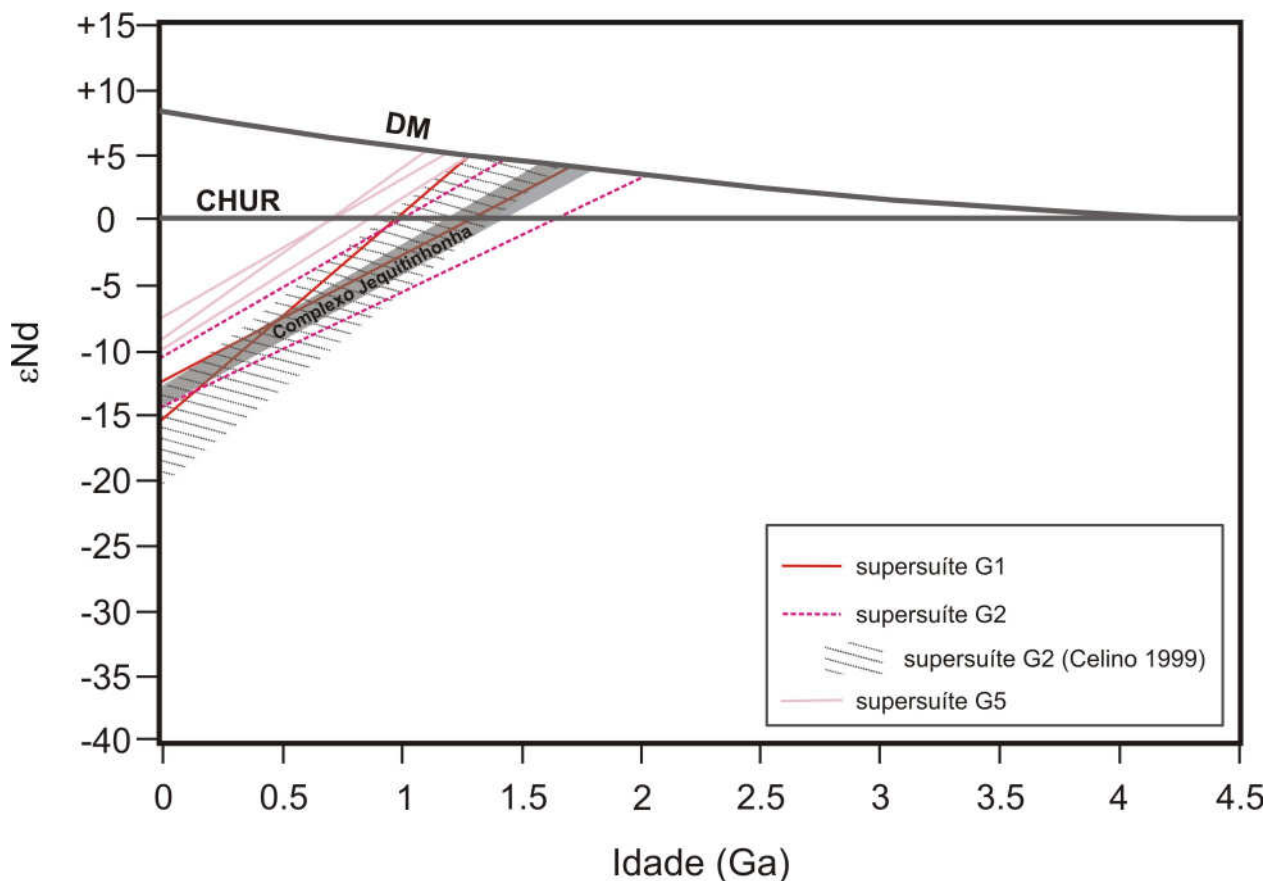


Fig. 52 - Diagrama de evolução de Nd para as amostras das supersuítas G1, G2 e G5, comparadas aos gnaisses kinzigíticos do Complexo Jequitinhonha (em sombreado cinza) e aos granitos da Suíte G2, analisados por Celino (1999, em campo hachurado).

7.3 Interpretação dos dados litoquímicos e isotópicos dos granitóides

Os dados litoquímicos e isotópicos dos granitóides G1, G2 e G5 da área de estudo são coerentes com as características dessas supersuítas no conjunto do Orógeno Araçuaí. As unidades Água Preta e Felizburgo apresentam características de granitos cálcio-alcálicos de arco vulcânico, tal como empobrecimento em Nb e Y, e razões isotópicas de Nd que evidenciam o envolvimento de crosta continental na geração desses granitóides. Esses dados corroboram a interpretação de que essas unidades representam porções tectonicamente desmembradas do arco magmático continental do Orógeno Araçuaí, deslocadas por mais de 50 km, rumo a nordeste, desde seu extremo norte, situado a norte de Teófilo Otoni (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Silva *et al.* 2010).

As amostras de granitos G2 apontam para a fusão parcial do Complexo Jequitinhonha como principal processo gerador desses granitos tipo S, peraluminosos, durante a fase sincolisional do Orógeno Araçuaí. A assinatura isotópica de Nd de duas dessas amostras é coerente com essa interpretação, embora localmente possa haver ocorrido fracionamento isotópico relacionado à fusão parcial, ou controlado pelo aprisionamento dos elementos terras raras na estrutura cristalina de minerais acessórios comuns nessas rochas (monazita, apatita e zircão).

As amostras de zona de borda dos granitos G5 apresentam um desvio na assinatura litoquímica em relação às amostras dos plútons propriamente ditos (Paes *et al.* 2010), especialmente no que diz respeito aos elementos maiores, principalmente SiO₂ e Al₂O₃. Dessa forma, a zona de borda encontra-se deformada pelos processos de alojamento dos plútons na crosta profunda, processos estes que afetaram o caráter litoquímico desses granitos, embora os elementos traços, incluindo as terras raras, e as assinaturas isotópicas de Nd não tenham sido afetadas significativamente. Essas características sugerem uma provável interação entre os plútons G5 e as rochas encaixantes, gerando um produto híbrido, relativamente mais aluminoso e menos silicoso, por influência do gnaiss kinzigítico nessas zonas de contato. Nesse contexto, a assimilação das rochas encaixantes pode ter sido o principal processo responsável por essas mudanças litoquímicas.

CAPÍTULO 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos dados petrográficos, litoquímicos e isotópicos expostos nos capítulos precedentes, o Complexo Jequitinhonha pode ser interpretado como parte da margem passiva distal neoproterozóica da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, cujos sedimentos foram depositados entre 900 e 575 Ma atrás. Esse modelo é calcado nos seguintes aspectos:

- 1 – *Características litoquímicas de elementos maiores, traços e terras raras dos gnaisses kinzigíticos.* Os elementos maiores indicam grande contribuição pelítica nos protólitos do Complexo Jequitinhonha, em sua área-tipo, com predominância de plagioclásio sobre K-feldspato, protólitos grauvaquianos e pelito-grauvaquianos. Os elementos traços apresentam concentrações indicativas de erosão de crosta continental evoluída como principal componente das áreas-fonte do Complexo Jequitinhonha, assim como os padrões de elementos terras raras normalizados ao condrito e ao NASC, que são muito semelhantes a padrões de turbiditos de margem passiva. Diferenças nos padrões de elementos maiores e terras raras, observadas entre os gnaisses kinzigíticos do Complexo Jequitinhonha em sua área-tipo e na região sul da Bahia, podem sugerir possíveis variações nas condições sedimentares, indicando uma possível relação proximal-distal entre os protólitos depositados na borda cratônica (sul da Bahia) e os protólitos depositados em ambiente mais distal (nordeste de Minas Gerais; Fig. 53).



Fig. 53 – Seção esquemática ilustrando a possível variação proximal-distal nas condições sedimentares durante a deposição dos protólitos do Complexo Jequitinhonha, em correlação com os depósitos pós-glaciais do Grupo Macaúbas.

- 2 - *Espectro de idades U-Pb em zircões detríticos.* As duas amostras de quartzito analisadas apresentam espectro de idades U-Pb em zircões detríticos que indicam a erosão de áreas-fonte principalmente Riaccianas a Tonianas. A ausência de zircões Ediacaranos exclui, a princípio, o arco magmático do Orógeno Araçuaí como provável área-fonte do Complexo Jequitinhonha. As principais áreas-fonte sugeridas são o embasamento do Cráton do São Francisco e do Orógeno Araçuaí, incluindo os

complexos Juiz de Fora e Mantiqueira (Noce *et al.* 2007), e as extensas unidades vulcânicas bimodais relacionadas à tafrogênese Toniana na Faixa Oeste Congolesa, na contraparte africana do Orógeno Araçuaí. A população de zircões mais nova encontrada indica que a deposição dos protólitos do Complexo Jequitinhonha ocorreu entre 900 e 575 Ma atrás, quando os protólitos foram metamorfisados na transição da fácies anfíbolito-granulito. Os espectros de idade U-Pb em zircão detrítico são muito semelhantes aos de amostras do Grupo Macaúbas, que representa a fase rift a margem passiva da bacia precursora do Orógeno Araçuaí.

- 3 – *Razões isotópicas Sm/Nd.* Os dados isotópicos de Nd de amostras do Complexo Jequitinhonha são muito homogêneos, e sugerem uma mistura de crosta Paleo e Neoproterozóica nas áreas-fonte. Dessa forma, sugere-se que a crosta Riacciana dos complexos Juiz de Fora e Mantiqueira e das vulcânicas bimodais relacionadas ao rifteamento Toniano da Faixa Oeste Congolesa sejam os dois principais *end-members* que contribuíram para a assinatura isotópica do Complexo Jequitinhonha. Essa interpretação é coerente com as idades U-Pb em zircões detríticos obtidas, e também é bastante semelhante aos valores obtidos para o Grupo Macaúbas, principalmente em sua porção superior, pós-glacial, depositada na fase de margem passiva da bacia precursora do Orógeno Araçuaí.

Dessa forma, considera-se que o Complexo Jequitinhonha não apresenta correlação cronoestratigráfica com o Complexo Nova Venécia, que ocorre a sul, na divisa entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Apesar dos dois complexos apresentarem conteúdo litológico semelhante, o Complexo Jequitinhonha foi depositado na margem passiva distal da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, enquanto o Complexo Nova Venécia foi depositado em uma bacia de retro-arco relacionada ao arco magmático continental da supersuíte G1 (Noce *et al.* 2004). A distinção evolutiva entre os dois complexos só pôde ser definida a partir dos estudos litoquímicos e isotópicos.

