

# O COMPLEXO JUIZ DE FORA NA FOLHA SANTO ANTÔNIO DE PÁDUA 1:100.000: GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

Monica HEILBRON<sup>1,2</sup>; Rosane EUZÉBIO<sup>1,4</sup>; Caroline PEIXOTO<sup>1,5</sup>, Miguel TUPINAMBÁ,<sup>1,2</sup>; Clayton GUIA<sup>1</sup>; Rodrigo PETERNEL<sup>1,3</sup>, Luiz Guilherme do Eirado SILVA<sup>1</sup>, Célia Diana RAGATKY<sup>1</sup>

(1,2,3,4,5) TEKTOS/UERJ-Grupo de Pesquisa em Geotectônica. Rua Mário Portela 161, Bloco B-apto 2004. Laranjeiras, Rio de Janeiro. CEP-22241-000. Endereços eletrônicos: monica.heilbron@gmail.com; heilbron@uerj.br.

Introdução e objetivos  
Compartimentação tectônica  
Complexo Juiz de Fora/ Terreno ocidental  
Trabalhos anteriores no contexto do Estado do Rio de Janeiro  
Geologia do Complexo Juiz de Fora na folha Santo Antônio de Pádua (1:100.000)  
Geoquímica do Complexo Juiz de Fora: Resultados e discussões  
Conclusões  
Referências bibliográficas

**RESUMO** - O Terreno Ocidental da Faixa Ribeira corresponde à margem do Paleocóntinente São Francisco retrabalhada na Orogênese Brasileira. No Domínio Juiz de Fora ocorre uma intercalação tectônica entre as rochas do embasamento (Complexo Juiz de Fora-CJF) e os metassedimentos do Grupo Andrelândia. O CJF é constituído por noritos a charnockitos, sendo que enderbites e charnoenderbites são os litotipos predominantes. Na área-alvo ocorre ainda uma variedade charnockítica que origina a Pedra Madeira, com valor comercial, com tramas desde protomilonítica a milonítica, com fitas de quartzo formando planos bem definidos. Os dados geoquímicos obtidos indicam que os granulitos félsicos compreendem pelo menos três grupos de rochas calcioalcalinas, além de um grupo muito distinto, que poderia corresponder a rochas cumuláticas. Os grupos calcioalcalinos são compatíveis com ambientes tectônicos de arcos magmáticos, sendo que as amostras do Grupo 2, mais ácidas mostram características geoquímicas para ambientes sin a tardi-colisionais. Já as rochas básicas, formam um conjunto bastante homogêneo, integram a Série Toleítica e possuem características de basaltos toleíticos de arco ou de basaltos de fundo oceânico.

**Palavras chave:** Faixa Ribeira, Complexo Juiz de Fora, Paleoproterozóico

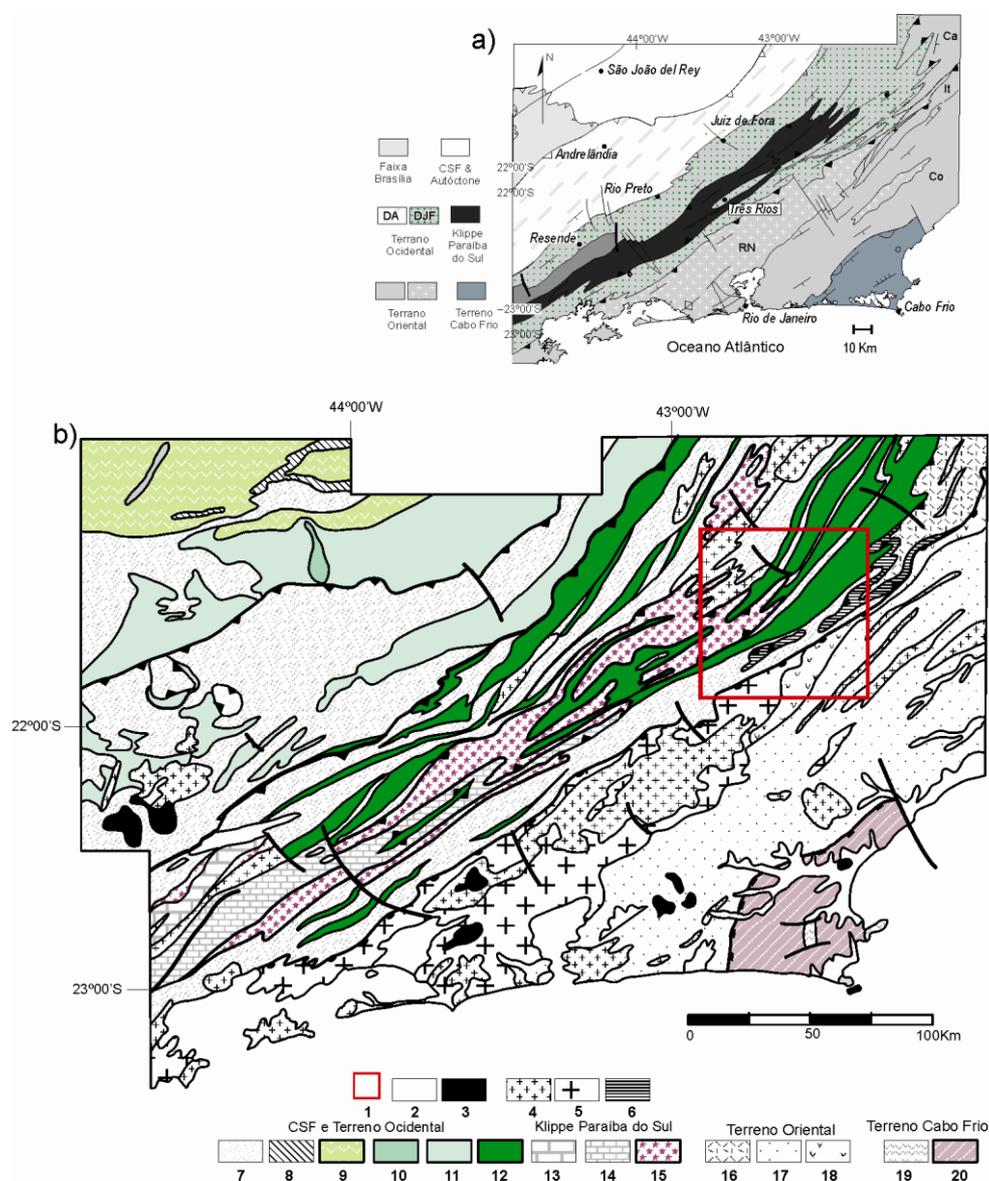
**ABSTRACT** - The Occidental terrane is regarded as the reworked southern margin of the São Francisco Paleocóntinente. Within the Juiz de Fora domain, a tectonic intercalation between basement rocks (Juiz de Fora Complex-CJF) and metasediments of the Andrelândia Group crops out. The CJF comprises norites to charnockites, with the predominance of enderbites and charno-enderbites. In the area, a commercial variety of mylonitic charnockite is known as "Pedra Madeira". Geochemical data suggest that felsic granulites belong to at least three groups of calcalkaline series, maybe with some cumulates and a fourth exotic one. All the above-mentioned rocks point to arc-related settings, with the charnockites running to syn-collision granites. Basic granulites are tholeiitic rocks, with geochemical signature to Island Arc or MORB-like Basalts.

**Key words:** Ribeira belt, Juiz de Fora Complex, Paleoproterozoic

## INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

A continuidade do embasamento do Cráton do São Francisco no segmento central da Faixa Ribeira (Hasui *et al.*, 1975; Machado *et al.*, 1996), Heilbron *et al.*, 2004) vem sendo estudado por diversos autores, tanto do ponto de vista geoquímico e geocronológico, como tectônico. Tal como proposto por Heilbron *et al.*, (1995, 2000, 2008, 2010), os Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora representariam, respectivamente o embasamento pré-1.7 Ga dos domínios estruturais Andrelândia e Juiz de Fora, que em conjunto, integram o Terreno Ocidental deste segmento da Faixa Ribeira.

Estas unidades do embasamento pré-1.7 Ga afloram no terreno Ocidental da porção central da Faixa Ribeira, sendo que o Complexo Mantiqueira ocorre no Domínio Andrelândia, enquanto que o Complexo Juiz de Fora aflora no domínio homônimo. Em ambos os domínios estruturais, além destas unidades do embasamento, ocorrem metassedimentos neoproterozóicos (Grupo ou Megasequência Andrelândia), e diversas gerações de rochas granitoides brasileiras (Figura 1a e 1b). O metamorfismo brasileiro varia de fácies anfibolito superior no Domínio Andrelândia a fácies granulito no Domínio Juiz de Fora.



**Figura 1.** a) Compartimentação tectônica proposta por Tupinambá *et al.*, 2007 Heilbron *et al.*, 2000; 2004, 2008 para a Faixa Ribeira. b) Mapa geológico simplificado do segmento central da Faixa Ribeira, com destaque para as unidades do embasamento pré-1,7 Ga (Modificado de Heilbron *et al.*, 2010).

**Legenda:** 1-Localização da folha Santo Antônio de Pádua; 2- Sedimentos Cenozóicos; 3- Rochas Alcalinas do Neocretáceo ao Eoceno; 4- Granitóides sin a pós-colisionais do Brasileiro; 5-6- Granitóides de Arco magmático Neoproterozóico; 7-Metassedimentos Meso a Neoproterozóicos ; 8- Supergupo Minas; 9-embasamento Paleoproterozóico a Arqueano do Cinturão Mineiro; 10- Complexo Mantiqueira; 11- Rochas Alcalinas da Serra do Matola; 12- Complexo Juiz de Fora; 13- Complexo Embu; 14- Grupo Paraíba do Sul; 15- Complexo Quirino; 16- a18- Metassedimentos dos Grupos Bom Jesus do Itabapoana, São Fidelis e Italva no Terreno Oriental; 19- Unidades Búzios e Palmital; 20- Complexo Região dos Lagos.

O mapeamento da continuidade lateral do Complexo Juiz de Fora, unidade que é marcadora da extensão do Cráton do São Francisco, é um importante tópico para o entendimento global da faixa Ribeira, e sua ligação na região noroeste fluminense com a Faixa Araçuaí. Neste sentido, visando contribuir com esta temática regional, o presente trabalho apresenta novos dados

geológicos e geoquímicos do Complexo Juiz de Fora na Folha Santo Antônio de Pádua, na escala de 1:100.000, gerados no Convênio UERJ/CPRM, no âmbito do Programa Nacional de Retomada dos Levantamentos Geológicos Básicos (PRONAGEO).

Finalmente, a integração dos dados obtidos, em escala regional, integra ainda o escopo da contribuição.

## COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

A região englobada pela folha Santo Antônio de Pádua apresenta unidades litológicas dos terrenos Ocidental, Paraíba do Sul e Oriental (figura 1), segundo a compartimentação tectônica proposta por Heilbron et al. (2000a,b; 2004, 2008). O Terreno Ocidental é representado na região em questão, pelo Domínio Tectônico Juiz de Fora, que integra rochas de idade paleoproterozóica do Complexo Juiz de Fora e metassedimentos neoproterozóicos denominados como Megassequência ou Grupo Andrelândia (Trouw et al., 2000). O Terreno Paraíba do Sul aflora como uma *klippe* sinformal redobrada sobre o Terreno Ocidental e compreende ortognaisses paleoproterozóicos do Complexo Quirino, além de um conjunto metassedimentar com mármores dolomíticos do Complexo Paraíba do Sul. O Terreno Oriental, que contém as rochas geradas em ambientes de arcos magmáticos e metassedimentos neoproterozóicos, foi subdividido na região noroeste fluminense em

três domínios estruturais distintos (Tupinambá *et al.*, 2007; Heilbron & Machado, 2003): a) o Domínio Cambuci, em posição basal, compreende uma sequência metavulcanossedimentar com lentes de mármore e ortognaisses calcioalcalinos com ambiência tectônica de arco magmático; b) o Domínio Costeiro, constituído por metassedimentos pelíticos em fácies granulito a anfibolito alto, com intercalações de quartzitos impuros e por ortognaisses e metagabros do Arco Mágmató Rio Negro (ca. 790 a 620 Ma); c) a *Klippe* de Italva aflora sobre o Domínio Costeiro e compreende um conjunto meta-vulcano sedimentar com mármores calcíticos, anfibolitos (ca. 840 Ma) e paragnaisses com provável contribuição vulcânica. O Terreno Cabo Frio não aflora na região noroeste fluminense, sendo limitado por uma falha rúptil de direção NNW-SSE, na região de Macaé.

