

GEOLOGIA DA FAIXA RIBEIRA SETENTRIONAL: ESTADO DA ARTE E CONEXÕES COM A FAIXA ARAÇUAÍ

Miguel Tupinambá¹, Monica Heilbron¹, Beatriz Paschoal Duarte¹, José Renato Nogueira¹,
Claudia Valladares¹, Júlio Almeida¹, Luiz Guilherme do Eirado Silva³,
Silvia Regina de Medeiros¹, Clayton Guia de Almeida¹, Alan Miranda⁴,
Célia Diana Ragatky¹, Júlio Mendes², Isabel Ludka²

Abstract

The northern sector of the Ribeira Belt is located in parts of the states of Rio de Janeiro and Espírito Santo, and its tectonic organization helps to understand the correlations between the Ribeira and Araçuaí belts. Four tectono-stratigraphic terrains have been already described in the central sector of the Ribeira Belt: Occidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú and Cabo Frio. The Central Tectonic Boundary (CTB), a folded shear zone, separates the Occidental and Oriental terrains. It changes from a low to high angle NW dipping to a low angle SE dipping surface, from the Central to Northern Ribeira Belt. Subhorizontal to vertically folded shear zones that dips to SE or NW are interpreted as base thrusts of the Cabo Frio and Paraíba do Sul/Embú terrains. The amalgamation of the first three terrains occurred between 600 and 570 Ma, while the Cabo Frio terrain collided during 530 to 510 Ma, at the end of the orogenic collage. These terrains are interpreted as colliding paleoplates involved in the Neoproterozoic/Cambrian Gondwana formation: a) the Occidental terrain was the lower plate (São Francisco Paleoplate); b) the Oriental terrain was the upper plate with the magmatic arc that acted as a collisional backstop; c) the closure of the back-arc basin to the east resulted in the final collision of the Cabo Frio paleoplate/terrain. In the studied areas, the Occidental Terrain is represented only by the Juiz de Fora tectonic domain which comprises palaeoproterozoic granulites of the Juiz de Fora Complex and a neoproterozoic metasedimentary sequence (Andrelândia Megasequence). The Paraíba do Sul/Embú *Klippe* is structured as a noncylindrical sinform over the Occidental Terrain. It contains palaeoproterozoic orthogneisses of the Quirino Complex and a carbonatic-pelitic metasedimentary sequence (Paraíba do Sul Group) with uncertain depositional age. Arc-related meta-plutonic, volcanic and sedimentary rocks constitute the Oriental terrain. At the NW region of the Rio de Janeiro State, it can be divided into three tectonic domains: a) the Cambuci Domain, with calc-alkaline metaplutonic rocks and a carbonatic to pelitic meta- vulcanosedimentary sequence; b) the Costeiro Domain, comprising the Rio Negro Magmatic Arc (790 a 620 Ma); c) the Italva *Klippe* which overlays the Costeiro Domain and consists of a carbonatic and metamafic volcano sedimentary sequence dated at 840 Ma, with plutonic fragments of the Rio Negro Arc. The Cabo Frio terrain is limited, to the west, by a NNW-SSE trending brittle shear zone near Macaé town and probably do not extends into the Araçuaí Belt. The correlation between the northern section of the Ribeira Belt and the southern section of the Araçuaí Belt, still at work, suggests a link between the Juiz de Fora Domain and the External Domain of the Araçuaí Belt, and also between the Cambuci and Costeiro domains and the Internal Domain of the Araçuaí Belt. The Cambuci Unit and the calc-alkaline metaplutonic rocks of the Cambuci Domain can be correlated, respectively, to the Rio Doce Group and the Galiléia Tonalite in the Araçuaí Belt. The high-grade metasediments and orthogneisses of the Costeiro Domain (including the Rio Negro Complex) can be easily followed northward up to the kinzigites and high-grade metasediments at eastern Espírito Santo State, formerly included in the Paraíba do Sul Complex. Available geological data does not yield reliable information about the paleogeographic context of the allochthonous Paraíba do Sul/Embu and the Italva *klippe*.

Resumo

As unidades litológicas da região noroeste do Estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo estão situadas no segmento setentrional da Faixa Ribeira. O conhecimento da estruturação tectônica deste segmento da faixa possibilita sua correlação com o segmento sul da Faixa Araçuaí. A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira, estabelecida no seu setor central, compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio. Os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente dobrada (Limite Tectônico Central- LTC) com mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul fluminense, e mergulhos para SE na porção noroeste fluminense e sul capixaba. O limite basal dos terrenos Cabo Frio e Paraíba do Sul/Embú é representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulhos para SE e NW. Os três primeiros terrenos foram amalgamados entre *ca.* 600 e 570 Ma, enquanto que Terreno Cabo Frio foi acrescido ao final da colagem orogênica, em *ca.* 530-510 Ma. Estes terrenos representariam paleoplasas convergentes durante a formação do supercontinente Gondwana na transição Neoproterozóico/Cambriano. O Terreno Ocidental corresponderia à paleoplasca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental à placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente. Para leste, por trás do Terreno Oriental, o fechamento do espaço *back-arc* resultou na colisão com a paleoplasca do Terreno Cabo Frio. O Terreno Ocidental é representado pelo Domínio Tectônico Juiz de Fora, que integra rochas paleoproterozóicas do Complexo Juiz de Fora e uma seqüência metassedimentar neoproterozóica conhecida como Megasseqüência Andrelândia. O Terreno Paraíba do Sul aflora como uma *klippe* sinformal complexamente dobrada sobre o Terreno Ocidental. É