Os corpos da supersuíte G1 que ocorrem na área-tipo do Complexo Jequitinhonha constituem a ocorrência mais setentrional do arco magmático pré-colisional do Orógeno Araçuaí, e provavelmente representam porções desmembradas da extremidade norte dessa unidade tectônica, como sugerido pelas assinaturas litoquímica e isotópica bastante semelhante às assinaturas regionais da supersuíte G1. Esse desmembramento tectônico ocorreu através de estruturas regionais de direção ENE-WSW, provavelmente representando falhas direcionais que seccionaram a porção norte do arco (na região de Teófilo Otoni) durante a fase colisional do Orógeno Araçuaí. O contato

entre os corpos da supersuíte G1 e as encaixantes do Complexo Jequitinhonha comumente é tectônico, com desenvolvimento de foliação milonítica associada a zonas de cisalhamento localizadas.

Dentre as várias questões ainda em aberto sobre a geologia do Complexo Jequitinhonha em sua área-tipo, destacam-se as suas relações de contato com os corpos da supersuíte G1, e a origem e evolução do magmatismo G2 (fontes de calor, duração do magmatismo sin-colisional, e sua diferenciação através da fusão parcial do Complexo Jequitinhonha). O primeiro ponto requer o estudo detalhado das relações estruturais entre essas duas unidades, e a análise estrutural em várias escalas da área de ocorrência dos corpos G1. O segundo ponto envolve estudos isotópicos e geotermobarométricos relevantes não só para a área de estudo, mas para a compreensão da evolução do Orógeno Araçuaí como um todo.

CAPÍTULO 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Cruz S., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**:43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**: 25-43.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Almeida F.F.M. & Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira: setor setentrional. In: F.F.M. de Almeida e Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgar Blücher, São Paulo, p. 282-307.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**:1–29.
- Babinski M., Gradim R.J., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Noce, C.M., Liu D. 2005. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd de xistos verdes do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35(4 – sup.)**:77-81
- Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Trindade R.I.F. Martins M., Noce C.M., Liu D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, **21(2-3)**:451-465.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**:1-27.
- Basílio M.S., Pedrosa-Soares A.C., Evangelista H.J. 2000. Depósitos de alexandrita de Malacacheta, Minas Gerais. *Geonomos*, **8(1)**:47-54.
- Belém J. 2006. *Caracterização mineralógica, física e termobarométrica de minérios de grafita da Província Grafítica Bahia-Minas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 165 p.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22(3)**:155-166.
- Campos C.M., Mendes J.C., Ludka I.P., Medeiros S.R., Moura J.C., Wallfuss C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, **17**:1-35.

- Carrington D.P. & Harley, S.L. 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in KFMASH system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **120**:270–291.
- Castañeda C., Pedrosa-Soares A.C., Belém J., Gradim D., Dias P.H.A., Medeiros S.R., Oliveira L. 2006. *Geologia da Folha Ecoporanga 1:100.000*. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil.
- Celino J.J. 1999. *Variação composicional em suítes de granitóides neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil) – Oeste Congolês (África)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Celino J.J., Botelho N.F., Pimentel M.M. 2000. Genesis of Neoproterozoic Granitoid Magmatism in the Eastern Araçuaí Fold Belt, Eastern Brazil: Field, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Evidence. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(1)**:135-139.
- Celino J.J. & Botelho N.F. 2002 Efeitos dos minerais acessórios na geoquímica de elementos terras-raras em granitóides do Complexo Jequitinhonha no Extremo Sul da Bahia. *Revista da Escola de Minas*, **55(2)**:131-137.
- Chemale Jr. F., Quade H., van Schmus W.R. 1998. Petrography, geochemistry and geochronology of the Borrachudos and Santa Bárbara metagranites, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Zbl. Geol. Palaont*, Stuttgart, I, **3-6**:739-750.
- Chemale Jr. F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N. 2011. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, in press.
- Cordani U.G. 1973. *Evolução Geotectônica da Região Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 98 p.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., D'Agrella M.S., Trindade, R.I.F. 2003. Tearing-up Rodinia: the Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**:343-349.
- Corrêa-Gomes L.C. & Oliveira E.P. 1997. O enxame radial gigante de diques máficos da província Bahia-Congo: implicações reológicas e tectônicas da presença de uma pluma mantélica na interface América do Sul – África, 1.0 Ga atrás. *5 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, SBG, Pirenópolis (Go)*: 52-55.
- Currie K. L. 1971. The reaction 3 cordierite + 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **33**:215-226.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, Georg Allen & Unwin Ltd. 450p

- Daconti B.C. 2004. *Contexto geológico, controle e correlação regional das mineralizações de grafita da região de Almenara, Província Grafítica do Nordeste de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
- Danderfer A., de Waele B., Pedreira A. J., Nalini Jr. H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco craton - Brazil. *Precambrian Research*, **170**:116-128.
- D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Renne P.R., Onstott T.C., Teixeira W. 1990. Paleomagnetism of middle Proterozoic (1.01- 1.08 Ga) mafic dykes in southeastern Bahia state, São Francisco craton, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **101**:332-348.
- D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Trindade R.I.F., Teixeira W., Raposo M.I.B., Onstott T.C. 2004. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of mafic dykes from Salvador (Brazil): new constraints on the São Francisco craton APW path between 1080 and 1010 Ma. *Precambrian Research*, **132**:55-77.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**:193-196.
- DNIT 2009. *Rede rodoviária do PNV – Divisão em Trechos*. [on-line] Disponível em <http://www1.dnit.gov.br/rodovias/mapas>.
- Drumond J.B.V. & Malouf R.F. 2010. *Carta Geológica, 1:100.000. Folha SE-24-V-A-III - Almenara*. Projeto Jequitinhonha, Programa Geologia do Brasil, CPRM.
- Evans J.A., Stone P., Floyd J.D. 1991. Isotopic characteristics of Ordovician greywacke provenance in the Southern Uplands of Scotland. In: Morton A.C., Todd S.P. & Haughton P.D.W. (eds.). *Developments in sedimentary provenance studies*. Geological Society Special Publication **57**: 161-172.
- Faria L. F. 1997. *Controle e tipologia de mineralizações de grafita flake do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia: uma abordagem regional*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2nd Edition. John Wiley & Sons, New York, 589 p.
- Fontes C.Q., Ferrari P.G., Pereira A.D.C., Netto C., Pereira F.S., Lima Jr. L.O., Costa M.R.A., Baltazar O.F., Silva S.L., Vieira V.S., Ramalho R. 1978. Projeto Jequitinhonha (esc. 1:250.000). DNPM-CPRM, relatório final.
- Frost C.D. & Winston D. 1987. Nd isotopic systematic of coarse- and fine-grained sediments: examples from the Middle Proterozoic Belt Purcell Super Group. *Journal of Geology*, **95**:309-327.
- Gomes A.C.B. 2010. *Carta Geológica, 1:100.000. Folha SE-24-V-A-VI – Rio do Prado*. Projeto Jequitinhonha, Programa Geologia do Brasil, CPRM.

- Gradim R.J., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M. & Noce C.M. 2005. Xistos Verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo Básico do Rifte Neoproterozóico Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35(4-suplemento)**: 59-69
- Grommet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. 1984. The “North American shale composite”: Its composition, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**:2469-2482.
- Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C. & Soares-Filho B.S. 1997. Projeto Espinhaço. CODEMIG, Belo Horizonte, CD-ROM.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Org.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1ª ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., v. I, p. 203-234.
- Henry D.J. & Guidotti C.V. 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *American Mineralogist*, **87**:375- 382.
- 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.
- Jung S., Hoernes S., Mezger K. 2000. Geochronology and petrology from the Proterozoic Damara Belt- importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granites petrology. *Lithos*, **51**:153-179
- Junqueira P.A., Gomes A.C.B., Raposo F.O, Paes V.J.C. 2010. *Carta Geológica, 1:100.000. Folha SE-24-V-A-V – Joáima*. Projeto Jequitinhonha, Programa Geologia do Brasil , CPRM.
- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Precambrian glaciation in central-eastern Brazil: Synthesis and model. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **65**:1-21.
- Kornprobst J. 2002. *Metamorphic rocks and their geodynamic significance*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 208pp.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., de Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, **160**:179-210.
- 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
- Litwinski N. 1985. *Evolução tectono-termal da região nordeste de Minas Gerais e Sul da Bahia*. Tese de doutoramento, USP-IG, 207 p.

- Ludwig K.R. 2008. *User's manual for Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronologic Center, Special Publication No. 4, Berkeley, USA.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SBG, Simp. Geol. MG., 5, *Anais*, p. 1-4.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A., Pedrosa-Soares A.C. 2006 Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, **28**:129-147.
- Martins M.S. 2006. *Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG)*. Tese de doutoramento, IGC, Universidade Federal de Minas Gerais, 248 p.
- Martins M., Karfunkel J.C., Noce C.M., Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Sial A.N. & Liu D. 2008. A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **38(4)**:761-772.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, **7**:75-89.
- Mascarenhas J.F., Pedreira A.J., Gil C.A., Neves J.P.; Oliveira J.E., Silva Filho M.A., Marinho M.M. 1976. *Geologia da região centro-oriental da Bahia*. Projetos Bahia, Bahia II e Sul da Bahia, Relatório Integrado. Salvador, CPRM, 2 v. (Convênio DNPM/CPRM).
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**:2015–2050.
- Medeiros S., Wiedemann C., Vriend S. 2001. Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre in the Pan African–Brasiliano mobile belt in Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**:99–119.
- Mehnert K.R. 1971. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 405 pp.
- Nalini Jr. H.A., Bilal E., Neves J.M.C. 2000. Syn-collisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry, and isotopic data of the Neoproterozoic Urucum Suite (eastern Minas Gerais State, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:120-125.
- Nalini Jr H. A., Machado R., Bilal E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I metaluminoso pré-colisional Neoproterozóico da região do médio rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:23-34
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi-Sad J.H., Baars F.J., Guimarães M.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R., Roque N.C. 1997. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo

- Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. *Boletim do Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia*, **14**:29-31
- Noce C.M., Macambira M.B., Pedrosa-Soares A.C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:25-29.
- 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*, **349**:587-592.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Alkmim F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **15**(1):17-23.
- Novo T.A., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Dussin I.A. 2010. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco magmático do Orógeno Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **40**(4):573-592.
- Paes V.J.C., Raposo F.O., Pinto C.P., Oliveira F.A.R. 2010. *Projeto Jequitinhonha, Estados de Minas Gerais e Bahia: texto explicativo. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Comercinho, Jequitinhonha, Almenara, Itaobim, Joáima e Rio do Prado*. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte, CPRM, 376 p.
- Paixão M.M. & Perrella P. 2004. Mapeamento geológico da área do contato entre o Maciço Granítico Salto da Divisa e o Complexo Jequitinhonha, Nordeste de Minas Gerais. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Trabalho de Graduação.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984 - Trace Element Discrimination Diagrams for the Interpretation of Granitic Rock. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Pedrosa-Soares A.C., Monteiro R., Correia-Neves J.M., Leonardos O.H., Fuzikawa K. 1987. Metasomatic evolution of granites, northeast Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**:512-518.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal P., Monteiro R., Leonardos O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí- West Congo Orogen. *Geology*, **26**:519-522.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho &

- D.A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Cordani U., Nutman A. 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: First U–Pb (SHRIMP) data from detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências* **30**:58-61.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, **110**:307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Castañeda C., Queiroga G., Gradim C., Belém J., Roncato J., Novo T., Dias P., Gradim D., Medeiros S., Jacobhson T., Babinski M., Vieira V. 2006. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, **14** (2):97-111.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* **15**(1):1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F. F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of Neoproterozoic Araçuaí–West Congo orogen. In: Pankhrust R., Trouw R., Brito-Neves B B., Wit M. de. 2007. *The Gondwana Pelecontinent in the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publications, **294**:153-172.
- Pedrosa-Soares A.C., Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. F. 2011a. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. In: Sial A.N., Bettencourt J.S., De Campos C.P. & Ferreira V.P. (eds). *Granite-Related Ore Deposits*. Geological Society, London, Special Publications, **350**: 25–51.
- Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C., Martins M., Queiroga G., Vilela F. 2011b. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud E., Halverson G. & Shields G. (eds). *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society of London, Memoir **36**, chapter 49.
- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí–West Congo orogen? *Geonomos*, **19**(2): 244-251.
- Pin C. & Zalduegui J.F.S. 1997. Sequential separation of light rare earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analysis of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, **339**:79-89.

- Pinto C.P., Drumond J.B.V., Féboli W.L. (coord.) 2000. *Geologia: nota Explicativa do Mapa Geológico Integrado, escala 1:500.000, folhas SE.24-V, SE.23-Z, SE.24-Y (partes)*. In: Projeto Leste. Belo Horizonte: COMIG/CPRM, CD-ROM, 181 p. [Coleção PLGB].
- Pinto C.P., Drumond J.B.V., Féboli W.L. (coord.) 2001. Projeto Leste, Etapas 1 e 2. CPRM-COMIG, Belo Horizonte, CD-ROM.
- Pinto C.P. 2010. *Carta Geológica, 1:100.000. Folha SE-24-V-A-II – Jequitinhonha*. Projeto Jequitinhonha, Programa Geologia do Brasil, CPRM.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene CalcAlcaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**:63-81.
- Perillo I.A. 1995. *Almenara, Folha SE.24-V-A, Região Sudeste: texto e mapa, escala 1:250.000*. In: Projeto Leste, Brasília: CPRM, 79p. [Coleção PLGB].
- Porada H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*, **44**:103-136.
- Queiroga G.N. 2010. *Caracterização de restos de litosfera oceânica do Orógeno Araçuai entre os paralelos 17° e 21°S*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFMG,
- Queiroga G.N. & Figueiredo J.B. 2004. *Geologia da área de Marobá-São Domingos, nordeste de Almenara (MG), com ênfase no depósito de grafita*. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 63p.
- Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Pimentel M.M., Dantas E., Martins M., Castañeda C., Suita M.T.F., Prichard H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuai Orogen: The U-Pb zircon dating of a plagiogranite. *Geonomos* **15**:61-65.
- Reis L.B. 1999. *Estudos de mineralizações de grafita no extremo nordeste de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
- Rogers J.W. & Santosh M. 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press, 289 p.
- Rosa M.L.S., Conceição H., Marinho M.M., Macambira M.J.B., Marques L.S. 2002. Geochronology of the South Bahia Alkaline Province (NE Brazil). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**:46-48.
- Rosen O. M. 1992. Graywackes of the Precambrian Metamorphic Complexes: Composition and Paleogeodynamic Reconstructions. *International Geology Review*, **34(12)**:1169–1186.
- Sampaio A.R., Martins A.M., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Moraes Filho J.C., Souza J.D., Pereira L.H., Couto P.A., Santos R.A., Melo R.C., Bento R.V. & Borges V.P. 2004. *Projeto Extremo Sul da Bahia: Geologia e Recursos Minerais*. Salvador, Série Arquivos Abertos da CBPM, 19, 52 p.

- Santos R.F., Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C. 2009. A Formação Salinas, Orógeno Araçuaí (MG): história deformacional e significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **39(1)**:81-100.
- Shand S.J. 1947. *Eruptive Rocks*. 3.ed, New York, Hafner Publishing Company, 488 p.
- Siga Jr. O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado, USP-IG, 140 p.
- Siga Jr. O., Cordani U.G., Basei M.A.S., Teixeira W., Kawashita K., Van Schmus W.R. 1987. Contribuição ao estudo geológico e geocronológico da porção nordeste de Minas Gerais. *In*: 48º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. SBG-MG, Bol. **7**:29-44.
- Silva Filho M.A., Moraes Filho O., Gil C.A.A. 1974. *Geologia da folha SD.24-Y-C: relatório final*. *In*: Projeto Sul da Bahia. Salvador: DNPM/CPRM, v. 12, 56 p.
- Silva J.M.R., Lima M.I.C., Veronese V.F., Ribeiro Jr. R.N. & Siga Jr., O. 1987. *Geologia, Folha SE.24 Rio Doce*. Rio de Janeiro, IBGE, Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos Naturais, v. 34.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A. C., Leite C., Vieira V.S., Silva M., Paes V. & Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:513-528.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L. & Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, **136**: 203-240.
- Silva L.C, Pedrosa-Soares A.C., Teixeira L. & Armstrong R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco Congo Paleocontinent. *Gondwana Research*, **13**:527-537.
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Pinto C.P., Paes V., Gonçalves-Dias T., Chemale Jr. F. 2010 LA-ICP-MS and TIMS U-Pb geochronology and the tectonic significance of a number of calc-alkaline and S-type plutons from the Araçuaí Orogen. *In*: VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasília, p. 530-533.
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Armstrong R., Noce C.M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental. *Geonomos* **19(2)**:180-197.
- Streckeisen A. 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.

- Sun S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *In: Saunder, A.D. & Norry (Coords.), Magmatism in Ocean Basins. Geological Society Special Publication, v. 42, p. 313-345.*
- Tack L., Wingate M.T.D., Liégeois J.P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian groups (Bas-Congo): Onset of Rodinian rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research, 110:277-306.*
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amanawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology 168:279–281.*
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Blackwell, Oxford.
- Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C.M., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research, 78:151-164.*
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. *In: U.G .Cordani, E.J. Milani, A. Thomas Filho, D.A. Campos. (eds.), Tectonic Evolution of the South America. In: Int. Geol. Congr. 31, Rio de Janeiro, Brazil, 101-137.*
- Teixeira L.R. 2002. *Relatório Temático de Litogeoquímica. Projeto Extremo Sul da Bahia.* 2002. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM/CBPM.
- Thiéblemont D., Prian J.P., Goujou J.C., Boulingui B., Ekogha H., Kassadou A.B., Simo-Ndounze S., Walemba A., Préat A., Theunissen K., Cocherie A., Guerrot C. 2011. Timing and characteristics of Neoproterozoic magmatism in SW-Gabon: First geochronological and geochemical data on the West-Congolian orogen in Gabon (SYSMIN project, Gabon 2005-2009). *In: 23 Colloquium of African Geology, posters and abstracts.*
- Trompette R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa.* Rotterdam, A.A. Balkema, 350 p.
- Uhlein A., Egydio-Silva M., Bouchez J.L., Vauchez A. 1998. The Rubim pluton (Minas Gerais, Brazil): a petrostructural and magnetic fabric study. *Journal of South American Earth Sciences, 11:179-189.*
- Uhlein A., Trompette R.R., Alvarenga C.J.S., 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaiá-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences 12:435-451.*

- Uhlein A.; Trompette R.R.; Egydio-Silva M.; Vauchez A. 2007. A Glaciação Sturtiana (750 MA), a Estrutura do Rifte Macaúbas-Santo Onofre e a Estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15(1)**:45-60.
- Vieira V.S. 2007. *Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí*. Tese de Doutorado, IGC-UFMG, Belo Horizonte.
- Viveiros J.F.M., Walde D. 1976. Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie*, **38/39**:15-27.
- Weis D., Kieffer B., Maerschalk C., Pretorius W., Barling J. 2005. High-precision Pb-Sr-Nd-Hf isotopic characterization of USGS BHVO-1 and BHVO-2 reference materials. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **6**, doi:10.1029/2004GC000852.
- Whittington A.G., Connelly J., Pedrosa-Soares A.C., Marshak S. & Alkmim F.F. 2001. Collapse and melting in a confined orogenic belt: preliminary results from the Neoproterozoic Aracuai belt of eastern Brazil. *In: AGU Fall Meeting, Abstract T32B-0895, American Geophysical Union*, 82, 1181–1182.
- Wiedemann C., Mendes J. C., Ludka, I. P. 1995. Contamination of mantle magmas by crustal contributions: evidence from the Brasiliano Mobile Belt in the State of Espírito Santo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**:279–292.
- Wiedemann C.; Mendes J.C.; Moura J.C.; Costa-Nascimento R.C.; Ludka I.P. Granitoids of the Espírito Santo Magmatic Arc. 1997. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2., 1997, Salvador*. Field Guide. Salvador: Superintendencia de Geologia e Recursos Minerais, p. 57-76.
- Wiedemann C.M., Campos C.M., Medeiros S.R., Mendes J.C., Ludka I.P., Moura J.C. 2002. Architecture of Late orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Folded Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, **19**:381-399.
- Winkler H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Editora Edgard Blucher, 4a. Edição. 257p.
- Yardley B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic Petrology*. New York, Longman/John Wiley & Sons. 248 p.