## COMPLEXO JUIZ DE FORA/TERRENO OCIDENTAL

### Trabalhos anteriores no contexto do Estado do Rio de Janeiro

A denominação Série Juiz de Fora foi introduzida por Ebert (1955) para designar paraganulitos do geossinclinal assíntico, junto ao Rio Paraíba do Sul. Posteriormente, Ebert

(1968) e Delhal *et al.* (1969) utilizaram a denominação de Grupo Paraíba e Formação Paraíba do Sul para agrupar as antigas Séries Juiz de Fora e Paraíba de Ebert (1955). Cordani *et al.* (1973) novamente separaram esse conjunto nas Formações Juiz de Fora e Paraíba

do Sul. Posteriormente, Oliveira (1982) agrupou estas duas sequencias no Complexo Juiz de Fora, dividida em duas faixas, uma com rochas charnockíticas e granulíticas (Faixa Juiz de Fora) e outra com migmatitos bandados, anfibolitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas (Faixa Paraíba do Sul).

Durante o mapeamento geológico do Estado do Rio de Janeiro, conduzido pelo DRM/RJ, Barbosa & Grossi Sad (1983) propuseram a designação de Complexo Juiz de Fora, com duas unidades litológicas: a Unidade Comendador Venâncio, na qual predomina a seqüência charnockítica, e a Unidade Raposo que inclui produtos retrometamórficos dos granulitos da Unidade Comedador Venâncio. Definiram ainda a Unidade Itaperuna, para englobar os granulitos ortoderivados. No mesmo período, no mapa ao milionésimo (Folha Rio de Janeiro), produzida pela CPRM, o Complexo Juiz de Fora foi subdividido na Unidade magmática (ortogranulitos e ortogranulitos diaforéticos) e na Unidade metassedimentar (paragranulitos, paragranulitos diaforéticos e kinzigitos).

Retomando o mapeamento geológico detalhado na região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, Heilbron (1993,1995) e Duarte (1998) redefiniram o Complexo Juiz de Fora como o conjunto de granulitos ortoderivados que constituem o embasamento de idade pré-1,7Ga dos granulitos paraderivados de idade neoproterozóica, integrados no Grupo Andrelândia. Estas duas unidades, além de diversas gerações de granitóides brasileiros caracterizam o domínio estrutural Juiz de Fora, que constitui a escama superior do Terreno Ocidental.

Assim, no Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental ocorre uma intercalação tectônica entre as rochas do embasamento pré-1.7 Ga (Complexo Juiz de Fora-CJF) e os metassedimentos neoproterozóicos do Grupo Andrelândia, ambas em fácies granulito. Esta interdigitação pode ser vista na escala do mapa geológico (figura 1) e de afloramento. Nestes locais, os dois conjuntos litológicos exibem forte foliação milonítica e retrogressão metamórfica.

O CJF, redefinido segundo Heilbron et al (1993, 1998), é representado por um conjunto muito heterogêneo de rochas

ortoderivadas em fácies granulito, correspondendo, em parte, à Unidade Itaperuna usada no Projeto Carta Geológica do Estado do Rio Janeiro. Tal como apontado anteriormente, o metamorfismo granulítico é de idade brasileira, com intervalos entre ca. 620 a 580 Ma (Duarte et al, 2000; Heilbron, 1993, 1995; Heilbron et al., 2000, 2008; André et al., 2009).

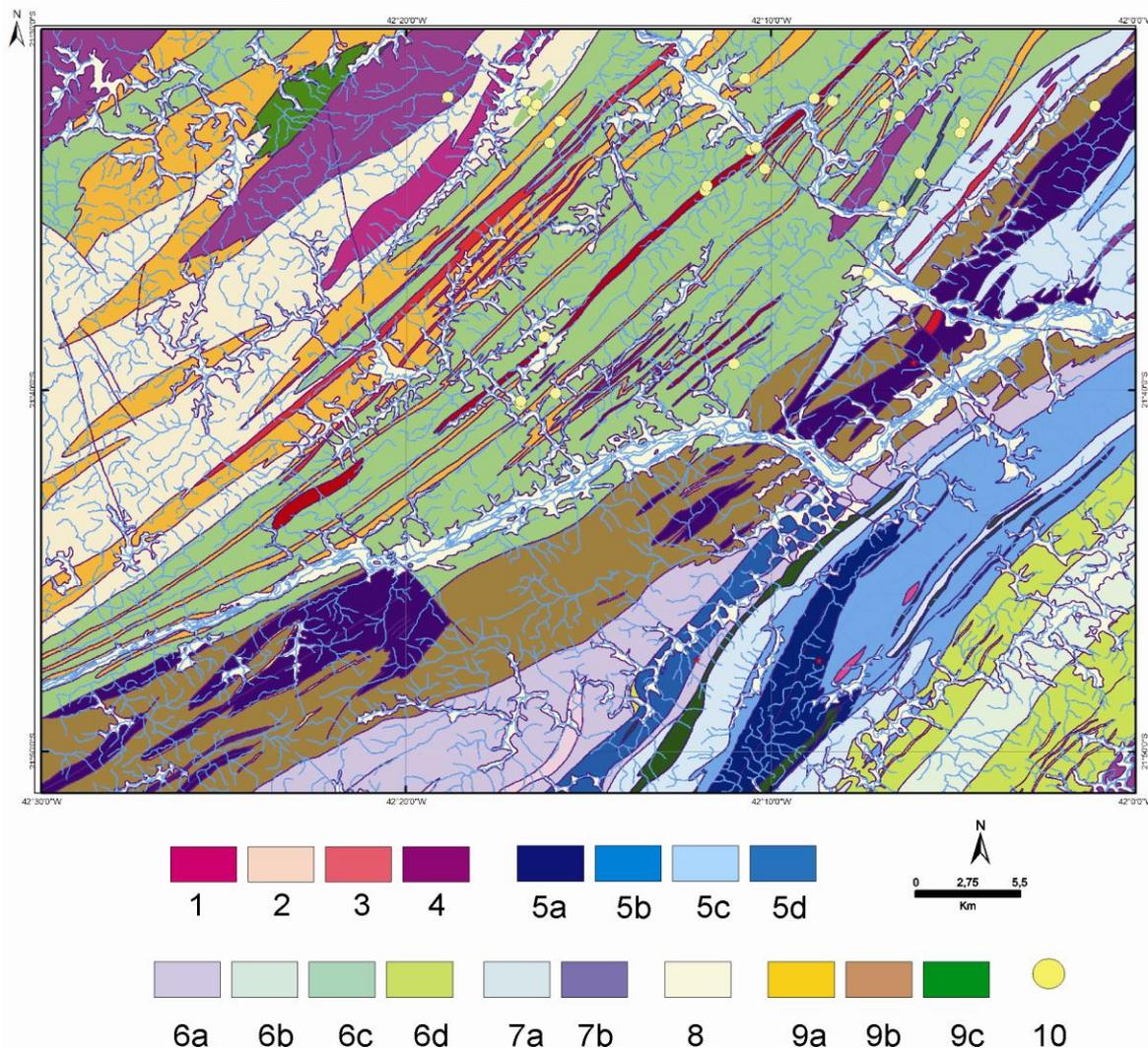
Dentre os trabalhos que abordaram a evolução do Complexo Juiz de Fora, alvo deste trabalho, pode-se citar as sínteses de Delhal J. *et al.* (1969); Barbosa & Grossi Sad (1983); Barbosa et al (1981), Oliveira (1982); Duarte *et al.* (1997, 2000); Heilbron *et al.* (1997; 1998; 2011); Noce *et al.*,(1998, 2000), Silva et al (2002, 2005), André *et al.*, (2009). Como principais pontos levantados, destacam-se, o caráter de arco magmático juvenil, o intervalo de idades de geração dos protólitos do complexo, com idades entre ca. 2,2 e 2,05 Ga para os granulitos félsicos, a idade de ca. 2,4 Ga para as rochas básicas toleíticas com assinatura de fundo oceânico ou toleítos de arco e Ca. 1.7 para granulitos básicos alcalinos (Heilbron *et al.*, 2011, Silva *et al.* ., 2005, Noce *et al.* ., 2007a), bem como as características geotermobarométricas do metamorfismo granulítico brasileiro (Oliveira, 1992; Duarte *et al.*, 2000, Karniol et al., 2009).

Os dados termobarométricos de Oliveira (1981) apontam para condições entre 844 e 887°C e pressões entre 6 e 7 kbar, enquanto que Duarte et al (2000), para a região de Juiz de Fora, indicaram condições de temperatura entre 700 e 750. °C e pressões entre 6 e 7 Kb, além de uma caminho PTt horário, típico para ambientes de colisão continental. Mais recentemente, Karniol et al (2009), obtiveram intervalos de temperatura entre 754 e 775°C e de pressão entre 7,9 e 8,6 Kbar para as rochas granulíticas a oeste da cidade de Itaperuna, enquanto os granulitos localizados a leste de Itaperuna mostraram valores de 702 a 722°C e de 8.0 a 9.1 Kbar. Já Bento dos Santos (2009, 2010) obtiveram valores de T = 850 ± 50 °C e P = 8 ± 1 Kb para o pico do metamórfico na região entre São Fidelis e Santo Antônio de Pádua.

## Geologia do Complexo Juiz de Fora na folha Santo Antônio de Pádua (1:100.000)

Na área estudada, as rochas do CJF afloram como blocos ou lajedos em córregos e na meia encosta, bem como em cortes e piso de estradas, além de lajedos extensos de rocha sã no canal das principais drenagens, como no Rio Paraíba do Sul e Rio Pomba. Os afloramentos mostram diferentes graus de alteração,

apresentando-se, frequentemente, pouco intemperizados. Quando inalteradas, as rochas do Complexo Juiz de Fora têm coloração esverdeada ou marrom clara (caramelo) e estrutura maciça. À medida que estas rochas tornam-se mais miloníticas, assumem coloração branca e rosada com enclaves e/ou lentes centimétricas a métricas de rochas mais escuras.