1. Tektos - Grupo de Pesquisa em Geotectônica da Faculdade de Geologia da UERJ, Rio de Janeiro. tupi@uerj.br
2. Departamento de Geologia, UFRJ
3. Fundação Gorceix, CENPES-PETROBRÁS
4. CPRM – Serviço Geológico do Brasil

constituído por ortognaisses paleoproterozóicos do Complexo Quirino e por um conjunto metassedimentar rico em intercalações de mármore dolomítico e de idade ainda incerta, denominado de Complexo Paraíba do Sul. O Terreno Oriental, que contém as rochas geradas em ambientes de arco magmático e metassedimentos neoproterozóicos, foi subdividido na região noroeste fluminense em três domínios estruturais distintos: a) o Domínio Cambuci, em posição basal, compreende uma seqüência metavulcano-sedimentar com lentes de mármore e ortognaisses calcioalcalinos com ambiência tectônica de arco magmático; b) o Domínio Costeiro é constituído por metassedimentos pelíticos em fácies granulito a anfibolito alto, com intercalações de quartzitos impuros intrudidos por ortognaisses e metagabros do Arco Magmático Rio Negro (ca. 790 a 620 Ma); c) a *Klippe* de Italva aflora sobre o Domínio Costeiro e compreende um conjunto metavulcano-sedimentar com mármore calcítico, 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 NWW-SEE na região de Macaé. A comparação entre este segmento da Faixa Ribeira e o segmento meridional da Faixa Araçuaí, ainda em andamento, sugere a continuidade lateral do Domínio Juiz de Fora para o denominado Domínio Externo e o prolongamento dos Domínios Cambuci e Costeiro do Terreno Oriental para o Domínio Interno da Faixa Araçuaí. Neste sentido, os metassedimentos do Grupo Rio Doce e os ortognaisses equivalentes ao Tonalito Galiléia poderiam ser correlacionados às unidades litoestratigráficas do Domínio Cambuci, enquanto os metassedimentos de alto grau atribuídos ao Complexo Paraíba do Sul e ortognaisses da porção leste do Estado do Espírito Santo poderiam ser correlatos às unidades do Domínio Costeiro, incluindo o arco Rio Negro. Restam ainda dois domínios com aloctonia completa, ou seja, com uma superfície de descolamento em sua base e sem ligação com sua raiz, que seriam representadas pelas *klippen* Paraíba do Sul e Italva, que possuem posicionamento paleogeográfico ainda incerto.

INTRODUÇÃO

A porção meridional do Cráton do São Francisco é limitada por duas províncias estruturais desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro (Almeida *et al.* 1981): a Província Tocantins, representada pela Faixa Brasília, e a Província Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004a,b, Silva *et al.* 2005), com as faixas Ribeira e Araçuaí (Figura 1). A delimitação do limite entre as faixas e os domínios cratônicos e entre as faixas foi proposta por F. F. M. de Almeida em diversas publicações (Almeida *et al.* 1973, 1977, 1981). O limite entre as faixas Ribeira e Araçuaí, entretanto, permanece sujeito a diversos questionamentos, devido à ausência de estruturas marcantes que limitem diferentes evoluções tectônicas e a semelhança entre suas unidades litológicas.

Desde meados nos anos 80 o Grupo de Pesquisa em Geotectônica da UERJ (TEKTOS/UERJ) desenvolve um trabalho de mapeamento geológico na escala de 1:50.000 no Segmento Central da Faixa Ribeira, englobando o Estado do Rio de Janeiro e regiões vizinhas dos estados de Minas Gerais e São Paulo (Heilbron *et al.* 2000, 2003a, 2004a). Nos últimos anos, o mapeamento geológico sistemático se concentrou nas regiões noroeste fluminense e sul capixaba, no limite entre as faixas Ribeira e Araçuaí (Figura 1). Os dados geológicos e interpretações tectônicas que surgiram destas campanhas de campo, e principalmente, a compartimentação tectônica agora visualizada para este setor mais setentrional da Faixa Ribeira, permitem elaborar uma proposta de comparação com a evolução geológica e organização que vem sendo descritas para a Faixa Araçuaí (Pedrosa Soares *et al.* 1998, 2001; Alkmin *et al.* 2001, 2003; Wiedemann *et al.* 2002).

Este trabalho pretende, portanto, apresentar novos dados geológicos sobre a região noroeste fluminense e sul capixaba, bem como apresentar uma proposta de compartimentação que permita uma melhor correlação com a Faixa Araçuaí.

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

A compartimentação tectônica proposta para a Faixa Ribeira neste segmento compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Howell 1995) imbricados para NW/W, em direção ao Cráton do São Francisco, durante as várias etapas de convergência brasileiras (Figuras 2 e 3): Ocidental (margem são franciscana retrabalhada), Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.* 2000, 2004a; Trouw *et al.* 2000). Os três primeiros foram amalgamados entre 605 e 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado 2003), enquanto que o último só foi tardiamente colado ao orógeno, já no Cambriano (Schmitt *et al.* 2004).

Os terrenos e seus domínios estruturais são separados por importantes zonas de cisalhamento dúcteis com componente inverso e transpressivo dextral, geradas durante a deformação principal (D1+D2, Heilbron 1993; Heilbron *et al.* 1998, 2000, 2004a; Almeida 2000). A deformação possui um padrão complexo, e muitas vezes uma mesma zona de cisalhamento passa de empurrão para zona transcorrente dextral ao longo do *strike*, indicando convergência oblíqua (Heilbron 1993). Rochas miloníticas e uma forte lineação de estiramento ocorrem nestas zonas de maior deformação.

O Terreno Ocidental compreende os domínios tectônicos Andrelândia e Juiz de Fora. Já o Terreno Oriental, justaposto ao primeiro foi subdividido em três compartimentos tectônicos, Cambuci, Costeiro e Italva, ligados ao desenvolvimento de arcos magmáticos neoproterozóicos neste segmento da faixa.