ANEXO I

Artigo publicado em *Geonomos*

Idade máxima de sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão

Idade máxima de sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão

Tatiana Gonçalves-Dias^{1*}, Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹, Ivo Antônio Dussin¹,
Fernando Flecha de Alkmim², Fabrício Andrade Caxito¹, Luiz Carlos da Silva³,
Carlos Maurício Noce^{1**}

1. CPMTIC-IGC-UFMG, Belo Horizonte, MG. *Mestranda em Geologia, UFMG, tati_gdias@yahoo.com.br. ** In memoriam.

2. DEGEO-Escola de Minas-UFOP, Ouro Preto, MG.

3. CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

Recebido em 18 de outubro de 2011; aceito em 2 de novembro de 2011

RESUMO: O Complexo Jequitinhonha, situado no nordeste de Minas Gerais, é uma das unidades metassedimentares mais extensas do Orógeno Araçuaí. Na área-tipo, situada na região de Jequitinhonha-Almenara, este complexo consiste de paragneisse peraluminoso (kinzigítico) migmatizado, com intercalações de quartzito, grafita gnaiss e rocha calcissilicática. Os dados isotópicos U-Pb (LA-ICP-MS) de 80 grãos detríticos de zircão de uma amostra de quartzito, coletada em corte da BR-367 cerca de 12 km a SW de Almenara, permitem identificar seis principais intervalos de idades, cujas médias das modas sugerem as seguintes fontes de sedimentos: o embasamento São Francisco-Congo (2541 ± 8 Ma e 2044 ± 6 Ma), o sistema Espinhaço-Chapada Diamantina (1819 ± 6 Ma, 1487 ± 5 Ma e 1219 ± 3 Ma) e o sistema de rifteamento Noqui-Zadiniano-Mayumbiano-Salto da Divisa (956 ± 4 Ma). A idade máxima de sedimentação em 898 ± 8 Ma é dada pelo zircão mais novo. Os espectros de idades desta amostra do Complexo Jequitinhonha e de rochas do Grupo Macaúbas são muito similares, indicando correlação entre estas unidades. Contudo, no Complexo Jequitinhonha inexistência de glaciação. Assim, o Complexo Jequitinhonha na área-tipo é interpretado como depósito de margem passiva da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, mais novo que a glaciação Macaúbas e, portanto, equivalente às formações Chapada Acauã Superior e Ribeirão da Folha.

Palavras-chave: Complexo Jequitinhonha, geocronologia U-Pb, Orógeno Araçuaí

ABSTRACT: MAXIMUM SEDIMENTATION AGE AND PROVENANCE OF THE JEQUITINHONHA COMPLEX IN THE TYPE-AREA (ARAÇUAÍ OROGEN): FIRST U-PB (LA-ICP-MS) DATA FROM DETRITAL ZIRCON GRAINS. The Jequitinhonha Complex is one of the most extensive metasedimentary units of the Araçuaí Orogen. In the type-area, located in the Jequitinhonha-Almenara region, this complex includes migmatized peraluminous (kinzigitic) paragneisses with intercalations of quartzite, graphite gneiss and calcissilicate rock. U-Pb (LA-ICP-MS) data from 80 detrital zircon grains extracted from a quartzite sample, collected in a BR-367 road cut around 12 km SW from Almenara, yielded six main age intervals, which mode mean values suggest the following sediment sources: the São Francisco-Congo basement (2541 ± 8 Ma and 2044 ± 6 Ma), the Espinhaço-Chapada Diamantina system (1819 ± 6 Ma, 1487 ± 5 Ma and 1219 ± 3 Ma), and the Noqui-Zadinian-Mayumbian-Salto da Divisa rift system (956 ± 4 Ma). The maximum sedimentation age of 898 ± 8 Ma is constrained by the youngest zircon grain. Spectra of detrital zircon ages for this sample of the Jequitinhonha Complex and rocks of the Macaúbas Group are very similar and suggest a correlation between these units. However, this complex shows no evidence of glaciation. Therefore, the Jequitinhonha Complex in its type-area is interpreted as a passive margin deposit of the precursor basin of the Araçuaí Orogen, younger than the Macaúbas glaciation and, thus, equivalent of the Upper Chapada Acauã and Ribeirão da Folha formations.

Keywords: Jequitinhonha Complex, U-Pb geochronology, Araçuaí Orogen

1. INTRODUÇÃO

O Orógeno Araçuaí estende-se da borda oriental do Cráton do São Francisco até a margem atlântica do sudeste brasileiro, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° S (Fig. 1), e tem a Faixa Congo Ocidental como contraparte situada na África (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008). Neste orógeno, uma das unidades de maior extensão é o Complexo Jequitinhonha (Almeida & Litwinski 1984), uma sucessão de alto grau metamórfico dominada por paragneisse peraluminoso (kinzigítico), migmatizado, com intercalações de quartzito e grafita gnaiss, cuja área-tipo se situa na região balizada pelas cidades de Jequitinhonha e Almenara, nordeste de Minas Gerais (Fig. 2).

Há algum tempo estudos baseados em geocronologia U-Pb de zircão detrítico têm

conduzido a novas interpretações sobre bacias relacionadas ao Orógeno Araçuaí. Dessa forma, unidades anteriormente tidas como bacias de margem continental passiva (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001), a exemplo da Formação Salinas, foram re-interpretadas como bacias orogênicas que receberam contribuição sedimentar derivada do arco magmático do Orógeno Araçuaí (Lima *et al.* 2002, Noce *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

O presente trabalho segue esta linha de pesquisa e apresenta as primeiras análises U-Pb (LA-ICP-MS) em grãos detríticos de zircão extraídos de amostra do Complexo Jequitinhonha, em busca da precisa caracterização do significado dessa unidade no contexto evolutivo do Orógeno Araçuaí (Fig. 2).

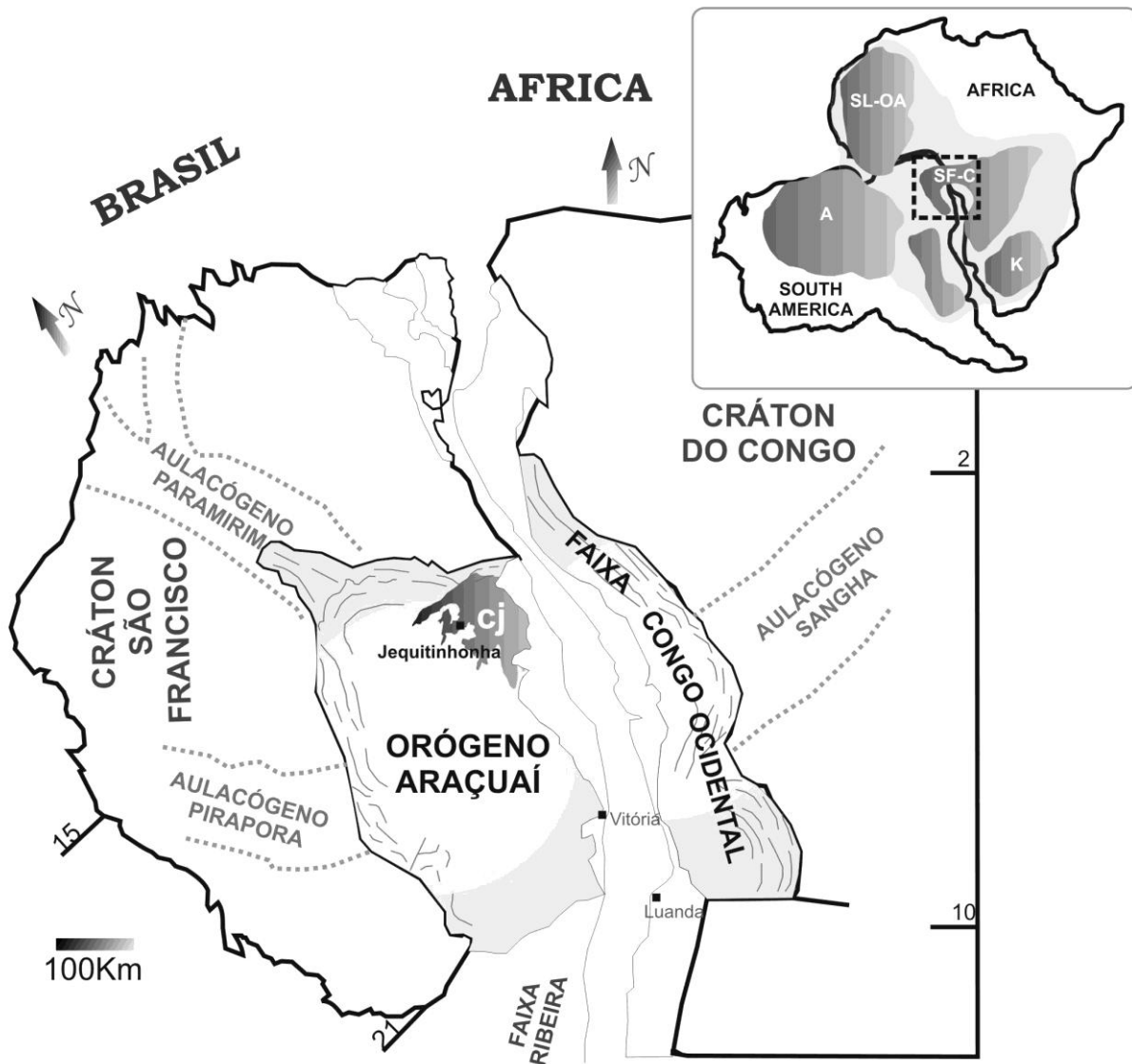


Figura 1: Localização do Complexo Jequitinhonha (cj), em relação ao Orógeno Araçuaí, Faixa Congo Ocidental e Cráton São Francisco-Congo (modificado de Pedrosa-Soares et al. 2008).

Figure 1: Location of the Jequitinhonha Complex (cj) in relation to the Araçuaí orogen, West Congo belt and São Francisco-Congo craton (modified from Pedrosa-Soares et al. 2008).

2. TRABALHOS ANTERIORES

Almeida & Litwinski (1984) denominaram como Complexo Jequitinhonha toda a sucessão gnáissica de natureza kinzigítica que ocorre no extremo nordeste da Província Mantiqueira.