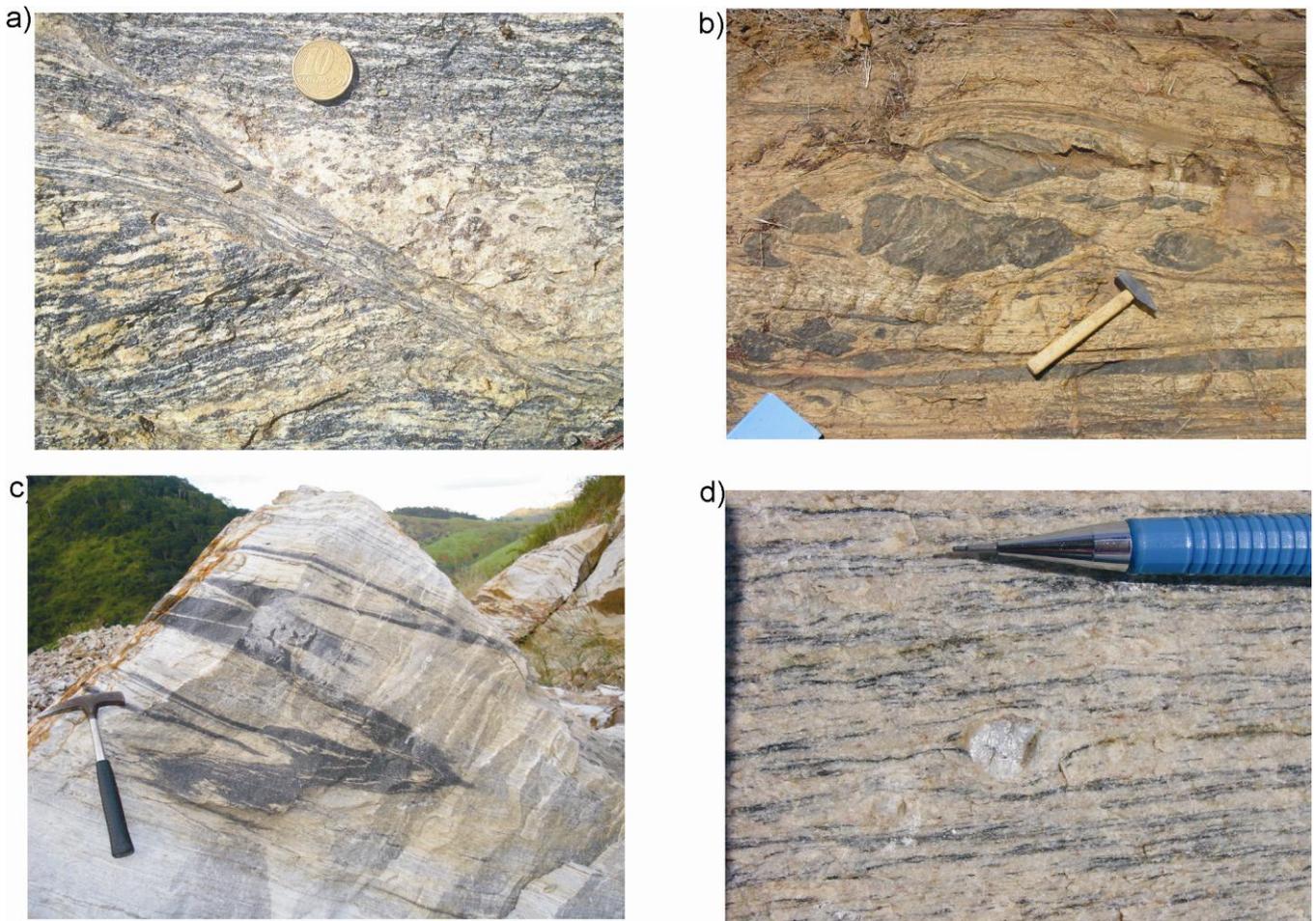
**Figura 2.** Mapa geológico da Folha Santo Antônio de Pádua. Legenda: 1-com destaque para as unidades do Domínio Tectônico Juiz de Fora: 1 a 3- Granitóides Neoproterozóicos, 4- Granulito Charnockítico (Pedra Madeira); Terreno Oriental, 5a a 5d- Unidades do Grupo Italva, 6a- Complexo Rio Negro, 6b a 6d- unidades do Grupo São Fidelis, 7a- Grupo Bom Jesus do Iatabapoana, 7b- Complexo Serra da Bolívia; 8-Terreno Paraíba do Sul: Complexo Quirino; Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora: 9a-Gnaisses pelíticos e 9b- gnaisses bandados com quartzitos do Grupo Andrelândia, e 9c- ortogranulitos do CJF (granulitos básicos em verde escuro). 10- pontos com amostragem litogeoquímica

Os litotipos do CJF variam de composição norítica a charnockítica, passando por enderbítica e charnoenderbítica (figura 3). Os enderbitos são os litotipos predominantes e ocorrem, comumente, intercalados com

granulitos de composição charnoenderbítica a charnockítica. Bandas lenticulares de rocha norítica ocorrem associadas aos enderbitos e, mais raramente, aos charnoenderbitos e charnockitos. Injeções e/ou bandas de rochas

charnockíticas rosadas, de granulação média a

grossa, ocorrem associadas ao conjunto.

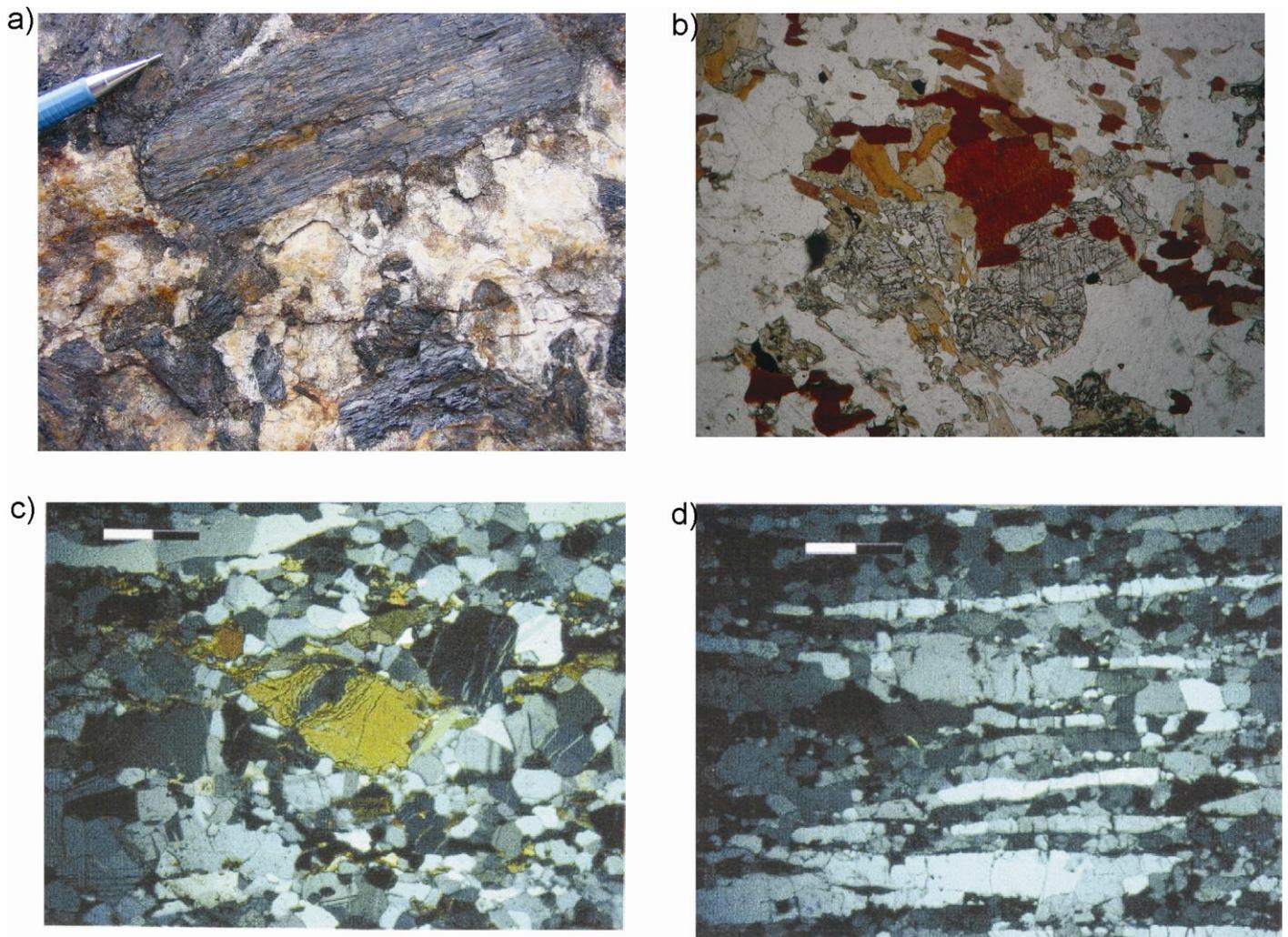


**Figura 3.** Aspectos de afloramento dos ortogranulitos do CJF na área estudada: a) granulitos enderbíticos grossos, com zona de cisalhamento D4; b) granulitos charnoenderbíticos e granulitos básicos deformados em zonas de cisalhamento D3, c) granulitos charnoenderbíticos e básicos com dobras D2, d) detalhe das variedades miloníticas, com porfiroclastos de OPX e K-feldspato

A mineralogia essencial dos granulitos compreende ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita em proporções variadas, além de zircão, allanita e minerais opacos, incluindo sulfetos (pirita) como acessórios. Os tipos mais félsicos possuem principalmente ortopiroxênio, enquanto os tipos básicos, dois piroxênios (figura 4). A granada ocorre localmente, e nas variedades gabróicas e forma textura coronítica. Nos tipos máficos, sua composição mineralógica é dada por plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, ortopiroxênio e traços de mineral opaco (magnetita, ilmenita e pirita), granada, quartzo, biotita, apatita, titanita e zircão; minerais secundários como sericita e

carbonato ocorrem localmente. Os tipos ultramáficos são constituídos por clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, ilmenita e quartzo.

As texturas das rochas granulíticas são muito variadas, sendo mais comuns às variedades granoblásticas, principalmente junto ao contato com as rochas metassedimentares do Grupo Andrelândia. Biotita e/ou hornblenda, nas rochas ácidas a intermediárias, e granada e/ou hornblenda, nos litotipos básicos, ocorrem nas bordas de minerais como piroxênios, plagioclásio e ortoclásio e na matriz fina da rocha, orientados ao longo da foliação milonítica de idade Brasileira.



**Figura 4.** Tramas petrográficas dos ortogranulitos do CJF na área alvo: a) leucossomas com cristais de OPX centimétricos; b) textura grano-porfiroblástica em charnoenderbitto, com opx sendo substituído por biotita; c) trama milonítica em enderbite, com porfiroclastos de CPX e fitas de quartzo; d) trama ultramilonítica em charnockito da variedade Pedra Madeira

Quando mais deformados, principalmente próximo aos contatos tectônicos, ou junto às zonas de cisalhamento D3, assumem forte foliação milonítica planar (figura 4), perdem a coloração esverdeada, apresentam parageneses metamórficas de menor temperatura (retrogressão) e se transformam em conjunto bandado, caracterizado por uma sucessão de bandas brancas e pretas. Uma observação mais cuidadosa mostra a presença de bandas e lentes de rochas básicas intercaladas a litotipos enderbíticos a charnockíticos.

Em lâmina delgada, as variedades miloníticas mostram claros sinais de retrogressão metamórfica, com transformação dos piroxênios para hornblenda e biotita, que formam franjas ao redor dos porfiroclastos destes minerais, além de porfiroclastos de

feldspatos com estrutura anti-pertítica e fitas de quartzo (figura 4).

Na folha Santo Antônio de Pádua, associado a esta unidade, ocorre uma rocha extraída para revestimento, conhecida comercialmente como *Pedra Madeira*. Trata-se de uma faixa charnockítica milonítica encaixada por rochas enderbíticas, e no mapa geológico foi individualizada como uma unidade de mapeamento (Unidade Marangatu). O charnockito que origina a Pedra Madeira é uma rocha leucocrática a hololeucocrática de coloração que varia em diversos tons, desde o verde, rosa, branco e amarelo (dados pelo processo de alteração intempérica). Texturalmente, ocorre uma variação desde trama protomilonítica, com porfiroclastos de feldspato de 1 a 2 cm e fitas de quartzo, passando para milonítica, com porfiroclastos de

0,5 cm de feldspato e abundantes fitas de quartzo, até chegar a um charnockito ultramilonítico, sem porfiroclastos e com fitas de quartzo formando planos bem definidos. Recentemente, Bento dos Santos *et al.* (2009)

obtiveram a idade U-Pb de ca. 620 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito, o que torna esta unidade mais jovem do que os demais litotipos do complexo.