Duas fases de deformação tardias, D₃ e D₄, redobram a xistosidade principal e podem ser reconhecidas em toda a região estudada (Figura 3), embora a distribuição espacial destas fases de deformação seja muito heterogênea. Caracterizam-se por dobras abertas a apertadas, associadas ao desenvolvimento de zonas de

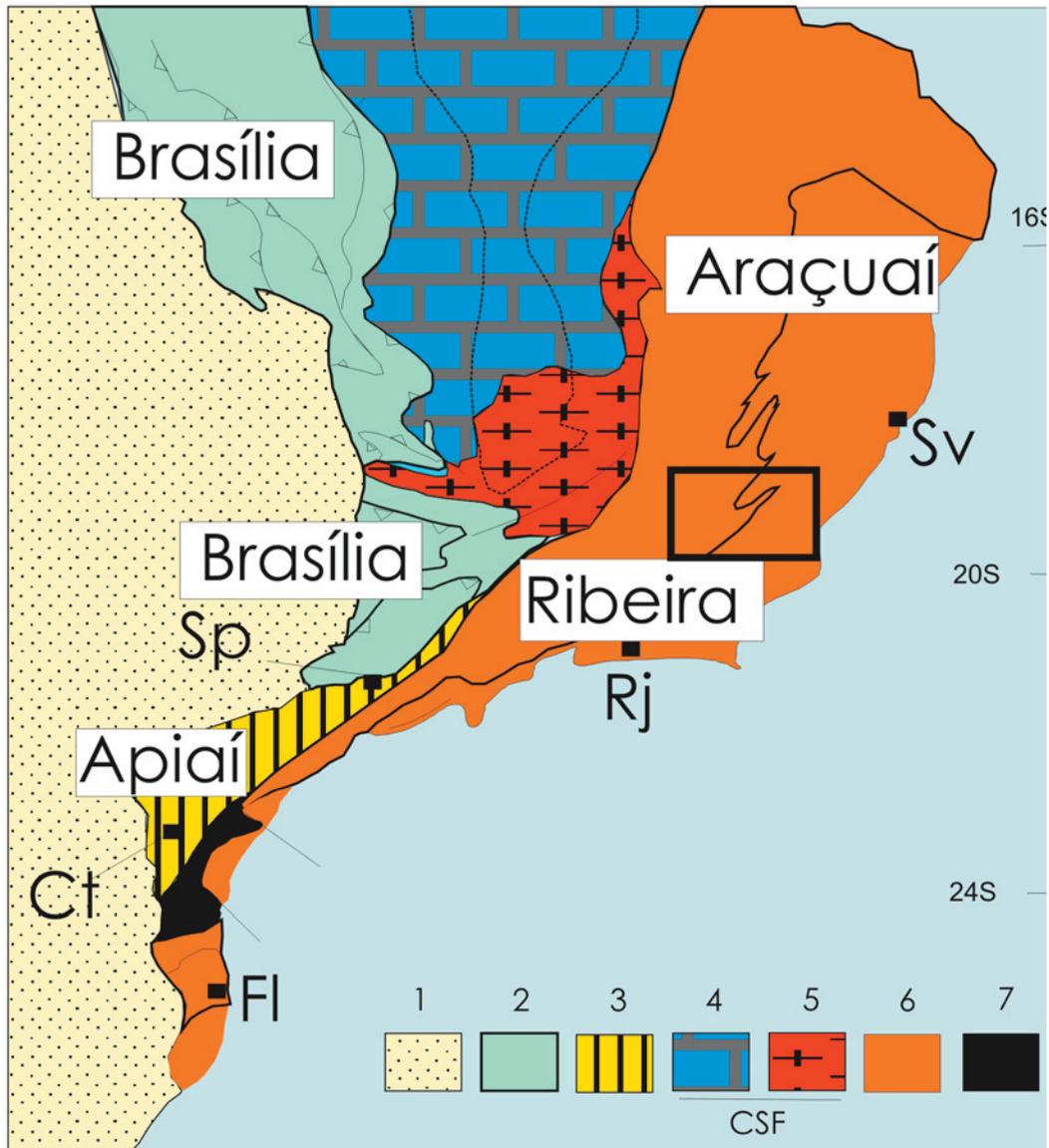


Figura 1. O Cráton do São Francisco e suas faixas móveis. O retângulo em destaque representa a área de estudo deste trabalho, no limite entre as faixas Ribeira e Araçuaí. Legenda: Cobertura fanerozóica: 1 - Bacia do Paraná. Província Tocantins; 2 - Faixa Brasília. Província Mantiqueira; 3 - Faixa Apiaí; 6 - faixas Ribeira e Araçuaí. Embasamento pré-1,7 Ga: 5 - Cinturão Mineiro; 7 - Maciço de Joinville. Coberturas do Cráton do São Francisco: 4 - Grupo Bambuí. Sv- Salvador; Rj - Rio de Janeiro; Fl - Florianópolis; Ct - Curitiba; Sp - São Paulo.

cisalhamento subverticais.

A deformação D_3 gerou dobras com eixos subhorizontais e zonas de cisalhamento com *trend* geral na extensão do orógeno (NE-SW). Duas importantes estruturas regionais foram geradas nesta fase de deformação: a Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e a Zona de Cisalhamento Além Paraíba (Campanha 1981; Almeida 2000). A deformação D_4 gerou zonas de cisalhamento subverticais com *trend* ortogonal à extensão do orógeno (NW-SE, Figura 3), associadas a dobras de arrasto que giram as foliações previamente formadas.

Os compartimentos do Terreno Oriental, em conjunto com o Domínio Juiz de Fora do Terreno

Ocidental foram amalgamados durante as fases principais de deformação e metamorfismo, e permitem uma interessante correlação com a Faixa Araçuaí, como veremos adiante.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS NOS COMPARTIMENTOS TECTÔNICOS

Apesar da diversidade existente entre as muitas propostas de nomenclatura estratigráfica disponíveis na literatura corrente, uma subdivisão lito-tectônica tem sido aplicada para a Faixa Ribeira e a Província Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004a, 2004b). Nesta divisão