Siga-Júnior (1986) apresenta grande número de dados geocronológicos Rb-Sr e K-Ar para o Complexo Jequitinhonha e rochas graníticas associadas. As idades Rb-Sr e K-Ar concentram-se nos intervalos 660-570 Ma e 540-480 Ma, respectivamente, retratando períodos de metamorfismo e resfriamento. O grande envolvimento de material continental na constituição dessas rochas é revelado pelas altas razões iniciais Sr87/Sr86 (0,708 a 0,720). Esses dados foram importantes no sentido de

demonstrar a importância do Evento Brasileiro no metamorfismo regional do Complexo Jequitinhonha.

Estudos para caracterização dos depósitos de grafita do Complexo Jequitinhonha (Faria 1997, Reis 1999 e Daconti 2004, dentre outros aí citados) apontam as variações de fácies arenosas e pelíticas, com termos ricos em matéria orgânica, e a distribuição de ambientes oxidantes e redutores na bacia.

Estudos geotermobarométricos quantitativos sobre rochas do Complexo Jequitinhonha, realizados por Uhlein et al. (1998), Celino (1999) e Belém (2006), indicam metamorfismo regional da transição de fácies anfífolito-granulito à fácies granulito.

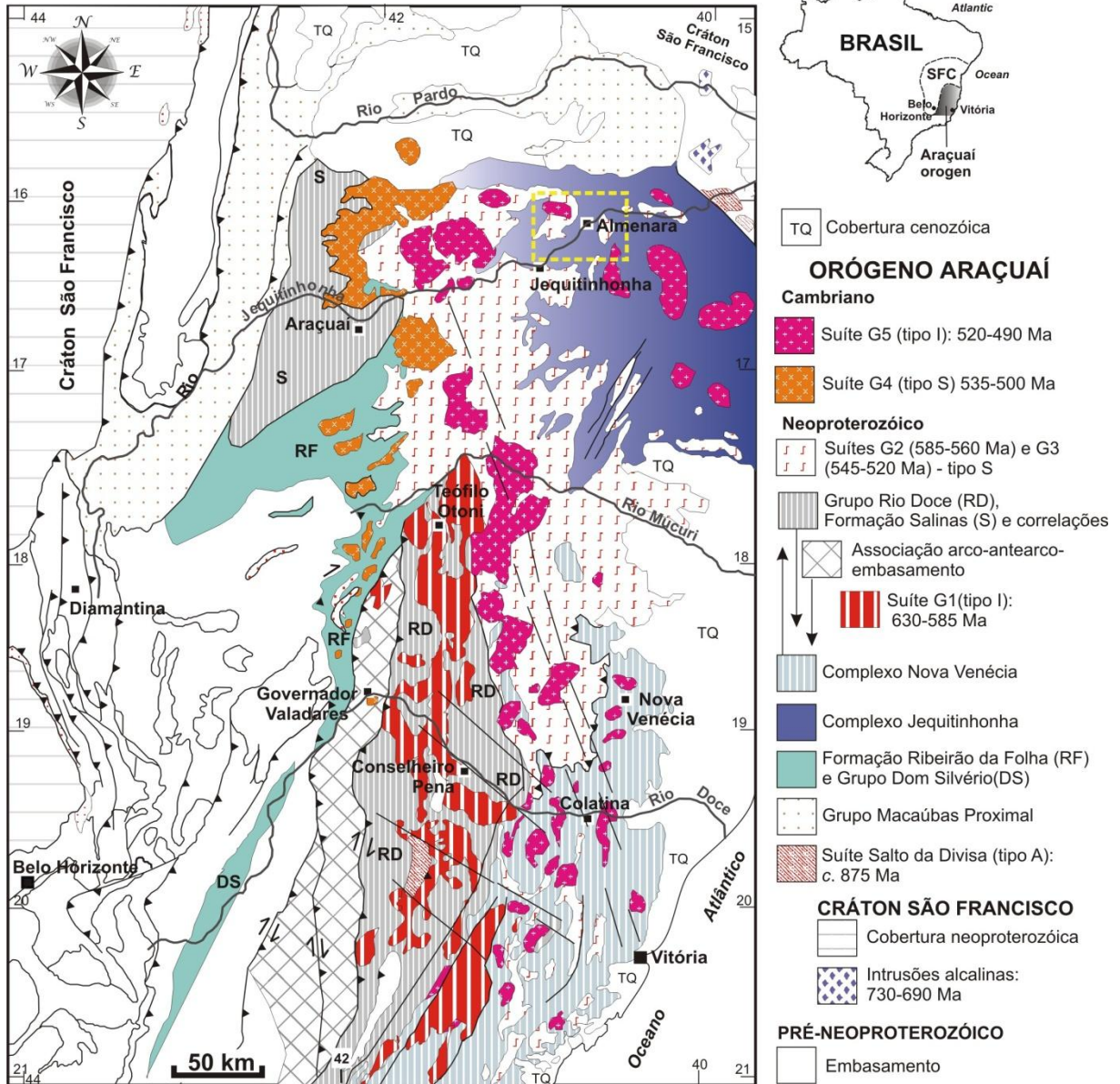


Figura 2. O Complexo Jequitinhonha no mapa geológico do Orógeno Araçuaí (modificado de Pedrosa-Soares et al. 2007). O retângulo tracejado em amarelo indica a localização da área de estudos na região de Jequitinhonha-Almenara.

Figure 2. The Jequitinhonha Complex in the geological map of the Araçuaí orogen (modified from Pedrosa-Soares et al. 2007). The dashed yellow rectangle shows the study area in the Jequitinhonha-Almenara region.

Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares et al. (2001, 2008) apontam o Complexo Jequitinhonha como um provável representante da margem passiva distal da bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí, com base em idades-modelo Sm-Nd entre 2,0 Ga e 1,6 Ga, obtidas por Celino (1999) e Daconti (2004).

Pinto et al. (2002) denominam genericamente como complexo gnáissico-kinzigítico toda a sucessão do Complexo Jequitinhonha que ocorre em folhas mapeadas pelo Projeto Leste.

No Projeto Extremo Sul da Bahia, Teixeira (2002) e Sampaio et al. (2004) correlacionam o Complexo Jequitinhonha ao Grupo Macaúbas e à Formação

Salinas, sugerindo que o complexo inclui uma parte depositada em margem passiva e outra em bacia orogênica.

Paes et al. (2010) sintetizam os dados do mais recente projeto de mapeamento na escala 1:100.000 publicado sobre o Complexo Jequitinhonha. Deste projeto destacam-se as folhas mapeadas por Drummond & Malouf (2010), Gomes (2010), Junqueira et al. (2010) e Pinto (2010), que cobrem a área-tipo do Complexo Jequitinhonha, e foram parcialmente compiladas para a elaboração do mapa geológico local apresentado no presente trabalho (Fig. 3).

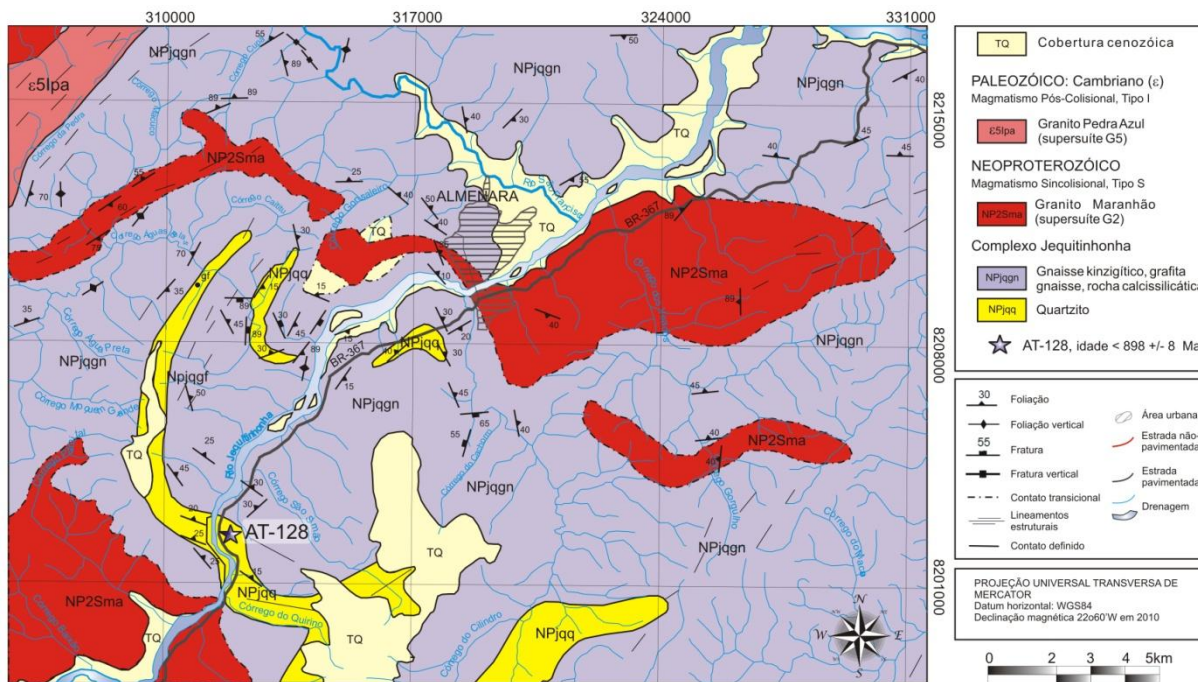


Figura 3. Mapa geológico da área-tipo do Complexo Jequitinhonha nos arredores de Almenara (referências no texto), com a localização do afloramento da amostra AT-128, utilizada para datação U-Pb (LA-ICP-MS).

Figure 3. Geological map of the type-area of the Jequitinhonha Complex in the surroundings of Almenara (references in text), showing the location of the quartzite outcrop from where the AT-128 sample was collected for the U-Pb (LA-ICP-MS) analysis.

3. O COMPLEXO JEQUITINHONHA EM SUA ÁREA-TIPO

O Complexo Jequitinhonha em sua área-tipo, situada na região de Jequitinhonha - Almenara, consiste principalmente de paragneisse peraluminoso (kinzigítico), migmatizado em intensidades diversas, com intercalações de quartzito, sillimanita-grafita gnaiss e rocha calcissilicática (Fig. 3).