## GEOQUÍMICA DO COMPLEXO JUIZ DE FORA: RESULTADOS E DISCUSSÕES

Como descrito anteriormente, o CJF compreende um conjunto heterogêneo de rochas granulíticas ortoderivadas. Para o estudo geoquímico deste complexo na folha Santo Antônio de Pádua foram selecionadas rochas ácidas a básicas, procurando também uma boa distribuição areal na unidade. A preparação das amostras foi conduzida no Laboratório de geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. As análises litogeoquímicas foram realizadas no Laboratório ACT-LABS, no Canadá.

Foram obtidas análises para elementos maiores, menores e traço, incluindo os elementos terras raras. As análises foram efetuadas pelos métodos de ICP-AES (*inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry*) e ICP-MS (*inductively coupled plasma-mass spectrometry*). Os limites de detecção para os elementos maiores situam-se entre 0,01 e 0,001%/peso para TiO<sub>2</sub> e MnO. Já com elementos traços os limites de detecção oscilam entre 1 e 5 ppm, e entre 0,1 a 0,01 para os ETR. Maiores detalhes sobre a metodologia empregada pelo laboratório podem ser encontrados em [www.actlabs.com](http://www.actlabs.com).

Dados litogeoquímicos anteriormente publicados para o conjunto dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora incluem os trabalhos de Oliveira (1982) para o noroeste fluminense, Heilbron (1993), Duarte (1997), Heilbron *et al.* (1998) para a regiões de

Valença-Conservatória (RJ) e Juiz de Fora (MG), além de dados de André *et al.* (2009) para a região de Três Rios (MG).

Os granulitos intermediários a ácidos do CJF correspondem a rochas da Série calcioalcalina, com exceção de uma amostra que possui características da uma série transicional a alcalina (triângulo vermelho). A plotagem destas amostras nos diagramas Alc x SiO<sub>2</sub> de Le maitre (1982) e AFM de Irvine & Baragar (1971) das figuras 5a e 5b ilustram, esta subdivisão proposta. Todas as suítes mostram tendência metaluminosa. Já as rochas básicas, formam um conjunto bastante homogêneo e integram a Série Toleítica (quadrados verdes)

Dentro da Serie Calcioalcalina foi possível a subdivisão de três grupos, representados por círculos nos diagramas, além de quatro amostras distintas do ponto de vista geoquímico, que foram representadas por triângulos nos diagramas apresentados a seguir. A separação destes três conjuntos calcioalcalinos foi feita com base na análise detalhada de todos os diagramas de variação (Diagramas de Harker, bem como pelos padrões de distribuição dos Elementos Terras Raras. A subdivisão proposta será comentada a seguir, e guarda direta correlação com as relações de campo, bem como com a mineralogia descrita, mesmo que metamórfica.

**Tabela 1: Análises Químicas do Complexo Juiz de Fora.**

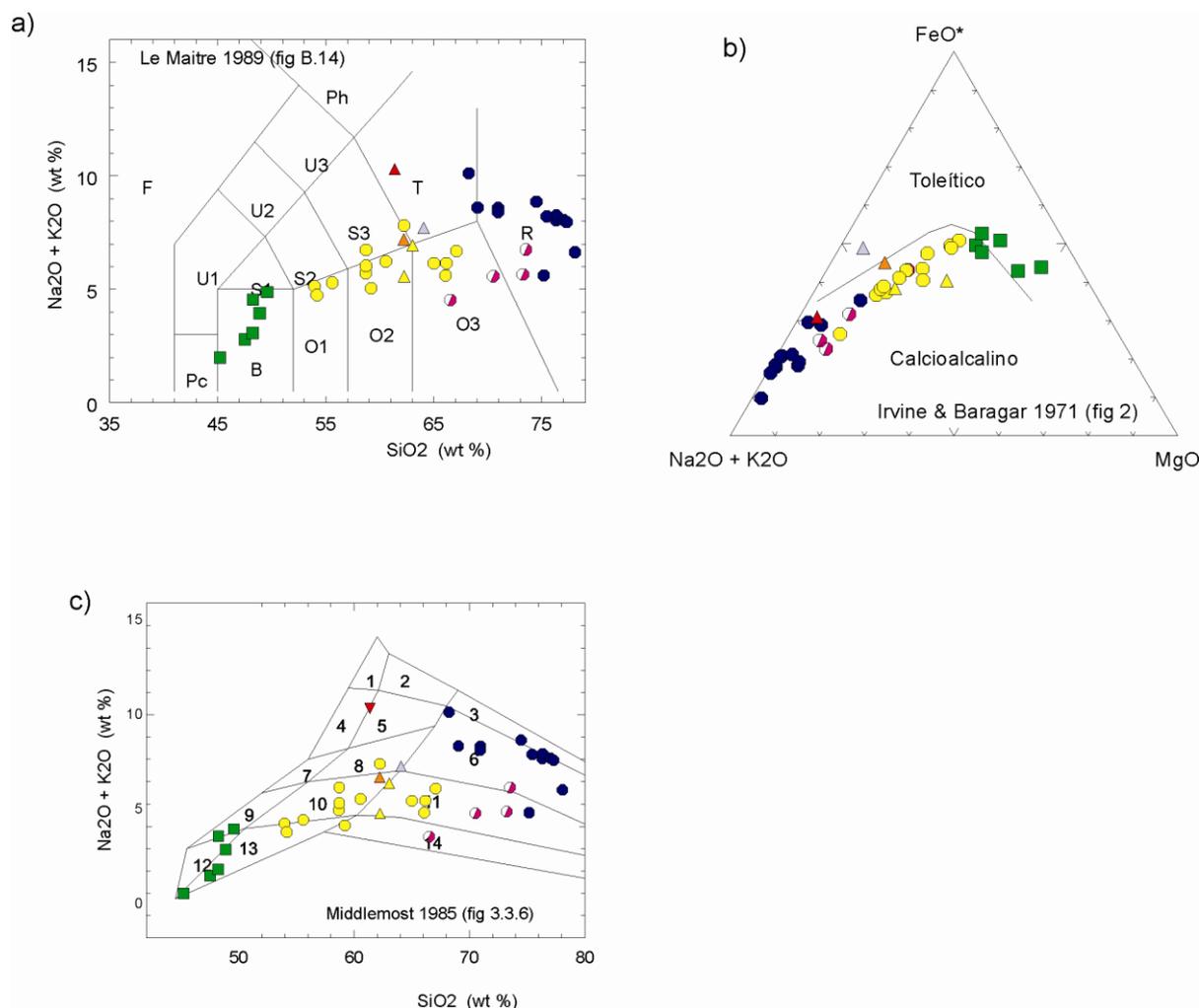
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	grupo
PD-21-12C	53.75	16.37	10.85	0.142	4.82	7.58	4.01	1.11	0.846	0.14	0.75	100.4	CA1
PD-21-07	76.37	11.91	2.38	0.045	0.12	0.9	2.56	5.49	0.25	0.04	0.61	100.7	CA2
PD-21-59	65.2	15.58	5.17	0.07	1.78	4.52	4.5	1.04	0.593	0.21	0.52	99.19	CA1
PD-21-66B	48.77	14.45	13.21	0.185	6.77	11.4	2.95	0.99	0.978	0.08	0.59	100.4	TH
PD-21-47	45.11	13.57	11.4	0.167	11.1	15.12	1.29	0.7	1.206	0.12	0.87	100.6	TH
PD-21-44	71.79	14.13	2.27	0.026	0.63	3.24	4.13	1.42	0.346	0.06	0.93	98.98	CA3
PD-21-12A	53.96	15.05	11.46	0.143	5.21	7.98	3.58	1.15	0.959	0.11	0.51	100.1	CA1
PD-21-61	69.21	14.74	3.35	0.049	1.03	3.78	4.19	1.29	0.431	0.1	0.77	98.94	CA3
PD-22-41A	61.14	13.93	7.85	0.085	4.92	3.67	3.16	2.32	0.74	0.4	0.7	98.91	an
SA-23-14	74.35	11.49	4.09	0.11	1.2	1.53	2.18	3.37	0.538	0.05	0.73	99.66	CA2
PD-23-03A	46.41	18.72	10.79	0.184	6.67	10.82	1.99	0.74	1.191	0.19	0.83	98.52	TH
PD-22-17A	47.58	15.73	11.97	0.18	7.29	9.85	3.45	1.04	1.406	0.13	0.73	99.35	TH
SA-CL-03	75.62	11.89	2.02	0.041	0.13	0.92	2.76	5.42	0.216	0.04	0.46	99.49	CA2
SA-CL-04	76.91	11.62	2.04	0.04	0.09	0.86	2.72	5.33	0.232	0.04	0.53	100.4	CA2
SA-CL-11	76.68	11.71	1.74	0.038	0.08	0.85	2.9	5	0.189	0.03	0.73	99.93	CA2
SA-CL-17	77.54	10.88	2.05	0.043	0.29	1.68	2.78	3.81	0.132	0.13	0.93	100.3	CA2
SA-CL-19	75.19	12.48	2.39	0.016	0.1	1.02	2.95	5.24	0.185	0.11	0.87	100.6	CA2
SA-CL-21	66.45	14.84	5.63	0.091	2.13	5.28	3.72	0.81	0.772	0.18	0.38	100.3	CA3
SA-CL-20B	71.03	13.73	4.08	0.081	0.33	1.83	3.21	5.21	0.512	0.13	0.64	100.8	CA2
PT-52	58.67	15.06	9.81	0.146	3.35	6.41	3.92	1.58	0.769	0.31	0.81	100.8	CA1
PT-53	58.18	16.41	7.78	0.125	3.42	6.66	3.93	1.74	0.635	0.27	0.46	99.6	CA1
PT-67	63.17	15.32	6.75	0.08	2.8	3.54	3.23	3.72	1.145	0.45	0.78	101	an
RN-9	55	14.45	10.9	0.167	5.01	6.74	3.35	1.88	1.116	0.33	0.34	99.28	CA1
N-5	60.28	15.85	7.58	0.11	2.82	5.76	3.33	2.87	0.678	0.28	0.45	99.99	CA1
PT-29B	73.51	13.25	2.53	0.049	1.02	2.58	2.72	4.03	0.222	0.09	0.32	100.3	CA3
PT-29C	47.25	16.12	10.05	0.162	9.03	10.53	2.82	0.19	1.553	0.28	0.64	98.65	TH
PT-29BCLARA	58.97	16.64	7.46	0.146	3.79	6.3	3.84	2.23	0.795	0.26	0.45	100.9	CA1
RN-02FINA	63.57	13.31	9.06	0.114	0.88	3.03	2.52	5.12	1.206	0.43	0.84	100.1	an
RN-02GROSSA	58.12	17.32	7.34	0.128	2.76	5.74	4.77	1.91	0.548	0.37	1.02	100	CA1
IP-07II-15A	58.89	16.01	7.97	0.317	1.92	2.02	3.55	3.27	0.652	0.05	3.89	98.55	an
PT-39B	56.08	14.56	10.61	0.17	2.47	5.34	3.22	3.23	2.302	0.73	0.72	99.42	CA1
PT-47	65.78	13.63	6.4	0.083	1.25	3.02	2.94	4.93	1.121	0.39	0.75	100.3	CA1
CI-23-30	60.06	17.77	5.32	0.105	0.62	3.05	3.15	6.92	0.683	0.18	1.34	99.19	ALC
PT-39	55.2	15.17	10	0.166	2.39	5.31	3.39	3.6	2.194	0.79	0.74	98.95	CA1