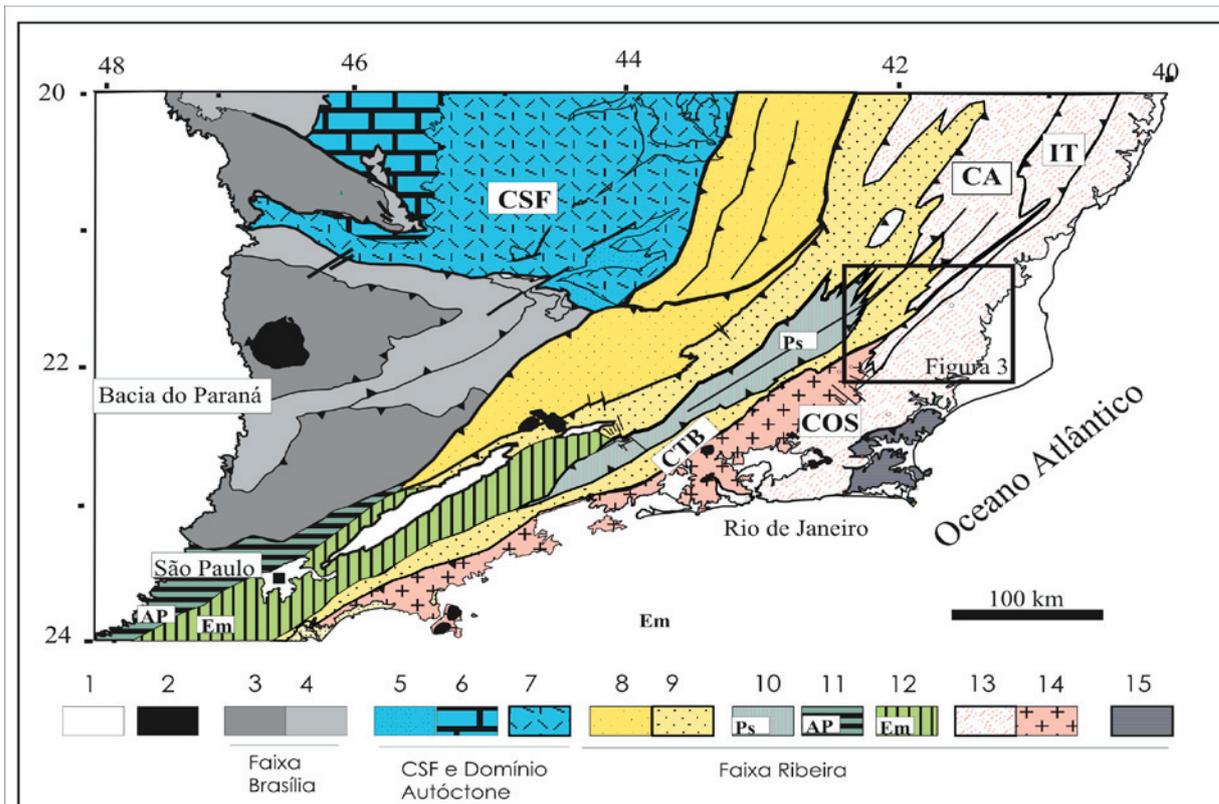


Figura 2. Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira, modificado de Heilbron *et al.* 2004a, b. Legenda: 1-Coberturas Fanerozóicas; 2- Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3 a 4: Faixa Brasília: 3-Domínio Externo, 4- Domínio Interno; 5 a 7: Craton do São Francisco e Domínio autóctone: 5- Megasseqüência Andrelândia autóctone, 6- Supergrupo Bambuí, 7- Embasamento cratônico; 8 a 15: terrenos da Faixa Ribeira: 8- Terreno Ocidental/Domínio Andrelândia, 9- Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11- Terreno Apiaí, 12- Terreno Embú, 13- Terreno Oriental: Ca- Domínio Cambuci, IT- Klippe Italva, Cos-Domínio Costeiro, 14- Terreno Oriental/Arco magmático Rio Negro, 15- Terreno Cabo Frio

são individualizados: embasamento ortognáissico paleoproterozóico, coberturas sedimentares paleomesoproterozóicas e seqüências sedimentares e granitóides neoproterozóicos:

- a) Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga;
- b) Seqüências metassedimentares paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;
- c) Seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica), seqüências relacionadas ao fechamento de oceanos (bacias de antearco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís);
- d) Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa e, portanto, contemporâneos a processos de subducção;
- e) Granitóides neoproterozóicos sin- a tardi-colisionais;
- f) Granitóides pós-colisionais.

Para o setor setentrional da Faixa Ribeira, estas unidades lito-tectônicas estão distribuídas em diversos domínios e compartimentos tectônicos (Tabela 1), e a

interpretação da associação litológica de cada domínio é fundamental para estabelecer correlações com a vizinha Faixa Araçuaí.

Domínio Juiz de Fora, Terreno Ocidental

Neste compartimento tectônico ocorre uma intercalação tectônica entre as rochas do embasamento pré-1,7 Ga (Complexo Juiz de Fora) e os metassedimentos neoproterozóicos da Megasseqüência Andrelândia, ambos metamorfisados em fácies granulito. Esta interdigitação pode ser observada até em escala de afloramento. Nestes locais, os dois conjuntos litológicos exibem forte foliação milonítica e paragêneses metamórficas indicativas de retrogressão.

O embasamento pré-1,7 Ga neste compartimento é representado por um conjunto muito heterogêneo de ortogranulitos, denominado Complexo Juiz de Fora, redefinido segundo Heilbron *et al.* (1998). Na região noroeste fluminense estes granulitos foram agrupados nas unidades Comendador Venâncio e Itaperuna e, parcialmente, na Unidade Itaocara (Barbosa & Grossi-Sad 1983a,b,c).