O gnaiss kinzigítico apresenta-se bandado em decorrência de variação composicional herdada da sedimentação, modificada por transposição metamórfica e migmatização associadas à deformação regional. O processo de fusão parcial, embora em intensidades variáveis, está sempre presente e confere à rocha diversas estruturas migmatíticas, tais como estromática, schöllen e schlieren. Desta forma, o gnaiss (migmatito) kinzigítico é composto de paleossoma e neossoma (Fig. 4A e 4B). O paleossoma pode ser o kinzigito s.s., paragneisses menos aluminosos, lentes de rocha cálcio-silicática, quartzito ou grafita gnaiss. O kinzigito s.s. é um paragneisse composto por quartzo, feldspatos, biotita, cordierita, almandina e sillimanita, com traços de grafita e outros minerais acessórios (Fig. 4B). O neossoma ocorre na forma de veios, bandas e bolsões de leucossoma quartzo-feldspático, em geral com granada e/ou cordierita, e frequentemente orientado em concordância com a foliação regional. O melanossoma pode ser muito

rico em biotita e/ou cordierita e/ou granada e/ou sillimanita, ou ser composto por termos transicionais similares ao paleossoma.

O quartzito (Fig. 4C) pode ocorrer como camadas que atingem espessura de mais de uma centena de metros, formando cristas destacadas sobre o relevo arrasado do paragneisse, mas também se apresenta como camadas e lentes, decamétricas a decimétricas, intercaladas no gnaiss kinzigítico. As variações composicionais identificadas são ortoquartzito, quartzito feldspático e sillimanita-grafita-biotita quartzito. Os quartzitos têm granulação grossa, textura sacaróide e estrutura bem foliada a maciça.

Em meio ao gnaiss kinzigítico é comum a ocorrência de lentes, de espessura centimétrica a decimétrica, de rocha calcissilicática essencialmente constituída por quartzo, plagioclásio, microclina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e granada rosa clara (grossulária). Estas rochas, muito refratárias à fusão parcial, frequentemente se encontram como paleossoma.

O paragneisse kinzigítico representa um sedimento pelítico, rico na fração argila, depositado, litificado e metamorfoisado em condições oxidantes, como testemunha o seu grande conteúdo em biotita, almandina, cordierita e sillimanita, ao passo que a rocha cálcio-silicática representa o termo pelito-carbonático (marga) da sedimentação. Os paragneisses menos aluminosos (granada-biotita

gnaisse e biotita gnaisse) e os quartzitos indicam o aumento da contribuição arenosa na bacia. Por sua vez, em ambientes redutores foram preservados depósitos ricos em matéria orgânica que se tornaram as camadas de sillimanita-grafita gnaisse da região (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000 e referências aí citadas).

As condições de temperatura durante o metamorfismo regional do Complexo Jequitinhonha foram estimadas por Uhlein et al. (1998) entre 715 e 790 °C, por meio da aplicação dos geotermômetros granada-cordierita e granada-biotita. De forma mais precisa, Belém (2006), utilizando o método Thermocalc, obteve a temperatura de 791 ± 42 °C à pressão de $4,98 \pm 0,45$ kbar para a recristalização do paleossoma do kinzigito migmatítico ilustrado na Figura 4A. Estas temperaturas situam o

metamorfismo regional progressivo na transição de fácies anfibolito-granulito à fácies granulito, sob pressão relativamente baixa, na área-tipo do Complexo Jequitinhonha. Pinitização em cordierita e sericitização em feldspato são frequentemente observadas e representam substituições retrometamórficas no gnaisse kinzigítico.

O Complexo Jequitinhonha é uma importante fonte de fusões graníticas do tipo S (Fig. 4D), as quais chegam a constituir grandes corpos individualizáveis em mapa, como o Granito Maranhão (Fig. 3). Este processo é testemunhado por freqüentes restitos de paragnaisse e agregados ricos em cordierita e sillimanita, interpretados como resíduos de fusão, comumente encontrados em corpos graníticos foliados, na área estudada.

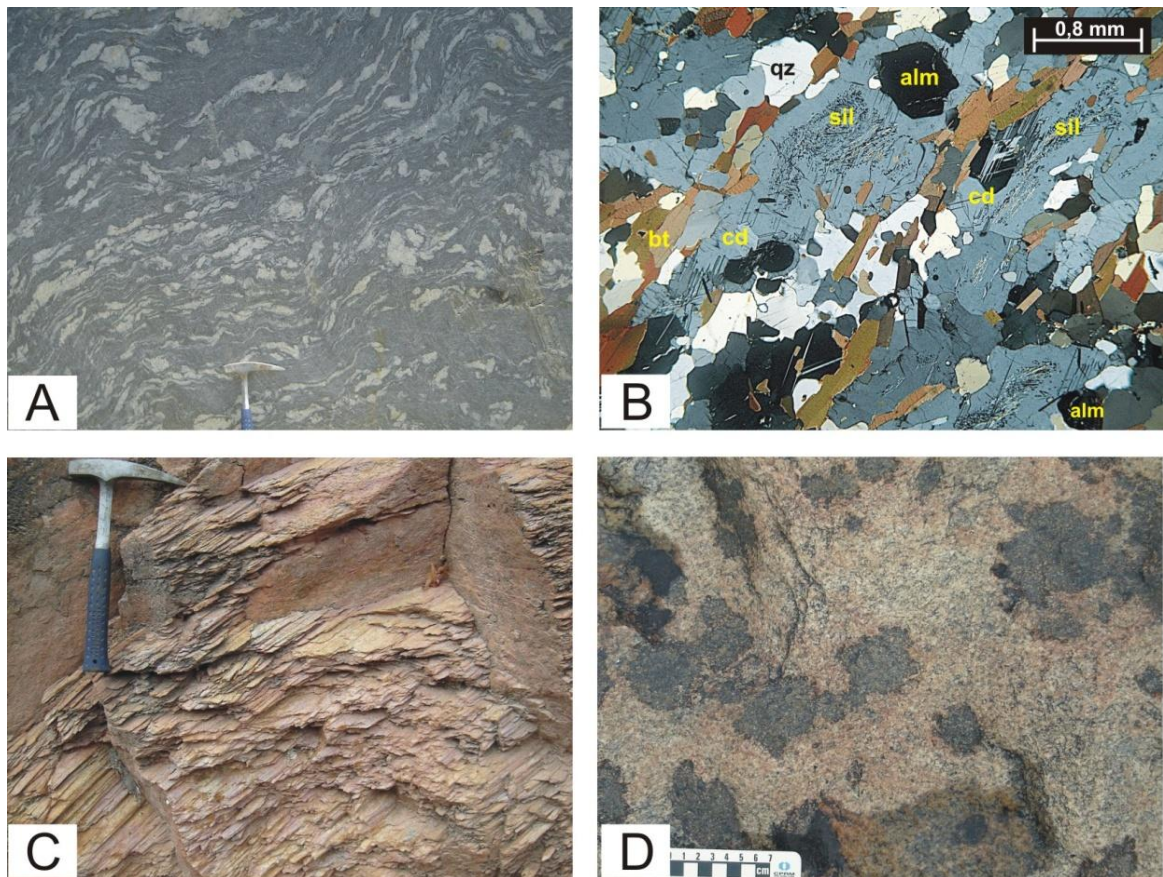


Figura 4. Litotipos encontrados no Complexo Jequitinhonha e granito associado: A) gnaisse kinzigítico migmatizado, mostrando o paleossoma composto de kinzigito s.s. (cinza) e neossoma quartzo-feldspático na forma de veios leucocráticos, dobrados e orientados na foliação regional; B) fotomicrografia (nicóis cruzados) do paleossoma kinzigítico, constituído por quartzo (qz), feldspatos, biotita (bt), cordierita (cd) rica em inclusões de sillimanita fibrosa a acicular (sil), orientados segundo a foliação regional, e almandina (alm); C) quartzito foliado de intercalação decamétrica no paragnaisse; D) biotita-granada granito foliado (Granito Maranhão, Fig. 3) com agregados ricos em cordierita (partes disformes escuras).

Figure 4. Lithotypes of the Jequitinhonha Complex and associated granite. A) migmatized kinzigitic gneiss showing the paleosome composed of kinzigite s.s. (gray color) and the quartz-feldspar neosome formed by folded leucocratic veins oriented along the regional foliation; B) microphotography (crossed polarizers) of the kinzigitic paleosome consisting of quartz (qz), feldspars, biotite (bt), cordierite (cd) crowded with fibrous to acicular sillimanite (sil), oriented along the regional foliation, and almandine (alm); C) foliated quartzite from a decametric intercalation in the paragneiss; D) foliated biotite-garnet granite (Maranhão Granite, Fig. 3) with cordierite-rich aggregates (dark colored patches).

O conjunto de estruturas dúcteis observado na região é fruto de um único evento deformacional progressivo, desenvolvido durante a Orogenia Brasileira (Siga-Júnior 1986, Faria 1997, Daconti 2004, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Alkmim et al. 2006, Paes et al. 2010). As tramas gnáissicas são representadas por formas variadas de bandamento composicional, frequentemente paralelo à foliação regional Sn. Nessas estruturas, observa-se o contraste entre bandas quartzo-feldspáticas e bandas constituídas essencialmente por biotita, granada, cordierita e sillimanita, alternadas. As estruturas primárias em geral foram suprimidas pela deformação e metamorfismo impostos a esta rocha. Entretanto, superfícies de acamamento podem ser reconhecidas quando ocorrem intercalações de quartzito e rocha calcissilicática paralelas ao bandamento gnáissico. Dobras desarmônicas abertas a apertadas, similares a flexurais, são observadas frequentemente nos gnaisses kinzigíticos do Complexo Jequitinhonha. Dobras ptigmáticas ocorrem abundantemente em zonas migmatíticas.

A foliação regional Sn constitui a principal estrutura dúctil que esboça o cenário estrutural da região. Essa estrutura está impressa nas rochas do Complexo Jequitinhonha de forma penetrativa, marcada pela orientação preferencial de biotita e sillimanita, e estiramento de quartzo, feldspatos e cordierita. O plano de foliação regional pode mostrar uma lineação mineral e de estiramento com caimento geral para leste. Destacam-se ângulos de mergulho suaves, com máximo modal em 131/18°, e marcante vergência para NW.