	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Grupo
--	----	----	---	----	----	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-------

PD-21-12C	33	3	215	164	258	27	43	150	51	80	80	60	27	2	5	CA1
PD-21-07	4	1	5	739	72	57	409	20	31	20	10	60	21	2	5	CA2
PD-21-59	10	1	72	426	454	9	163	20	34	20	100	60	21	1	5	CA1
PD-21-66B	41	2	280	92	127	26	53	270	57	120	40	70	16	1	5	TH
PD-21-47	28	2	204	74	385	17	85	1110	76	520	10	50	15	2	5	TH
PD-21-44	3	1	33	543	395	2	137	20	35	20	30	40	17	1	6	CA3
PD-21-12A	41	3	246	144	220	33	79	210	44	60	20	140	26	1	5	CA1
PD-21-61	6	1	46	496	286	10	155	20	34	20	10	40	18	1	12	CA3
PD-22-41A	13	2	107	402	237	12	180	380	28	40	20	130	21	1	5	an
SA-23-14	11	1	61	714	174	45	315	60	44	20	20	70	16	1	5	CA2
PD-23-03A	32	1	248	279	583	25	68	30	44	20	30	60	18	1	5	TH
PD-22-17A	31	1	183	422	261	19	82	140	55	30	160	120	18	1	5	TH
SA-CL-03	5	1	5	959	87	49	371	20	28	20	10	60	17	2	5	CA2
SA-CL-04	4	1	5	932	81	42	353	20	25	20	10	60	20	2	5	CA2
SA-CL-11	3	1	5	765	72	29	279	20	26	20	10	60	17	2	5	CA2
SA-CL-17	9	2	8	666	124	91	176	20	31	20	20	30	14	1	5	CA2
SA-CL-19	1	1	5	986	114	26	138	20	23	20	20	30	19	1	5	CA2
SA-CL-21	18	2	120	319	282	21	152	40	26	20	20	50	14	1	9	CA3
SA-CL-20B	10	2	14	1642	171	67	736	20	24	20	10	80	18	1	5	CA2
PT-52	25	3	153	300	364	59	177	110	34	30	30	110	21	1	41	CA1
PT-53	21	3	151	554	491	25	148	90	30	20	10	90	20	1	5	CA1
PT-67	11	2	94	1460	459	13	354	120	21	40	30	130	21	1	7	an
RN-9	41	3	169	537	339	100	356	180	39	40	20	130	21	2	5	CA1
N-5	19	2	121	1191	522	25	164	50	33	20	10	40	14	1	5	CA1
PT-29B	5	2	33	1307	428	8	137	30	23	20	10	40	9	1	5	CA3
PT-29C	32	1	206	153	311	27	153	380	53	180	70	80	16	1	46	TH
PT-29BCLARA	23	3	130	654	450	38	215	110	31	20	10	110	20	1	5	CA1
RN-02FINA	14	2	38	1634	233	77	873	20	22	20	20	90	20	1	12	an
RN-02GROSSA	18	3	111	683	970	41	154	20	40	20	80	50	18	1	5	CA1
IP-07II-15A	16	1	110	763	251	25	168	70	106	40	180	40	18	1	25	an
PT-39B	18	3	167	1652	396	42	355	20	30	20	40	90	20	1	16	CA1
PT-47	10	3	67	1282	266	50	730	20	23	20	20	140	21	1	5	CA1
CI-23-30	11	1	15	5575	323	12	1220	20	16	20	10	60	16	1	5	ALC
PT-39	19	3	162	1928	428	43	211	20	26	20	20	110	20	1	5	CA1

	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Grupo
PD-21-12C	12	8	2	0.5	0.2	3	0.5	0.5	23	61.3	8.15	31.1	7.4	1.11	6.7	1	CA1
PD-21-07	150	12	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	114	231	25.4	81.7	15.9	2.12	13.2	2	CA2
PD-21-59	10	5	3	0.5	0.2	1	0.5	0.5	20.7	37.9	4.13	14	2.9	1.03	2.5	0.4	CA1
PD-21-66B	8	5	8	0.5	0.2	2	0.5	0.5	6.7	17.7	2.28	10	2.7	1.09	3.4	0.6	TH
PD-21-47	6	6	2	7.4	0.2	1	0.5	0.5	8.7	19.6	2.72	11.8	3.1	1.14	3.2	0.6	TH
PD-21-44	24	4	2	0.5	0.2	4	1	0.5	15.8	23.2	2.06	5.1	0.8	0.72	0.5	0.1	CA3
PD-21-12A	11	9	2	0.5	0.2	3	0.5	0.5	23.4	65.6	8.76	33.6	8.1	1.16	7.5	1.2	CA1
PD-21-61	41	5	2	0.5	0.2	2	0.5	0.5	26.5	48.1	4.93	15.1	2.8	0.92	2.5	0.4	CA3
PD-22-41A	99	13	2	0.5	0.2	2	0.5	0.6	103	204	22.1	64.9	10.9	1.22	6.9	0.7	an
SA-23-14	152	21	10	0.5	0.2	1	0.5	0.5	70.8	141	14.7	45.2	8.3	1.05	7	1.1	CA2
PD-23-03A	8	5	2	0.5	0.2	2	0.5	0.5	22.6	55	7.15	27.5	6.1	1.85	5.5	0.8	TH
PD-22-17A	13	6	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	10.8	24.3	3.17	12.8	3.2	1.42	3.5	0.6	TH
SA-CL-03	156	14	2	0.5	0.2	4	0.5	0.5	83.5	173	19.8	67.7	13.5	2.24	11.7	1.8	CA2
SA-CL-04	149	13	2	0.5	0.2	2	0.5	0.5	87.8	180	19.9	68.7	13.2	2.3	10.9	1.7	CA2
SA-CL-11	169	10	2	0.5	0.2	3	0.5	0.5	50.8	92.7	10.6	37	8	1.97	6.9	1.1	CA2
SA-CL-17	99	14	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	98.1	238	30.1	107	24.9	2	21.3	3.4	CA2
SA-CL-19	156	4	2	0.5	0.2	4	0.5	0.5	44.5	88.4	10.9	40.8	8.6	1.94	7	1.1	CA2
SA-CL-21	6	8	2	0.5	0.2	6	0.5	0.5	27.3	59.1	6.91	24.4	4.9	1.39	4.5	0.7	CA3
SA-CL-20B	126	15	2	0.5	0.2	2	0.5	0.5	90.4	192	22.8	81.6	16.8	4.14	15.1	2.4	CA2
PT-52	37	14	2	0.5	0.2	7	1.2	0.5	60.4	144	18.4	63.9	13.7	1.92	10.9	1.8	CA1
PT-53	42	9	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	46.1	104	12.2	39.8	8.3	1.75	6.5	0.9	CA1
PT-67	175	15	2	0.5	0.2	2	0.8	1.5	141	259	25.9	65.6	10	1.6	6.1	0.6	an
RN-9	51	24	2	0.5	0.2	4	0.5	0.5	97.2	246	33	119	26.2	2.74	20.5	3.3	CA1
N-5	71	8	2	0.5	0.2	8	0.5	0.5	55.1	113	12.7	41.6	8.2	1.75	6.7	0.9	CA1
PT-29B	103	4	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	35	59.7	5.36	15.6	2.6	1.17	2	0.3	CA3
PT-29C	3	2	2	0.5	0.2	2	1.6	0.5	11.6	34.6	4.5	18.9	5	1.73	5	0.9	TH
PT-29BCLARA	73	12	2	0.5	0.2	2	0.5	0.5	59.3	126	14.3	49.1	9.5	1.64	8.1	1.2	CA1
RN-02FINA	125	26	2	0.5	0.2	3	0.5	0.5	112	250	30.1	104	20.8	3.18	17.2	2.6	an
RN-02GROSSA	58	9	2	0.5	0.2	11	0.5	0.5	46.8	118	15.8	57.2	12.5	2.65	9.9	1.4	CA1
IP-07II-15A	48	5	7	0.5	0.2	1	0.5	0.5	34.2	70.7	7.63	24.5	4.9	1.73	4.7	0.7	an
PT-39B	91	20	2	0.5	0.2	1	0.5	1.6	77.2	147	16.9	56.4	11.2	2.95	9.9	1.5	CA1
PT-47	163	23	2	0.5	0.2	2	0.5	0.5	86.1	198	23.9	81.4	15.2	2.22	12.6	1.9	CA1
CI-23-30	113	6	2	0.5	0.2	1	0.5	1.5	34.3	65.4	7.36	22.5	4.1	4.34	3.5	0.4	ALC
PT-39	88	20	2	0.5	0.2	1	0.5	1.5	84.3	156	17.5	58.7	11.7	3	10.2	1.5	CA1

	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	Grupo
PD-21-12C	5.7	1.1	2.9	0.4	2.4	0.33	1.6	0.7	135	0.1	5	0.4	0.8	0.2	CA1
PD-21-07	11.7	2.4	7.1	1.02	6.1	0.83	12.1	0.5	281	1.1	25	0.4	11.8	0.7	CA2
PD-21-59	2	0.4	1.1	0.16	0.9	0.13	4.1	0.5	202	0.1	5	0.4	0.6	0.2	CA1
PD-21-66B	4.2	0.9	3	0.45	2.9	0.45	1.6	0.6	78	0.1	5	0.4	0.7	0.5	TH
PD-21-47	3.3	0.7	1.9	0.27	1.6	0.24	2.4	0.5	69	0.1	5	0.4	0.9	0.9	TH
PD-21-44	0.3	0.1	0.2	0.05	0.2	0.04	3.5	0.6	338	0.1	6	0.4	0.2	0.1	CA3
PD-21-12A	6.5	1.2	3.5	0.48	2.8	0.39	2.6	0.8	93	0.1	5	0.4	0.7	0.2	CA1
PD-21-61	1.9	0.4	1.2	0.17	1	0.14	3.9	0.6	294	0.2	5	0.4	0.6	0.2	CA3
PD-22-41A	2.9	0.5	1.3	0.18	1	0.12	4.7	0.8	104	0.6	7	0.4	18.2	0.9	an
SA-23-14	7	1.6	5.5	0.88	6.1	0.99	9.1	0.8	388	1	20	31.2	43.5	1.8	CA2
PD-23-03A	4.9	1	2.9	0.42	2.5	0.39	2.3	0.3	57	0.1	5	1.4	1.2	0.2	TH
PD-22-17A	3.6	0.7	2.2	0.32	2	0.28	2.6	0.5	90	0.1	5	0.4	1.1	0.2	TH
SA-CL-03	10.6	2.1	6.2	0.88	5.2	0.72	11	0.5	283	1.1	23	0.4	5.1	0.5	CA2
SA-CL-04	9.6	1.9	5.8	0.85	5.2	0.73	12	0.5	302	1	23	0.4	6.1	0.6	CA2
SA-CL-11	6.2	1.2	3.6	0.49	2.9	0.43	8.8	0.5	333	1	21	0.4	0.6	0.6	CA2
SA-CL-17	18.7	3.5	9.8	1.31	7.4	0.98	5.8	0.9	338	0.4	9	0.4	5.6	0.5	CA2
SA-CL-19	5.8	1.1	3	0.4	2.1	0.26	3.9	0.4	279	1.1	18	0.4	2.1	1	CA2
SA-CL-21	4.1	0.8	2.5	0.36	2.2	0.35	4.1	1	165	0.2	5	0.4	0.7	0.2	CA3
SA-CL-20B	13.3	2.6	7.8	1.08	6.4	0.94	18.3	0.5	228	0.5	12	0.4	5.3	0.4	CA2
PT-52	10.7	2.1	6.4	0.93	5.7	0.78	5.4	0.9	151	0.2	9	0.4	4.7	0.6	CA1
PT-53	5.1	1	3	0.42	2.5	0.38	4.6	0.6	102	0.3	6	0.4	1.3	0.2	CA1
PT-67	2.8	0.5	1.4	0.18	0.9	0.11	8.6	0.7	73	1.2	15	0.4	20.4	0.5	an
RN-9	19.3	3.8	11	1.54	9.2	1.22	9.8	1.1	131	0.4	7	0.4	3.4	0.6	CA1
N-5	4.9	1	2.8	0.37	2.2	0.34	4.4	0.4	196	0.2	5	0.4	1	0.2	CA1
PT-29B	1.6	0.3	0.9	0.13	0.8	0.13	3.9	0.5	214	0.7	18	10.1	4.7	0.5	CA3
PT-29C	5.4	1.1	3.3	0.46	2.8	0.39	4.3	0.3	83	0.1	5	0.4	12.5	0.3	TH
PT-29BCLARA	6.8	1.3	4.1	0.57	3.4	0.49	5.9	0.7	132	0.6	11	0.4	4.2	0.4	CA1
RN-02FINA	14.2	2.8	8.3	1.17	7.1	1.06	20.4	1.4	123	0.4	5	0.4	1.6	0.2	an
RN-02GROSSA	7.3	1.4	4.4	0.63	4.1	0.61	4.4	0.9	133	0.2	5	0.4	1.6	0.3	CA1
IP-07II-15A	4.1	1	3.4	0.56	3.8	0.61	5	0.7	359	0.6	5	0.4	3.5	0.7	an
PT-39B	8.1	1.6	4.4	0.62	3.9	0.61	9	1.5	62	0.1	5	0.4	4.5	1.2	CA1
PT-47	10	2	5.5	0.76	4.7	0.67	18.2	1.3	138	1.1	21	0.4	5.4	0.4	CA1
CI-23-30	2.3	0.5	1.4	0.2	1.4	0.24	23.8	0.5	143	0.5	8	0.4	3	1.3	ALC
PT-39	8	1.5	4.5	0.64	3.8	0.53	5.5	1.5	53	0.3	5	0.4	5.1	1.1	CA1