O Complexo Juiz de Fora compreende granulitos gnaissificados de origem ígnea, com composições

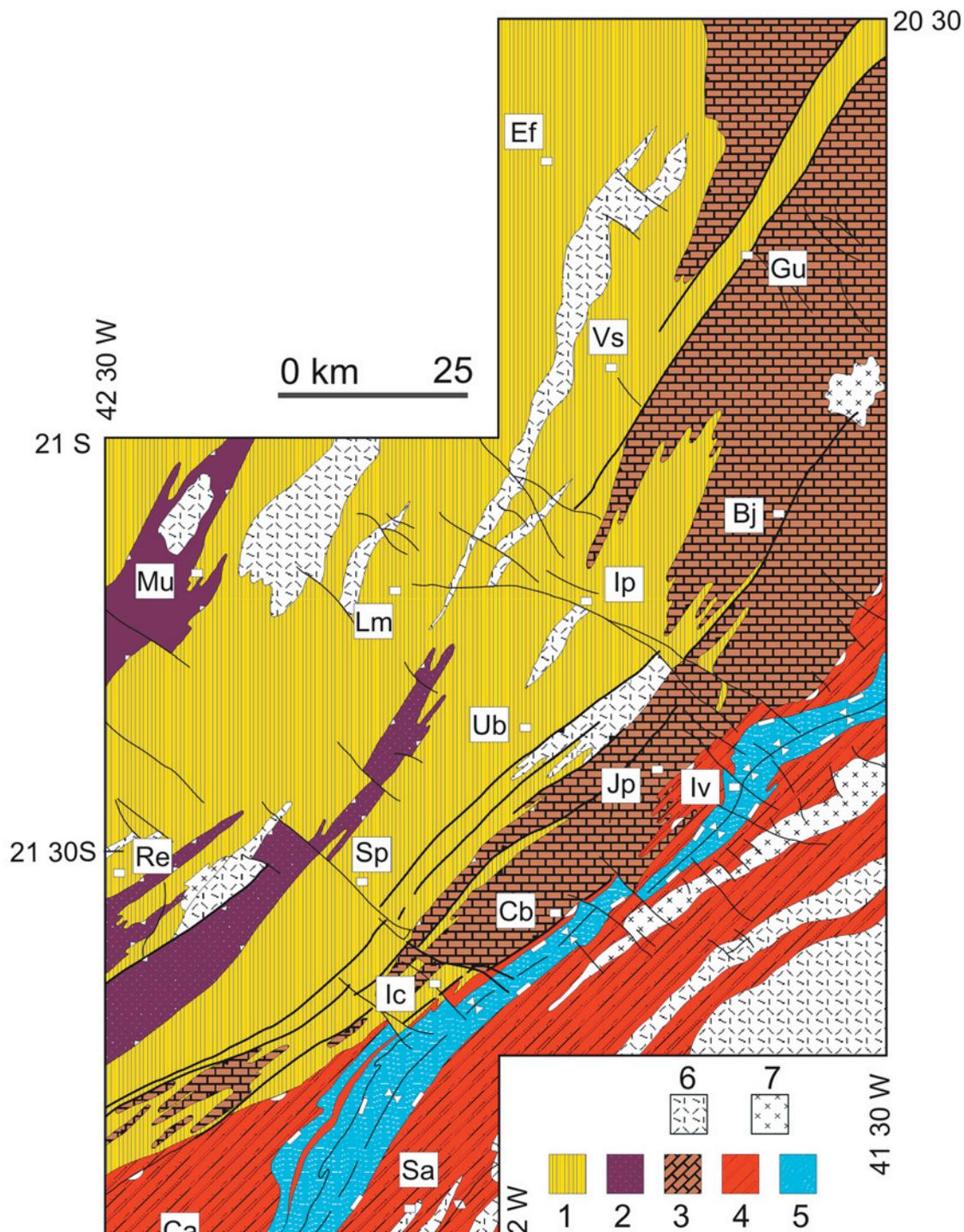


Figura 3: Domínios tectônicos da Faixa Ribeira Setentrional. Legenda: 1 – Terreno Ocidental, Domínio Juiz de Fora; 2 – Klippe Paraíba do Sul; Terreno Oriental, 3 a 5: 3 – Domínio Costeiro; 4 – Domínio Cambuci; 5 – Klippe de Itálva; 6 a 8 – Rochas plutônicas mais ou menos gnaissificadas: 6 – Granitóides tipo-S ou híbridos meta a peraluminosos; 7 – Granitóides Tipo-I metaluminosos. Cidades mencionadas: Ca, Cantagalo; Sa, São Sebastião do Alto; Ic, Itaacara; Cb, Cambuci; Sp, Santo Antônio de Pádua; Re, Recreio; Iv, Itálva; Jp, São João do Paraíso; Ub, São José de Ubá; Lm, Laje do Muriaé; Mu, Muriaé; Ip, Itaperuna; Bj, Bom Jesus do Itabapoana; Vs, Varre-Sai; Gu, Guaçuí; Ef, Espera Feliz.

variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos. Os granulitos desse complexo exibem texturas muito variadas, sendo mais comuns as variedades granoblásticas a foliadas e, subordinadamente, miloníticas. A mineralogia principal compreende

ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, K-feldspato, quartzo, hornblenda e biotita em proporções variadas, além de zircão, allanita e minerais opacos, incluindo sulfetos, como acessórios. Os tipos mais félsicos possuem principalmente ortopiroxênio, enquanto os

Tabela 1. Correlação entre a nomenclatura litoestratigráfica adotada com trabalhos prévios da literatura, referidos a seguir. As unidades propostas neste trabalho correspondem em parte ou integralmente às unidades definidas em trabalhos anteriores. Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, Raposos e Itaocara (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c). Unidades Catalunha, Santo Eduardo, S. José de Ubá, Vista Alegre, São João do Paraíso, Angelim, Desengano (Costa et al. 1978a, 1978b; Batista 1984, 1986; Rego 1979). Unidade Rio Negro (Matos et al. 1980). Complexo Paraíba do Sul (Machado 1984, 1986). Grupo Paraíba do Sul (Ebert 1957, 1968; Matos et al. 1980; Grossi-Sad & Dutra 1988; Tupinambá, 1993a,b). Grupo Italva (Machado Filho et al. 1983). Trabalhos de integração cartográfica e estratigráfica regional: Machado Filho et al. (1983); Reis & Mansur (1995); Fonseca (1998); Silva & Cunha (2001); Silva et al. (2002).