4. GEOCRONOLOGIA U-PB

As idades U-Pb de grãos detríticos de zircão são ferramentas poderosas na interpretação da idade máxima de deposição e proveniência das sucessões sedimentares, assim como de protolitos de rochas metassedimentares, até mesmo quando estas atingiram a fácies granulito (Dodson et al. 1988, Fedo et al. 2003, Andersen 2005, Noce et al. 2004). Neste sentido, a primeira autora deste artigo, nos estudos para sua dissertação de mestrado, tem obtido análises U-Pb pela técnica LA-ICP-MS sobre amostras do Complexo Jequitinhonha. Os dados aqui apresentados são os primeiros resultantes destes estudos.

A amostra de quartzito AT-128 (UTM: 0311750E, 8206900N) foi coletada em afloramento de um corte

da rodovia BR-367, localizado cerca de 12 km a sudoeste de Almenara, no rumo da cidade de Jequitinhonha (Fig. 3). Trata-se de quartzito de granulação grossa, com pequenas quantidades de feldspato, sillimanita e mica, que compõe uma intercalação de espessura decamétrica no gnaisse kinzigítico.

A preparação da amostra e os procedimentos analíticos, realizados no LOPAG-UFOP e Laboratório de Geocronologia da UFRGS, respectivamente, estão descritos em Gonçalves-Dias (dissertação de mestrado a ser apresentada em fevereiro de 2012 no IGC-UFMG).

4.1 - Resultados

Da amostra de quartzito (AT-128) foram datados 80 grãos detríticos de zircão, com dimensões entre 150 e 300 μm , que mostram morfologia arredondada a sub-arredondada. Estes grãos foram montados em seção polida e imageados em microscopia ótica e MEV, sendo posteriormente analisados em LA-ICP-MS, num total de 81 spots. Uma grande quantidade de grãos exhibe zoneamento oscilatório interno, uma textura típica de crescimento em processos magmáticos. Os spots analisados mostram, com raras exceções, valores das razões Th/U entre 0,2 e 0,8. Essa faixa de valores caracteriza zircões derivados tipicamente de rochas magmáticas, corroborando as características internas dos grãos.

Os resultados obtidos da amostra AT-128 são apresentados na forma das idades Pb206/U238, Pb207/U235 e Pb207/Pb206 (Tabela 1). Quase todas as idades obtidas são concordantes em até 10%, mas as quatro análises que apresentam discordância acima deste valor foram descartadas. Os picos de distribuição de probabilidade relativa de idade foram calculados pelo algoritmo de Sambridge-Compston, utilizando o software Isoplot 3.6 (Ludwig 2008). As idades concordantes calculadas estão representadas no histograma de frequência e respectiva curva de densidade de probabilidade (Fig. 5).

Seis populações de idades são reconhecidas, cujas médias da moda e seus percentuais relativos são: 956 \pm 4 Ma (14% dos grãos), 1219 \pm 3 Ma (24%), 1487 \pm 5 Ma (9%), 1819 \pm 6 Ma (18%), 2044 \pm 6 Ma (28%) e 2541 \pm 8 Ma (6%). O zircão mais novo tem idade de 898 \pm 8 Ma, com 99% de concordância (Tabela 1, Fig. 5).

Tabela 1. Idades obtidas pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) para grãos detriticos de zircão de quartzito do Complexo Jequitinhonha (amostra AT-128 localizada na Figura 3). Quatro spots com discordância maior que 10% foram descartados.

Table 1. U-Pb (LA-ICP-MS) ages for detrital zircon grains from a quartzite of the Jequitinhonha Complex (sample AT-128 located in Figure 3). Four spots with discordance greater than 10% were not considered.

Spot	Idade Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	± (Ma)	Idade Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	± (Ma)	Idade Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	± (Ma)	Disc. (%)	Idade Conc.	± (Ma)
1.1	1256	12	1250	18	1241	13	-1	1253	10
2.1	1167	8	1189	15	1230	13	5	1174	26
3.1	1976	14	1943	28	1909	23	-3	1959	36
4.1	2470	18	2453	71	2439	68	-1	2467	14
5.1	1289	10	1285	19	1279	16	-1	1288	9
6.1	1041	10	1037	14	1030	10	-1	1039	9
7.1	1729	14	1751	18	1778	11	3	1778	22
8.1	1488	13	1499	21	1515	17	2	1494	10
9.1	1426	15	1429	21	1434	15	1	1428	11
10.1	1002	11	1010	14	1029	9	3	1004	9
11.1	1286	20	1326	66	1392	66	8	1289	18
12.1	959	18	972	60	1000	59	4	960	16
13.1	1927	33	1997	55	2071	44	7	2071	75
14.1	1902	21	1948	38	1998	32	5	1998	59
15.1	2616	36	2680	61	2729	49	4	2729	56
16.1	2003	35	2037	50	2071	36	3	2036	22
17.1	2013	25	2063	63	2114	59	5	2027	20
18.1	945	11	945	27	943	25	0	945	10
19.1	1079	20	1111	32	1173	26	8	1091	17
21.1	1969	27	2013	56	2058	50	4	1988	21
22.1	1176	16	1195	27	1228	22	4	1183	13
23.1	2130	41	2117	59	2105	43	-1	2117	25
24.1	2120	26	2165	44	2209	35	4	2209	54
25.1	2097	30	2146	49	2194	39	4	2194	61
26.1	1449	21	1487	34	1542	27	6	1542	71
27.1	1165	16	1183	33	1214	30	4	1169	14
28.1	1725	35	1793	52	1874	39	8	1874	69
29.1	980	19	980	29	980	22	0	980	16
30.1	1733	45	1744	60	1758	39	1	1745	28
31.1	1100	22	1097	36	1093	29	-1	1099	19
32.1	921	17	922	45	925	42	0	921	15
33.1	1996	36	1991	57	1987	44	0	1992	24
34.1	1977	39	2050	50	2123	30	7	2123	51
35.1	1131	18	1142	33	1161	28	3	1134	16
36.1	1865	26	1897	38	1932	29	3	1891	17
37.1	1980	29	2070	49	2161	40	8	2161	68
38.1	1721	23	1735	41	1752	34	2	1728	18
39.1	1884	24	1877	41	1870	33	-1	1880	17
40.1	1774	30	1817	60	1867	53	5	1792	24
41.1	1825	24	1856	42	1891	35	3	1842	18
42.1	1970	23	1985	38	2000	31	2	1980	16
43.1	1431	18	1434	38	1439	34	1	1432	15
44.1	2317	25	2384	32	2441	18	5	2441	26
45.1	2133	18	2131	37	2130	32	0	2132	14
46.1	1228	19	1229	36	1229	31	0	1228	16
47.1	1212	13	1219	29	1231	25	2	1213	12
48.1	1903	30	1944	70	1987	64	4	1917	24
49.1	1773	20	1792	37	1813	31	2	1783	16
50.1	1182	10	1183	25	1185	23	0	1182	9
51.1	1218	16	1220	25	1224	19	0	1219	13
52.1	1982	26	1979	43	1976	34	0	1980	18
53.1	1941	16	2031	33	2124	30	9	2124	49
54.1	1210	17	1206	32	1200	27	-1	1209	15
55.1	1320	18	1314	29	1305	22	-1	1317	15
56.1	1535	18	1541	27	1548	21	1	1539	13
57.1	1293	22	1296	32	1302	23	1	1295	17
58.1	2001	31	1987	40	1973	26	-1	1985	18
59.1	1975	32	1974	45	1973	31	0	1974	20
60.1	1987	35	1992	48	1997	33	1	1992	21
61.1	1016	20	1012	27	1005	19	-1	1014	16
62.1	1514	22	1518	36	1524	29	1	1516	17
63.1	2070	33	2083	42	2095	27	1	2085	18
64.1	2587	19	2595	29	2602	22	1	2595	11
65.1	2132	37	2157	45	2181	24	2	2168	17
66.1	1194	13	1199	23	1209	18	1	1196	11
67.1	1790	28	1789	42	1787	32	0	1789	19
68.1	2030	30	2028	36	2027	18	0	2028	14
69.1	1788	23	1800	36	1813	28	1	1796	16
70.1	1533	18	1533	29	1532	22	0	1533	14
71.1	1003	12	1008	29	1019	27	1	1004	11
72.1	1868	23	1873	39	1878	32	1	1871	17
73.1	898	9	901	23	909	22	1	898	8
75.1	960	24	976	72	1014	71	5	961	22
76.1	1775	33	1785	57	1796	47	1	1781	24
77.1	1145	22	1151	36	1162	29	1	1147	18
78.1	1335	22	1355	36	1386	28	4	1346	18
80.1	1808	18	1897	35	1995	31	9	1955	56