**Figura 5.** Gráficos com elementos maiores utilizados para discriminação das séries magmáticas: a) Alc x SiO<sub>2</sub>; b) diagrama AFM e c) diagrama classificatório de Middlemost (1985). Símbolos: quadrados verdes-granulitos básicos; círculos amarelos e de cor magenta-granulitos intermediários a ácidos; círculos azuis- charnockito Pedra Madeira; triângulos de várias cores- amostras anômalas e triângulo vermelho- granulito de composição alcalina (traquítica).

Dentre as suítes calcioalcalinas, o Grupo I representa principalmente rochas de composição granodiorítica, tonalítica e diorítica (círculos amarelos, figura 5c). O conjunto mais heterogêneo de rochas félsicas (triângulos) poderia estar associado ao grupo 1, representando talvez rochas cumuláticas deste conjunto, o que será comentado nos diagramas de Harker a seguir. As rochas félsicas, de composição granítica (círculos azuis, figura 5c), incluem as variedades conhecidas como Pedra Madeira, e são abundantes na área, formando o Grupo 2, enquanto que um conjunto de rochas do Grupo 3 (círculos cortados rosa, figuras 5a a 5c) compreendem granodioritos a granitos.

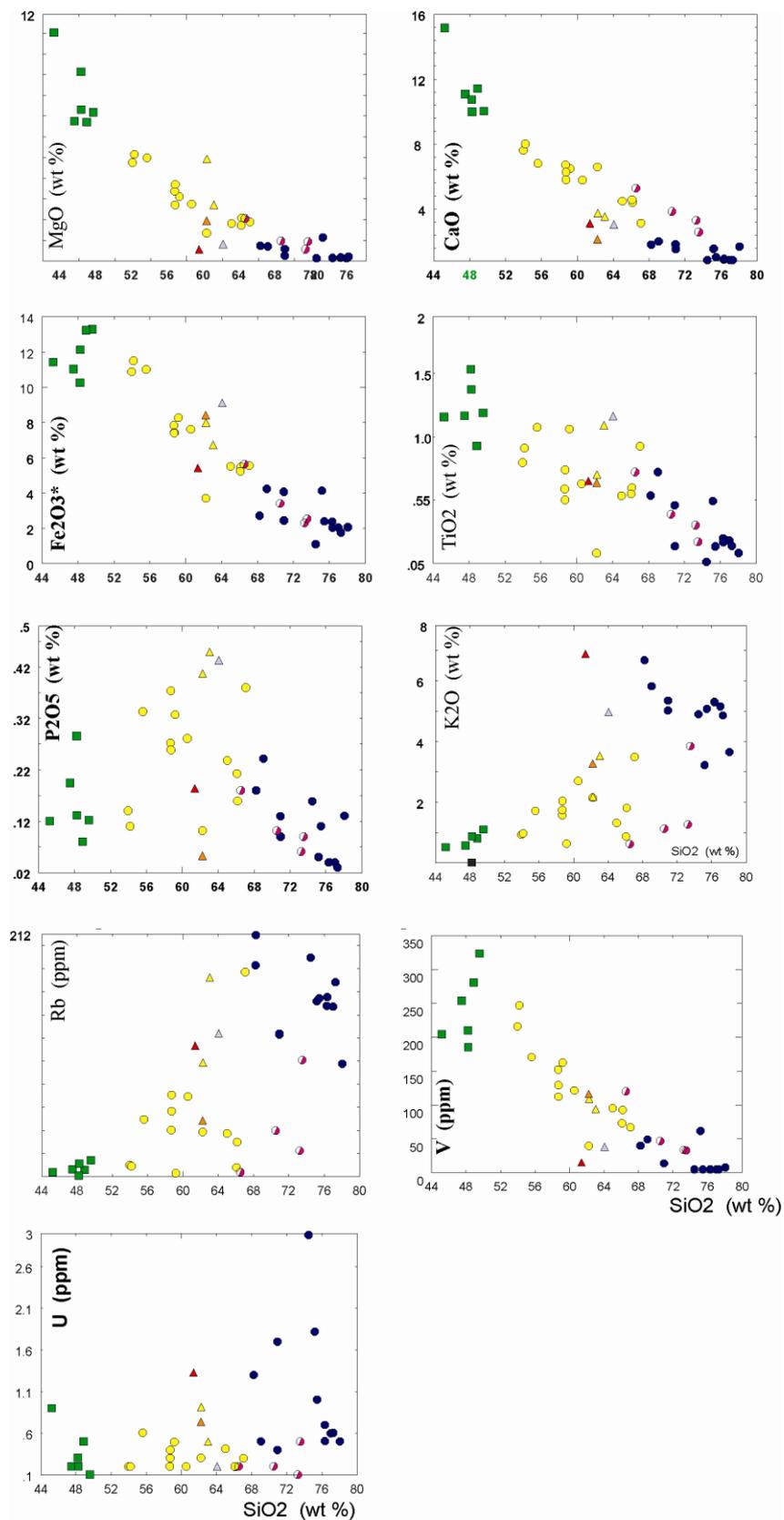
A análise da correlação de elementos maiores nos diagramas binários tipo Harker, separam muito bem as séries calcioalcalinas descritas anteriormente. Para todas as suítes, o

comportamento dos elementos maiores, como por exemplo, MgO, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (figura 6) indicam correlação negativa com a diferenciação, enquanto que ALK, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e K<sub>2</sub>O mostram que as rochas do Grupo I possuem correlação positiva para estes elementos, contrastando com a tendência para correlação negativa com os granitos/granodioritos do Grupo 2. Vale destacar que o grupo 1 é formado por uma suíte calcioalcalina de médio K<sub>2</sub>O, enquanto que os grupo 2 integra uma suíte de alto K<sub>2</sub>O e o grupo 3 uma suíte de baixo K<sub>2</sub>O.

Os elementos menores também separam muito bem os grupos de granulitos ortoderivados. Os granitos/granodioritos do grupo 2 são enriquecidos em HFS e LILE, como por exemplo em W, Y, Nb, Ba, Zr, Hf e Rb, e apresentam baixos teores de Sr (figura 6).

A figura 6, a seguir apresenta alguns diagramas de variação com SiO<sub>2</sub>, a título de exemplificar

as diferenças entre os grupo de rochas calcioalcalinas.



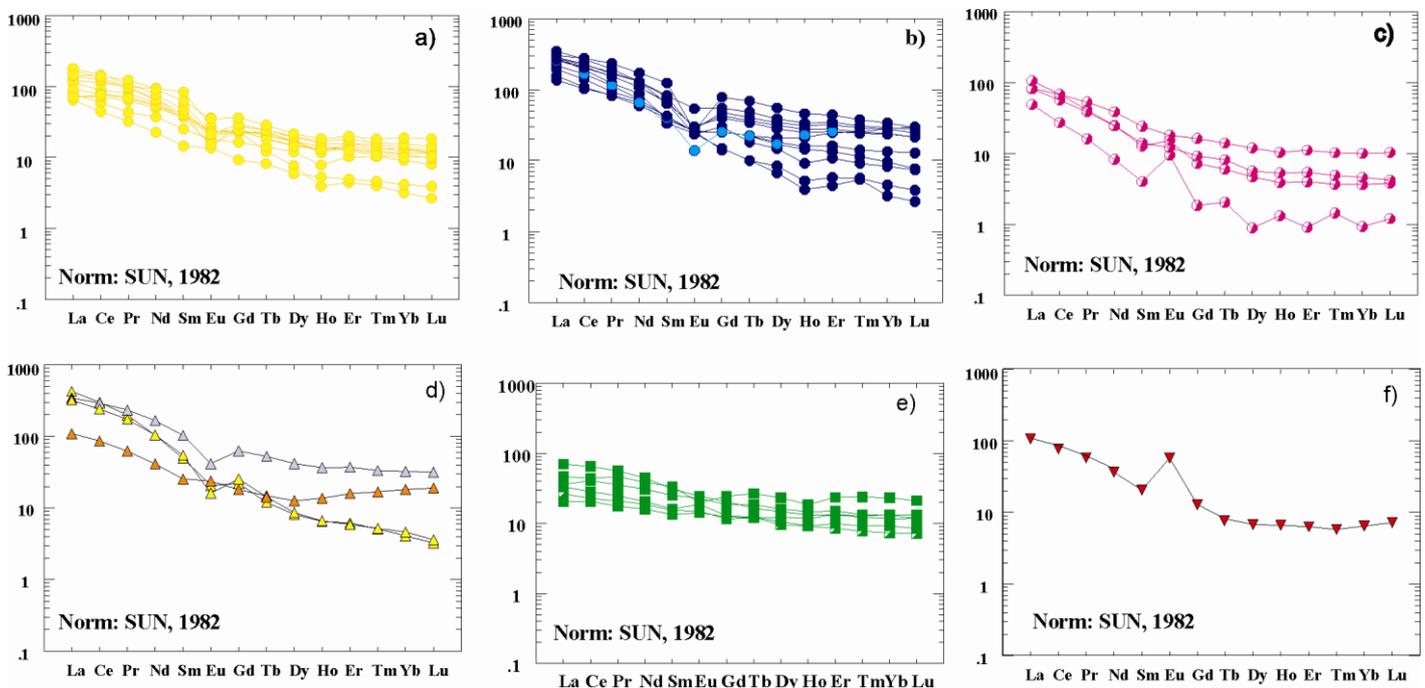
**Figura 6.** Diagramas de variação de Harker (SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação) selecionados para ilustrar a subdivisão geoquímica proposta. Símbolos como na figura 5.