Domínios/ Compartimentos	Unidades propostas neste trabalho	Idades	Unidades descritas em trabalhos anteriores
Domínio Juiz de Fora/ Terreno Ocidental	Leucocharnockitos e charnoenderbitos com granada	580-570 Ma	Unidades Raposo e Comendador Venâncio
	Megassequência Andrelândia a) gnaisses pelíticos b) gnaisses bandados com quartzitos	Neo-Proterozóico	Unidades Raposos e Catalunha para os gnaisses pelíticos; Unidades Itaocara e Santo Eduardo para gnaisses bandados.
	Complexo Juiz de Fora	2,4–1,7Ga	Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, S. José de Ubá
<i>Klippe</i> Paraíba do Sul	Grupo Paraíba do Sul	?	Complexo Paraíba do Sul, Unidades Santo Eduardo e Itaocara
	Complexo Quirino	2.1 Ga	Complexo Paraíba do Sul, unidades Santo Eduardo e Itaocara.
Domínio Cambuci/ Terreno Oriental	Leuco-Charnockitos e charnoenderbitos São João do Paraíso	580 Ma	Unidades Vista Alegre e S. João do Paraíso
	Complexo Serra da Bolívia Ortognaisses e charnockitóides	605 Ma	Unidades Monte Verde e Bela Joana e Associação II indivisa.
	Unidade Cambuci: biotita gnaisses bandados e granada gnaisses, mármores	Neoprot. III.	Unidades Catalunha, São Fidélis
Domínio Costeiro/ Terreno Oriental	Suíte Bela Joana: Charnockitóides e Granitóides porfiríticos foliados	575-565 Ma	Unidade Bela Joana, Desengano
	Suíte Santa Maria Madalena: Leucogranitos e leucocharnockitos	580-565 Ma	
	Unidade Angelim: Granada-hornblenda ortognaisses	?	Unidade Angelim
	Complexo Rio Negro: ortognaisses tonalíticos a graníticos, gabros	790-620 Ma	Unidade Rio Negro
	Unidade São Sebastião do Alto: paragnaisses com quartzitos Unidade São Fidélis: Gnaisses Kingizíticos	Neo-Proterozóico	Unidades S. Fidélis e Santo Eduardo.
<i>Klippe</i> de Italva	Grupo Italva: granada-hornblenda gnaisses, mármores e anfíbolitos	840-600 Ma.	Grupo Italva, Grupo Paraíba do Sul

tipos básicos, orto e clinopiroxênios. A granada ocorre localmente, e nas variedades gabróicas forma texturas coroníticas. Próximo aos contatos tectônicos, ou junto às zonas de cisalhamento D3, assumem forte foliação milonítica planar, perdem a coloração esverdeada e apresentam paragêneses metamórficas de menor temperatura (retrogressão) e se transformam em conjunto gnáissico branco e preto.

Os protólitos deste complexo incluem granitóides calcioalcalinos representantes de arco magmático *cordilheirano* e de arco de ilhas, e granitos colisionais (2,14 e 2,07) Ga, Heilbron *et al.* (2003b). Os metabasitos podem ser agrupados em duas suítes. Uma delas tem tendência alcalina e é típica de ambiente intraplaca (*ca.* 1,7 Ga; Nogueira & Choudhuri 2000), enquanto a outra, mais heterogênea, é formada por rochas toleíticas

com assinaturas típicas de ambientes convergentes, que variam de E-MORB a toleítos de arco (2,4 Ga). Dados isotópicos Sm-Nd sugerem contribuição juvenil para as rochas calcioalcalinas (T_{DM} : 2,22 - 2,13 Ga). Entretanto, Silva *et al.* (2005) obtiveram uma idade arqueana para ortogranulitos félsicos deste complexo, situados nas proximidades de Juiz de Fora.

A sucessão metassedimentar neste compartimento é representada pela Megassequência Andrelândia (Paciullo *et al.* 2000), uma associação de gnaisses de origem sedimentar com idade entre 1,0 e 0,79 Ga (Ribeiro *et al.* 1995, Söllner & Trouw 1997) de composição pelítica a semi-pelítica. Granada, biotita e sillimanita, além de quartzo, plagioclásio e K-feldspato, constituem sua mineralogia principal. Zircão, turmalina, rutilo e apatita são acessórios comuns. Ortopiroxênio pode aparecer, indicando também o metamorfismo de alta temperatura. Texturas migmatíticas são frequentes. Bancos métricos de quartzitos e gonditos, e lentes menores de rochas calcissilicáticas de cor verde, são comuns. Em trabalhos anteriores, os paragnaisses pelíticos foram incluídos nas unidades Raposos e Catalunha e os gnaisses bandados e quartzitos nas unidades Itaocara e Santo Eduardo (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c; Costa *et al.* 1978a, 1978b).

Grandes corpos descontínuos de granitóides sincolisionais tipo-S ou híbridos estão localizados ao longo dos contatos entre os dois conjuntos acima descritos. São constituídos por granada leucogranitos a leuco-charnockitos a charnoenderbitos, homófonos a fracamente foliados, grão médio a grosso, de coloração ora esverdeada ora acinzentada (Duarte *et al.* 2000, 2003; Tupinambá *et al.* 2003). Apresentam, ao microscópio, textura granoblástica ou grano-porfiroblástica, com cristais subhedrais de plagioclásio (muitas vezes antipertítico), K-feldspato, quartzo, biotita avermelhada, hornblenda, granada e ortopiroxênio (nem sempre presente). Como minerais acessórios ocorrem zircão, mineral opaco e apatita, esta última em elevada concentração. Sua constituição modal aponta para composições que variam desde charnockíticas a enderbíticas, sendo estas últimas as dominantes. Contém enclaves de rochas metassedimentares (rochas calcissilicáticas, paragnaisses pelíticos), anfíbolitos e de ortogranulitos (enderbitos bandados, charno-enderbitos e charnockitos), interpretados, respectivamente, como pertencentes à Megassequência Andrelândia e ao Complexo Juiz de Fora.

Corpos menores de granada leucogranito e leucocharnockito (lentes centimétricas a *stocks*) encontram-se encaixados em rochas pelíticas da Megassequência Andrelândia, comumente associados a porções melanocráticas constituídas de granada e biotita. Essas feições sugerem que este magmatismo está relacionado à fusão parcial, principalmente do conjunto metassedimentar, com contribuições de ortognaisses.