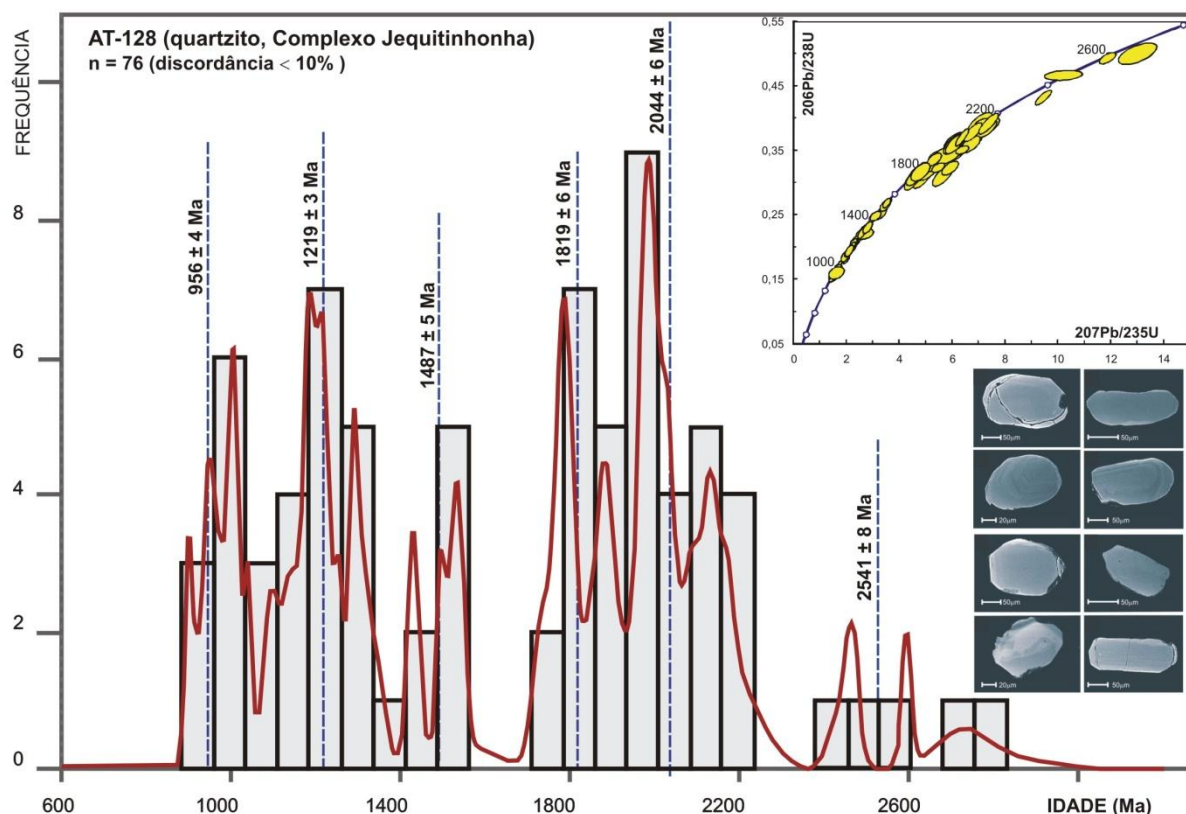


Figura 5: Histograma de frequência, curva de probabilidade e diagrama concórdia de idades, obtidas por meio de análises U-Pb (LA-ICP-MS), de grãos detriticos de zircão extraídos de quartzito do Complexo Jequitinhonha, e imagens em microscópio eletrônico de varredura (MEV) de alguns grãos analisados (ver texto e Tabela 1).

Figure 5: Frequency histogram, probability curve and concordia diagram of ages obtained from U-Pb (LA-ICP-MS) analysis on detrital zircon grains extracted from a quartzite of the Jequitinhonha Complex, and scanning electron microscope (SEM) images for some analyzed grains (see text and Table 1).

5. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

As idades U-Pb obtidas dos grãos detriticos de zircão da amostra de quartzito do Complexo Jequitinhonha indicam fontes diversas para os sedimentos que constituíram os protolitos deste complexo na sua área-tipo. As populações de grãos mais antigos, cujas médias das modas de idades são 2044 ± 6 Ma (28% dos valores) e 2541 ± 8 Ma (6%), indicam áreas-fonte situadas no embasamento do Paleocontinente São Francisco-Congo (e.g., Teixeira et al. 2000, Barbosa & Sabaté 2004, Noce et al. 2007, e referências aí citadas). Os intervalos de idades representados pelas médias das modas de valores em 1819 ± 6 Ma (18%), 1487 ± 5 Ma (9%) e 1219 ± 3 Ma (24%) sugerem contribuição sedimentar vinda do sistema Espinhaço-Chapada Diamantina (Babinski et al. 1999, Danderfer et al. 2009, Chemale-Júnior et al. 2011), mas também podem refletir erosão de fontes situadas na Faixa Kibariana relacionada ao Cráton do Congo (e.g., Kokonyangi et al. 2006). A população de zircão mais jovem, cuja média da moda de idades é 956 ± 4 Ma (14% dos grãos), indica a erosão de rochas magmáticas do sistema de rifteamento Noqui-Zadiniano-Mayumbiano, situado na Faixa Congo Ocidental (Tack et al. 2001), cuja unidade

correlativa no Orógeno Araçuaí é a Suíte Salto da Divisa (Silva et al. 2008).

A idade máxima de sedimentação em 898 ± 8 Ma é dada pelo zircão mais novo e se aplica, pelo menos, à área-tipo do Complexo Jequitinhonha (Tabela 1, Fig. 1). Esta idade, assim como as demais que se situam no intervalo de ca. 880 -1000 Ma indicam que ombreiras e horsts do rifte toniano (Noqui-Zadiniano-Mayumbiano-Salto da Divisa) foram erodidas e contribuíram com sedimentos para a bacia precursora do Complexo Jequitinhonha, a exemplo do que também aconteceu em relação ao Grupo Macaúbas (Pedrosa-Soares et al. 2000, Babinski et al. 2011).

De fato, os espectros de idades desta amostra do Complexo Jequitinhonha e de rochas do Grupo Macaúbas são muito similares (Pedrosa-Soares et al. 2000, Babinski et al. 2011), indicando correlação entre estas unidades. Contudo, no Complexo Jequitinhonha inexistem evidências de glaciação, as quais, no Orógeno Araçuaí, estão restritas ao Grupo Macaúbas (Pedrosa-Soares et al. 2011).

Em conclusão, o Complexo Jequitinhonha na área-tipo é interpretado como depósito de margem passiva da bacia precursora do Orógeno Araçuaí,

mais novo que a glaciação Macaúbas e, portanto, equivalente às formações Chapada Acauã Superior e Ribeirão da Folha.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a CAPES (bolsa de mestrado de T. Gonçalves-Dias), CNPq (bolsas de produtividade e auxílios financeiros concedidos a A.C. Pedrosa Soares, C. M. Noce, F. Alkmim e L.C. Silva), CPRM-Serviço Geológico do Brasil e aos revisores anônimos de *Geonomos*.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-64.
- Almeida F.F.M. & Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira: setor setentrional. In: F.F.M. de Almeida e Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgar Blücher, São Paulo, p.282-307.
- Andersen T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, **216**: 249-270.
- Babinski M., Pedreira A.J., Brito Neves B.B., van Schmus W.R. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, Lençóis, SBG Anais, **2**: 118–120.
- Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Trindade R.I.F., Martins M., Noce C.M., Liu D. 2011. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt, *Gondwana Research* (in press), doi:10.1016/j.gr.2011.04.008.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**: 1-27.
- Belém J. 2006. Caracterização mineralógica, física e termodinâmica de minérios de grafita da Província Gráfica Bahia-Minas, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 165 p.
- Celino J.J. 1999. Variação composicional em suítes de granitóides neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil) – Oeste Congolês (África), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 266 p.
- Chemale-Júnior F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M., Queiroga G., Armstrong R., Santos M. 2011. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais. *Gondwana Research*, doi:10.1016/j.gr.2011.08.016
- Daconti B.C. 2004. Contexto geológico, controle e correlação regional das mineralizações de grafita da região de Almenara, Província Gráfica do Nordeste de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 95 p.
- Danderfer A., De Waele B., Pedreira A., Nalini H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, **170**: 116–128.
- Dodson W.H., Compston W., Williams I.S., Wilson J.F. 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological Society*, **145**: 977-983.
- Drummond J.B.V., Malouf R.F. 2010. Projeto Jequitinhonha: Folha Almenara (SE.24-V-A-III), 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte, CPRM.
- Faria L.F. 1997. Controle e tipologia de mineralizações de grafita flake do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia: uma abordagem regional, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 105 p.
- Fedo C.M., Sircombe K.N., Rainbird R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**: 277-303.
- Gomes A.C.B. 2010. Projeto Jequitinhonha: Folha Rio do Prado (SE.24-V-A-VI), 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte, CPRM.
- Junqueira P.A., Gomes A.C.B., Raposo F.O., Paes V.J.C. 2010. Projeto Jequitinhonha: Folha Joaíma (SE.24-V-A-V), 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte, CPRM.
- Kokonyangi J.W., Kampunzu A.B., Armstrong R., Yoshida M., Kudaira T., Arima M., Ngulube D.A. 2006. The Mesoproterozoic Kibari belt (Katanga, SE D. R. Congo). *Journal of African Earth Sciences*, **46**: 1-35.
- 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.
- Ludwig K.R. 2008. User's manual for Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronologic Center, Special Publication 4, Berkeley, USA.
- 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*, **349**: 587-592.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**: 60-78.
- Paes V.J.C., Raposo F.O., Pinto C.P., Oliveira F.A.R. 2010. Projeto Jequitinhonha, Estados de Minas Gerais e Bahia: texto explicativo. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Comercinho, Jequitinhonha, Almenara, Itaobim, Joaíma e Rio do Prado. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte, CPRM, 376p.
- Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Cordani U., Nutman, A. 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: First U-Pb SHRIMP data from detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 58-61.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323

- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orogeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**(1): 1-16.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F. F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. In: Pankhrust R., Trouw R., Brito-Neves B B., Wit M. de. 2007. *The Gondwana Palecontinent in the South Atlantic Region*. 2007. Special Publication, Geological Society of London, **294**: 153-172.
- Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C., Martins M., Queiroga G., Vilela F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group (Araçuaí orogen, SE Brazil) with emphasis on the diamictite formations. In: Arnaud, E., Halverson, G. P. & Shields-Zhou, G. (eds), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, *Memoirs*, **36**: 523–534.
- Pinto C.P., Drumond J.B.V., Féboli W.L. 2002. Projeto Leste. Programa Levantamentos Geológicos Básicos. Belo Horizonte, SEME/COMIG/MME/CPRM, CD-ROM, 181 pp.
- Pinto C.P. 2010. Projeto Jequitinhonha: Folha Jequitinhonha (SE.24-V-A-II), 1:100.000. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte, CPRM.
- Reis L. 1999. Estudos de mineralizações de grafita no extremo nordeste de Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 85 p.
- Sampaio A.R., Martins A.M., Loureiro H.C., Arcanjo J.B., Moraes-Filho J.C., Souza J.D., Pereira L.H., Couto P.A., Santos R.A., Melo R.C., Bento R.V., Borges, V.P. 2004. Projeto Extremo Sul da Bahia: Geologia e Recursos Minerais. Salvador, Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral, Série Arquivos Abertos, **19**: 52 p.
- Siga-Júnior O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 140 p.
- Silva L.C, Pedrosa-Soares A.C., Teixeira L., Armstrong R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, **13**: 527-537.
- Tack L., Wingate M.T.D., Liégeois J.P., Fernandez-Alonso M., Deblond A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian groups (Bas-Congo): Onset of Rodinian rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, **110**: 277-306.
- Teixeira L.R. 2002. Projeto Extremo Sul da Bahia: Relatório Temático de Litogeoquímica. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Salvador, CPRM/ CBPM, 24p.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A, Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, pp. 101-138.
- Uhlein A., Egydio-Silva M., Bouchez J.L., Vauchez A.1998. The Rubim pluton (Minas Gerais, Brazil): a petrostructural and magnetic fabric study. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 179-189.