Quatro rochas representadas por triângulos nos diagramas, apresentam comportamento anômalo em relação ao *trend* magmático das rochas do grupo 1 (figura 6). Todas exibem baixos teores em CaO, sendo que duas delas (triângulos amarelos), por apresentarem também altos teores de MgO, FeO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> poderiam representar rochas cumuláticas ricas em minerais máficos e apatita. A rocha representada por triângulo laranja, também poderia representar uma rocha cumulática desta fase, entretanto, com menores teores de MgO. Já o tonalito/monzonito representado por um triângulo lilás exibe altos teores em K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e TiO<sub>2</sub>, e elevados teores e ETRP possa representar acumulação de anfibólios, apatita e minerais opacos durante o processo de diferenciação magmática.

Os elementos terras raras (ETR), plotados em “aranhogramas” normalizados pelo condrito de Sun (1982), bem como a projeção das razões La/Lu ilustram também a separação proposta. As amostras dos grupos 1 e 2 mostram padrão fracionado, com anomalias negativas de Eu, enquanto que o grupo 3 não apresentam anomalias pronunciadas, sugerindo

participação de plagioclásio. Também o comportamento dos ETR nos grupos 1 e 3 indicam correlação positiva entre o aumento no conteúdo destes elementos e a diferenciação, enquanto que os granodioritos/granitos do Grupo 2 mostram comportamento inverso (figura 7). As amostras anômalas, representadas por triângulos, ora possuem comportamento semelhante ao Grupo 1 (triângulos amarelos, e poderiam, tal como comentado anteriormente representar rochas cumuláticas), ora formam um conjunto a parte. Seus padrões de ETR se assemelham ao conjunto dos tonalitos. Digno de nota são os altos teores de Ba, Zr e Hf das amostras com características transicionais.

As rochas da Série Toleítica (quadrados verdes) são muito homogêneas, com exceção da amostra PT-29C e formam um grupo de baixo TiO<sub>2</sub> (valores abaixo de 1.5 %). Exibem um padrão não fracionado de ETR normalizado pelo condrito de Sun, além de enriquecimento da ordem de 20 a 90 vezes ao valor do condrito. Seu padrão assemelha-se a toleitos de arco, ou mesmo basaltos do tipo E-MORB. Vale à pena ressaltar os altos teores de Cr e Ni deste conjunto.



**Figura 7.** “Aranhogramas” com ETR, normalizados por condrito, para os diferentes grupos químicos propostos. Símbolos como na figura 5.

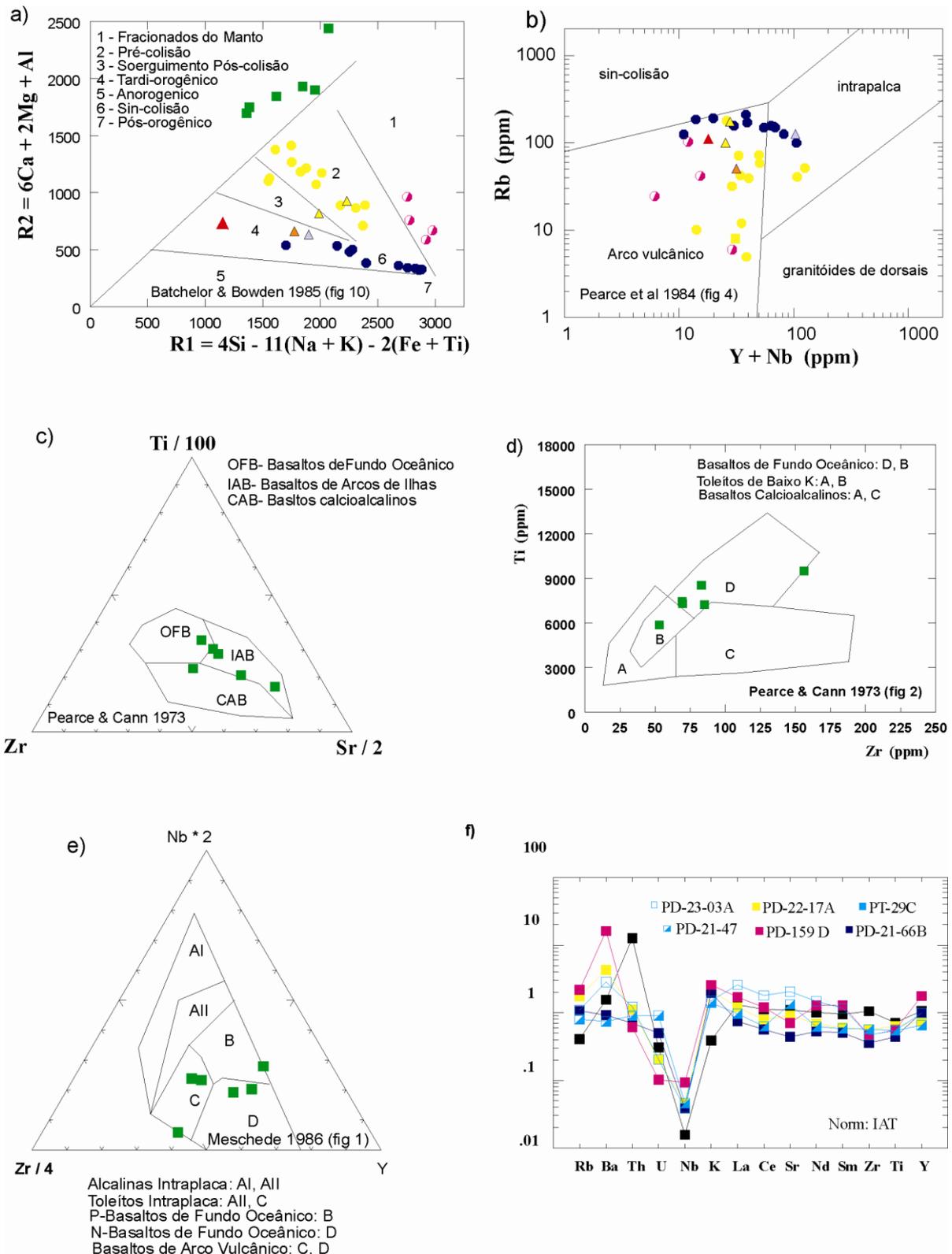
Em todos os diagramas que apontam para ambientes tectônicos, os três grupos calcioalcalinos apresentam padrões compatíveis

com arcos magmáticos, sendo que as amostras do Grupo 2, mais ácidas, mostram algumas características geoquímicas mais evoluídas, e

poderiam estar relacionadas a ambientes sin a tardi-colisionais (figura 8).

Os granulitos básicos, integrantes da série toleítica, possuem características de

toleitos de arco ou de basaltos de fundo oceânico (figura 8).



**Figura 8.** Diagramas discriminantes para ambientes tectônicos. Os diagramas 8a e 8b ilustram o ambiente tectônico de arcos para os granulitos intermediários a ácidos, e o caráter sin-colisional para os granulitos charnockíticos. Os diagramas 8c até 8f demonstram a afinidade de basaltos de arco (IAT) ou de fundo oceânico (MORB) para os granulitos básicos. Símbolos como na figura 5.

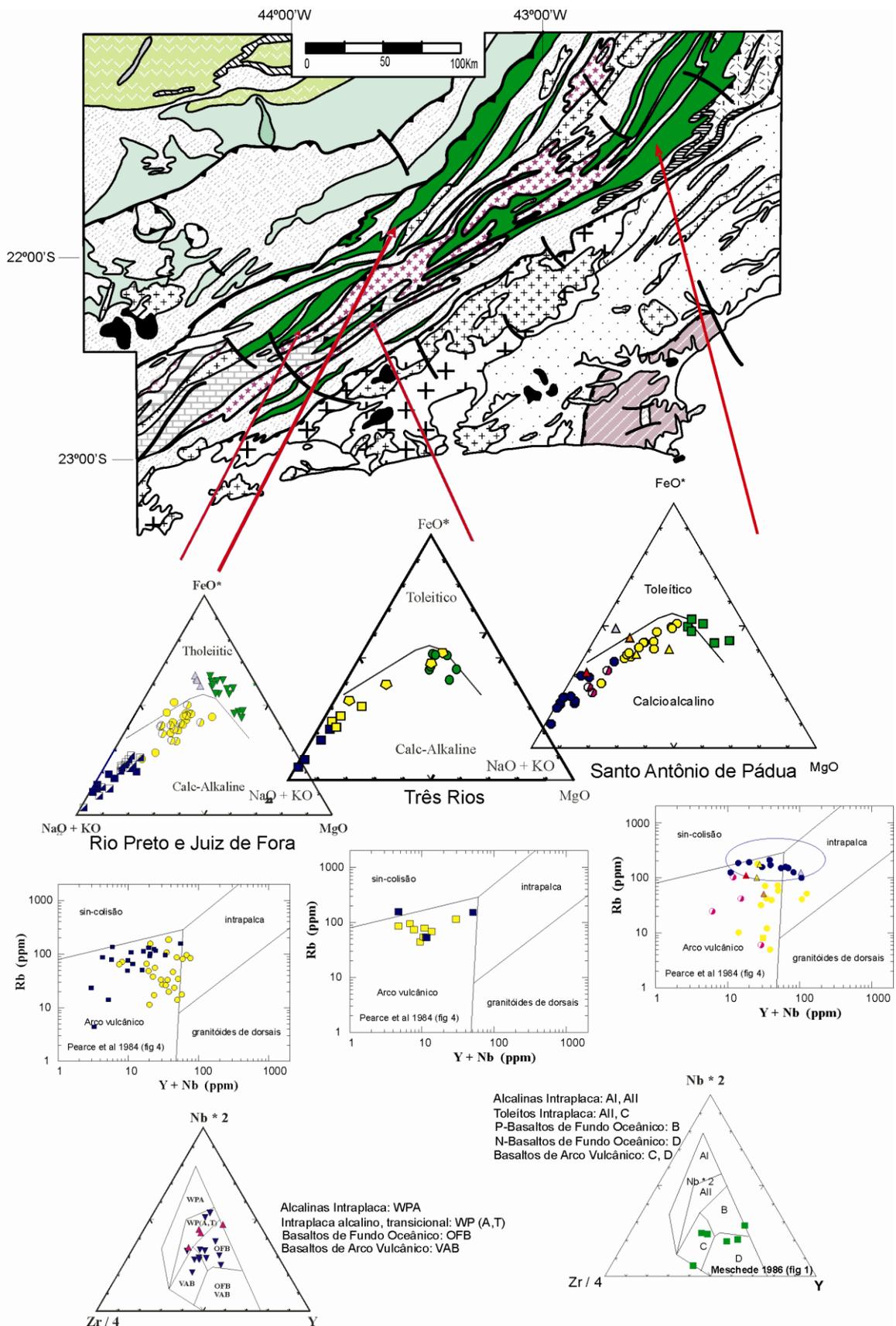
## CONCLUSÕES

Os dados geológicos e geoquímicos obtidos para os ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora, na Folha Santo Antônio de Pádua na escala de 1:100.000, atestam a continuidade lateral desta importante unidade do embasamento Pré- 1,7 Ga da Faixa Ribeira Central para a região noroeste fluminense, tornando-se portanto importante unidade para correlação com o segmento sul da Faixa Araçuaí. Apesar de se prolongar por quase três centenas de Kms, desde a região próximo ao limite com o Estado de São Paulo até o segmento NW fluminense, os dados geoquímicos confirmam que apesar de muito variados em composição, os ortogranulitos do CJF são representantes de arcos magmáticos paleoproterozóicos, com grande extensão lateral, tal como sugerido com Heilbron *et al.* (2010). Sua assinatura geoquímica inclui tanto rochas félsicas calcioalcalinas, bem como rochas básicas toleíticas de arcos juvenis ou mesmo de fundo oceânico, indicando, portanto a presença arcos magmáticos mais primitivos, desenvolvidos na borda SE do paleocontinente São Francisco, atestando um modelo mais acrescionário para sua construção. O ambiente juvenil e, portanto intra-oceânico, é corroborado pelas idades modelo TDM e pelos valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivos para as rochas do Complexo Juiz de Fora (Ragatky *et al.*;1999; André *et al.*, 2009; ) bem como pela ocorrência de rochas de fundo oceânico de ca. 2,4 Ga, representando as associações mais antigas detectadas no Complexo Juiz de Fora.