Idades de corpos semelhantes datados na região de Juiz de Fora se situam no intervalo entre 585 e 570

Ma. Estes granitóides foram anteriormente incluídos, em parte ou integralmente, nas unidades Raposo e Comendador Venâncio (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c).

***Klippe* Paraíba do Sul**

O embasamento pré-1,7 Ga neste compartimento é representado por ortognaisses do Complexo Quirino, que se localizam na base de uma megaestrutura sinclinal da *Klippe* Paraíba do Sul. Para o topo da estrutura, grandes dobras reclinadas, com flancos invertidos, intercalam ortognaisses do Complexo Quirino com metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul (Valladares *et al.* 2003; Tupinambá *et al.* 2003a,b). A rocha típica deste unidade é um gnaisse de grão grosso, meso a leucocrático, foliação descontínua marcada por aglomerados minerais de hornblenda e com enclaves dioríticos e de gnaisses bandados alongados de dimensões decimétricas a métricas.

O Complexo Quirino apresenta duas fácies: *i.* biotítica, de composição granítica, pobre em enclaves máficos e em cristais maiores de hornblenda, que costuma apresentar bandas leucossomáticas centimétricas; *ii.* a hornblenda, de composição granodiorítica a tonalítica, com hornblenda verde a verde clara, biotita marrom, plagioclásio subhedral, quartzo anedral, pouca pertita e apatita como mineral acessório, rica em enclaves máficos e aglomerados de hornblenda e biotita. As porções miloníticas contêm fitas de quartzo e porfiroclastos de plagioclásio antipertítico e hornblenda. Na terminação nordeste da *Klippe* Paraíba do Sul, o Complexo Quirino passa a apresentar, próximo aos enclaves máficos, paragêneses granulíticas em vênulas contendo feldspato esverdeado e megacristais subhedrais de ortopiroxênio, formado a partir de hornblenda e biotita parda.

Na *Klippe* Paraíba do Sul, a sucessão metassedimentar de posicionamento estratigráfico ainda em aberto é denominada de Grupo Paraíba do Sul, que ocorre em camadas no núcleo de dobras reviradas, entre flancos ocupados por gnaisses do Complexo Quirino (Tupinambá *et al.* 2003a,b). Na terminação da *Klippe*, os metassedimentos deste grupo se apresentam como sillimanita granada biotita gnaisses, muito micáceos e xistosos, com camadas ricas em sillimanita, quartzo e muscovita e níveis de leucossoma granatífero, com espessuras métricas. Estas rochas passam gradualmente para granada biotita gnaisses ricos em porfiroblastos arredondados de feldspato. Ao microscópio petrográfico, encontra-se, nas duas modalidades de gnaisse: biotita titanífera parda a avermelhada; granada anedral a subhedral; sillimanita subhedral e prismática; porfiroblastos de plagioclásio, quartzo anedral e em fitas, e sericita e muscovita como minerais secundários. Outras rochas estão associadas ao pacote sedimentar do Grupo Paraíba do Sul. Uma delas é uma rocha granítica hololeucocrática, de caráter diatexítico, com características petrográficas semelhantes ao biotita leucogranito. Hornblenditos são

encontrados ocasionalmente, de densidade elevada, com cerca de 90% de hornblenda e sobrecrecimento de clinopiroxênio de bordas arredondadas. Rochas calcissilicáticas formam bancos pouco freqüentes de espessura centimétrica, contendo diopsídio, calcita, plagioclásio e titanita, com ausência de quartzo. Bancos de quartzito de espessura métrica são encontrados em poucos locais. São observadas várias lentes de mármore calcítico e dolomítico, com espessura média de 40 metros. O mármore tem cor branca, é homogêneo, com textura granoblástica e foliação incipiente. Ao microscópio petrográfico, estas rochas apresentam calcita e dolomita, tremolita e diopsídio, podendo conter quartzo, mica branca ou olivina.

Granitóides megaporfiríticos foliados, de composição granítica a granodiorítica, ocorrem somente no domínio do Complexo Quirino. Trata-se de uma rocha megaporfirítica (porfiroblastos de feldspato de até 5 cm de comprimento maior) com baixa proporção de uma matriz fina com biotita e *clots* de hornblenda, com enclaves de anfibolito parcialmente assimilados. Ao microscópio, verifica-se na variedade granítica que os megacristais são constituídos por plagioclásio e microclina perítica, rodeados por quartzo anedral, e a matriz contém hornblenda verde, biotita marrom e grandes cristais de titanita. Na variedade granodiorítica os megacristais são constituídos unicamente por plagioclásio, rodeados por quartzo anedral e pertita, e a matriz é composta por hornblenda verde poiquilítica, biotita marrom e titanita.

Biotita leucogranitos ocorrem como corpos tabulares de espessura métrica, em contato brusco com as rochas do Complexo Quirino e com paragneisses do Grupo Paraíba do Sul. Possuem fraca orientação planar, provavelmente de fluxo ígneo. Formam corpos alongados e *sills* paralelos à foliação dos gnaisses encaixantes, ou são encontrados como diques subverticais. Dados geocronológicos disponíveis para leucogranitos similares em regiões vizinhas indicam idades entre 535-520 Ma.

Domínio Cambuci/ Terreno Oriental

Este compartimento está justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora descrito anteriormente. O contato é representado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo, fortemente redobrada. É importante salientar que este compartimento só aflora da região central do Estado do Rio de Janeiro para norte, e se estende para o Estado do Espírito Santo (Figura 2)

Tal como em todos os compartimentos tectônicos do Terreno Oriental, não foram encontrados registros de rochas do embasamento pré-1,7 Ga. O domínio compreende uma sucessão metavulcano-sedimentar metamorfizada em fácies anfibolito alto a granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitóides.