Comparando com os dados litogeoquímicos anteriormente publicados na

literatura (figura 9), abrangendo a região entre Rio Preto (MG), Nossa Senhora do Amparo-Conservatória (RJ), Três Rios (RJ) e Juiz de Fora (MG), já mencionados anteriormente (Heilbron *et al.*, 1988; Oliveira, 1982; André, 2009), constatamos que em todas as áreas alvo foram encontrados dois grupos de rochas calcioalcalinas (arcos magmáticos, ca. 2,1 a 2,07 Ga), dois grupos de rochas básicas (fundo oceânico e intraplaca, ca. 2,4 e ca. 1,7 Ga), segundo Heilbron *et al.* (2010) e, mais raramente, rochas com tendência alcalina, tal como apontado no presente trabalho e na região de Três Rios por André *et al.* (2009). Em todas as regiões estudadas são mais abundantes os tipos de composição intermediária da série calcioalcalina de médio K, enquanto que tanto na região de Rio Preto-Conservatória, como em Santo Antônio de Pádua são abundantes os tipos básicos toleíticos.

A maior diferença encontrada, nesta região estudada, é a ocorrência de um terceiro grupo de rochas calcioalcalinas, representadas por granitos miloníticos a ultramiloníticos, conhecidos como Pedra Madeira, que são especialmente abundantes na folha Santo Antônio de Pádua 1:100.000. Estes possuem contrastante assinatura para granitóides sin-colisionais. Portanto, é provável que esta associação possa representar granitóides de idade brasileira intrusivos nos granulitos paleoproterozóicos do Complexo Juiz de Fora, tal como indicado recentemente pela idade U/Pb de ca. 610 Ma com retrabalhamento metamórfico de ca. 572-562 Ma (Bento dos Santos, 2009).



**Figura 9.** Comparação entre os dados geoquímicos do Complexo Juiz de Fora nas regiões entre Rio Preto- Valença- Juiz de Fora (Heilbron, 1993, Duarte 1998; Heilbron *et al.*, 1987, 1988; Duarte *et al.*, 1997), Três Rios (André, *et al.*, 2009) e os dados obtidos no trabalho. Símbolos- Região de Rio Preto Juiz de Fora e Três Rios: azul- séries calcioalcalinas de alto K, amarelo- rochas das séries calcioalcalinas de médio K, triângulos verdes- rochas básicas da série toleítica, lilás- rochas da série alcalina. Símbolos deste trabalho como nas figuras 5 a 8.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem os colegas do TEKTOS/UERJ pelas discussões e trabalhos de campo, aos alunos do curso de graduação em geologia da UERJ por sua participação ativa nos trabalhos de campo, bem como os técnicos do LGPA/UERJ pela preparação das amostras. O trabalho foi financiado com recursos dos Programas Pronageo/CPRM, Faperj-Cientistas do Nosso Estado e CNPq. Os autores agradecem as sugestões e críticas dos revisores do trabalho.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ANDRÉ, J. L. F., Valladares, C.S., Duarte, B.P. 2009. O Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios: litogeoquímica, geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) e geoquímica isotópica de Nd e Sr. *Revista Brasileira de Geociências* 34(4):773-793
2. BARBOSA A.L. & GROSSI SAD J.H. 1983. Reinterpretação Das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. *Anais do Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 2: 1-15.
3. BATCHELOR R.A. & BOWDEN P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55
4. BENTO DOS SANTOS, T. ; FONSECA, P.E., MUNHÁ, J.M.; TASSINARI, C.C.G., DIAS NETO, C. 2009. Geodynamic evolution of the São Fidelis - Santo Antônio de Pádua sector, Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Comunicações Geológicas*, 96, 101-122.
5. BENTO DOS SANTOS, T., Munhá, J., Tassinari, C., Fonseca, P., Dias Neto, C. 2010 . Thermochronology of central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: Petrological and geochronological evidence for long-term high temperature maintenance during Western Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, 180(3):285-298, 2010
6. BOYNTON W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, Amsterdam, Elsevier, 63-114.
7. CORDANI, U, DELHAL, J. LEDENT, D. 1973. Orogénese Superposées dans le Précambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências.*, 3(1):1-22.
8. COSTA, G.A., R. C.A, MOREIRA, L.M., FISCHER, D.P., 1995. Caracterização geotectônica do setor setentrional do Cinturão Ribeira: evidência de acreção Neoproterozóica no leste de Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. III, n.2, p. 51-68,.
9. DELHAL J., LEDENT D., CORDANI U., 1969. Ages Pb/U; Sr/Rb et Ar/K de Formations Métamorphiques et Granitique du Sud-Est du Brésil (Etats de Rio de Janeiro e Minas Gerais). *An. Soc. Geol. Belg.* 92: 271-283.
10. DUARTE B.P. 1998. *Evolução tectônica dos ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na região de Juiz de Fora, M.G.: Geologia, petrologia e geoquímica*. IG/USP, São Paulo, Tese de Doutorado 280 p.
11. DUARTE B.P.; CAMPOS NETO, M.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.*, 27(1): 67-82.
12. DUARTE B.P., HEILBRON, M., CAMPOS NETO, M.. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 358-362.
13. EBERT, H. 1955. *Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais*. Relatório Anual do Diretor. Rio de Janeiro, DNPM, DGM, p. 62-81.
14. EBERT, H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da

- estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**:215-229.
15. FISCHER, D.P., PIMENTEL M.M., FUCHS R.A., COSTA A.G., ROSIÈRE, C.A. 1998. Geology and Sm-Nd Isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) The Abre Campo-Manhaçu Region, Minas Gerais, Brazil. In: Intern. Conf. Bas. Tect. Brazil, 14th., *Abstracts*:.21-23.
16. GROSSI SAD J. H. & BARBOSA L. M. 1985. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. Belo Horizonte, SBG-MG, In: *Contribuições à Petrologia e à Mineralogia*, 15-27.
17. HASUI Y. , CARNEIRO, C. D. R., COIMBRA, A.M 1975. THE Ribeira Fold Belt. *Revista Brasileira de Geociências*. **5**(4): 257-266.
18. HEILBRON M. 1993. *Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira*. IG/USP, USP, Tese de Doutorado, 268 p.
19. HEILBRON, M. & MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt (se Brazil). *Precambrian Research*. , v.125:87 – 112.
20. HEILBRON M., VALERIANO C.M., VALLADARES C.S., MACHADO N. 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil, *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4): 249-266.
21. HEILBRON, M, DUARTE, B.P, NOGUEIRA, J., 1998. THE Juiz de For a Complex of Central Ribeira belt, SE Brazil: a Segment of the Paleoproterozoic crust thrust during the Panafrican Orogeny. *Journal of Gondwana Research*, 1(3/4):371-381
22. HEILBRON M., MOHRIAK W. VALERIANO C.M., MILANI E., ALMEIDA J.C.H, TUPINAMBÁ M.. 2000a. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: *Geology and Geophysics of Continental Margins, Special Number of International Geophysical Association*.. Washington DC, EUA: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 2000, v. 115, p. 1-34.
23. HEILBRON M., Pedrosa SOARES, A. C. ; CAMPOS NETO, M. ; SILVA, L. C. ; TROUW, R. ; JANASI, V. et al. 2000b. Província Mantiqueira. In: Virgino Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro; Benjamin Bley de Brito Neves. (Org.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1ª ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004, V. I: 203-234.
24. HEILBRON, M., VALERIANO, C. M., TASSINARI, C. C. G., ALMEIDA, J., TUPINAMBA, M., SIGA, O., TROUW, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society Special Publication*. , v.294, p.211 - 237.
25. HEILBRON M., DUARTE, B. P., VALERIANO, C. M., SIMONETTI, A., MACHADO, N. , NOGUEIRA, J. R.. 2010 Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt, SE-Brazil, based on U/Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178:136–148.
26. IRVINE, T.N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8:523-548.
27. KARNIOL, T. R., MACHADO, R., BILAL, E., MOUTTEET, J.. 2009 Geothermobarometry of granulites and aluminous gneisses in the Itava - Patrocínio do Muriaé section, northern Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(3): 519-532.
28. LE MAITRE, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193p.
29. MACHADO, N., VALLADARES C., HEILBRON M., VALERIANO C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79**: 347-361.
30. MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic Discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*,

101:635-643.

31. MESCHEDE, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid ocean ridges basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56:207-218.
32. MIDDLEMOST E. 1985. *Magma and magmatic rocks*. Longman Press, London. 266p.
33. MYASSHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in Island Arcs and Active Continental margins. *American Journal of Sciences*, 274(4):321-355.
34. NOCE, C. M. ; MACHADO, N. ; TEIXEIRA, W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28(1): 95-102.
35. NOCE, C. M. ; TEIXEIRA, W. ; QUÉMÉNEUR, J. J. G. ; MARTINS, V T S ; BOLZACHINI, É. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 225-239.
36. NOCE, C ; PEDROSASOARES, A ; 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, 2007.
37. OLIVEIRA, M. A. F. . Granulitos da Faixa Paraíba do Sul: caracteres químicos dos piroxênios e valores geotermométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 11(4): 222-226,.
38. OLIVEIRA M. A. F. 1982. Bulk geochemistry of the Paraíba do Sul Granulitic Belt. *Rev. Brasileira de. Geociências.*, 12(1-3):369-374.
39. PEARCE, J.A., AND CANN, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.
40. PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TIDLE A.G. 1984. Trace element discrimination for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4):956-983.
41. PEDROSA-SOARES A.C. & WIEDEMANN-LEONARDOS C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 265-286.
42. RAGATKY, D. et al. 1999. New Sm/Nd Isotopic data from pre-1.8 Ga basement rocks of the Central Ribeira belt, Brazil. *Boletim geologic Miner Argentino*, 34:346-348.
43. SILVA, L.C. DA; ARMSTRONG, R.; NOCE, C.M.; PIMENTEL, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; LEITE, C.; VIEIRA, V.S.; PAES, V.C.; 2002. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (4): 513-52
44. SILVA, L.C., MCNAUGHTON, N. J. ; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L. A. ; Fletcher, I.R. 2005 . The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, Amsterdam, 136:203-240.
45. SUN, S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta* 66: 179-192.
46. TROUW R. A., HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. P.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. AND ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz-Filho & D.A. Campos eds, *Tectonic Evolution of South America*, 31 International Geological Congress, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 297-310.
47. TUPINAMBÁ M., HEILBRON, DUARTE, .B. P., NOGUEIRA, J., VALLADARES, C., ALMEIDA, J.H., EIRADO SILVA, L.G., MEDEIROS, S.R., ALMEIDA, C.G., MIRANDA, A., RAGATKY, C.D., MENDES, J., LUDKA, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional:

estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí.  
*Geonomos.* , v.XV, p.67 - 79, 2007.

48. WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P.A.  
1977. Geochemical discrimination of different  
magma series and their differentiation products  
using immobile elements. *Chemical geology*,  
20:325-343.

*Manuscrito recebido em: 19 de dezembro de 2011*  
*Revisado e Aceito em: 10 de junho de 2013*