A porção meta-vulcano-sedimentar da *Klippe* Cambuci é representada pela Unidade Cambuci, termo introduzido neste trabalho, considerando-se que o maciço montanhoso a norte da cidade fluminense

de Cambuci e a margem esquerda do Rio Paraíba do Sul a montante de Cambuci apresentam excelentes afloramentos desta unidade. Esta unidade corresponde, em parte, às unidades Catalunha e São Fidélis de Costa *et al.* (1978a, 1978b) e Batista (1984, 1986) e à Suíte Metassedimentar Catalunha (Tupinambá 1993a,b). Um critério eficiente na identificação desta unidade é a diversidade composicional que ocorre em cada afloramento, com variedades de gnaisses associados a rochas metamáficas, gonditos, rochas calcissilicáticas e mármore dolomíticos, que atestam a sua origem sedimentar.

A porção superior da unidade é constituída por um gnaisse que se caracteriza por uma alternância entre níveis máficos e fêlsicos em várias espessuras, de lâminas a camadas métricas. As bandas fêlsicas têm composição tonalítica a granodiorítica, com porfiroblastos de K-feldspato. As bandas máficas, de espessura milimétrica a decimétrica, são constituídas por até 20% de biotita com inclusões de magnetita. O limite dos níveis máficos é abrupto e retilíneo de um lado e gradacional e irregular de outro, o que pode ser interpretado como uma feição primária, possivelmente de origem vulcânica.

Outra parte da unidade é representada por um gnaisse migmatítico, contendo granada e biotita em abundância e, localmente, sillimanita. O leucossoma do gnaisse tem composição granítica a granodiorítica, e o melanossoma contém biotita e granada. Ortopiroxênio (hiperstênio) presente no leucossoma e no melanossoma, e quartzo rutilado no leucossoma apontam para fusão parcial na fácies granulito. Uma variedade leucocrática deste gnaisse é frequentemente encontrada próximo ao contato de corpos de mármore e de rochas calcissilicáticas. Sua composição é granodiorítica, contém plagioclásio e granada, a biotita é quase ausente e os porfiroblastos podem ser de plagioclásio ou pertita recristalizada dinamicamente em microclina.

Rochas manganíferas, semelhantes a gonditos, ocorrem em duas variedades; a mais comum, com granada e quartzo e outra mais rara, com anfibólio, piroxênio, granada e com feldspato ausente. Ambos os tipos têm densidade elevada e quase sempre estão recobertos por películas intempéricas de óxidos de manganês.

Corpos descontínuos e alongados de mármore dolomítico com espessura de até 20 metros são encontrados mais frequentemente próximo à localidade-tipo da unidade, diminuindo a sua ocorrência em direção à divisa com o Estado do Espírito Santo. A olivina magnésiana pode atingir até 20% em concentração no mármore dolomítico. Flogopita ocorre concentrada ao longo de planos que marcam o acamamento sedimentar, e diopsídio e espinélio se apresentam disseminados entre os cristais de carbonato. Talco e titanita ocorrem em bordas de reação do mármore com rochas silicosas intercaladas com o mármore. O contato entre o mármore e os gnaisses encaixantes é caracterizado por uma rocha pegmatóide, contendo megacristais de quartzo, feldspato, diopsídio, e mais raramente granada.

A migmatização dos gnaisses e metassedimentos da Unidade Cambuci atinge o grau de anatexia avançada a ponto de gerar uma rocha diatexitica ($\delta 2$ -sin-colisão I) contendo ortopiroxênio denominada de Leucocharnockito São João do Paraíso (descrito por Costa *et al.* 1978a,b em partes das unidades Vista Alegre, São João do Paraíso e São José de Ubá e por Heilbron 1993a, b como Diatexitito São João do Paraíso). Estes corpos de rochas granitóides são especialmente freqüentes e atingem maiores dimensões na porção basal deste compartimento tectônico, junto ao contato com o Domínio Juiz de Fora subjacente.

Trata-se de rocha leucocrática homogênea, de composição charnockítica a charnoenderbítica, com cristais isolados de biotita, piroxênio e anfibólio e enclaves (ou restitos) de piroxênio anfibolito, biotita gnaisses, gnaisses granatíferos e rochas calcissilicáticas.

Em posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci são encontrados dois complexos plutônicos gnaissificados ($\delta 1$ - pré-colisional) que, com o prosseguimento dos estudos na região, poderão vir a ser integrados: os complexos São Primo e Serra da Bolívia, inicialmente descritos por nossa equipe na margem direita do Rio Paraíba do Sul, entre as cidades fluminenses de Carmo e Itaocara, em áreas cartografadas anteriormente como Unidade Itaocara.

Predominam nestes complexos ortognaisses de grão médio a grosso, inequigranulares a porfiríticos, com pequenos cristais de hornblenda ou biotita em matriz quartzo-feldspática. São encontrados gabros (hornblenda gabronoritos), dioritos e quartzo dioritos, tonalitos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos, e monzogranitos. Adotando-se os critérios de Lameyre & Bowden (1982), percebe-se a presença de duas séries plutônicas distintas, ambas de natureza cálcioalcalina: tonalito-trondjemito (baixo-K) e outra série monzonítica (alto-K). Dados preliminares litogeoquímicos indicam pelo menos duas suítes magmáticas, que compreendem granito-granodiorito-diorito e granodiorito-sienito-monzonito-quartzo monzonito, além de gabronoritos. Os dados litogeoquímicos indicam que estas suítes são representantes de magmatismo cálcioalcalino com assinaturas típicas para arcos magmáticos.

O prosseguimento da cartografia geológica do Complexo Serra da Bolívia em direção à divisa com o Espírito Santo tem revelado extensas regiões com predomínio de hornblenda gabronoritos mais ou menos deformados, até atingir completa milonitização. Nestas áreas estas rochas foram descritas por Costa *et al.* (1978a,b) nas unidades Monte Verde, Bela Joana e Associação II indivisa. Resultados preliminares apontam para uma Idade de cristalização U-Pb em zircão de 596 Ma em amostra de gabronorito coletada na Serra da Bolívia, município de Aperibé.

Domínio Costeiro/Terreno Oriental

Este compartimento tectônico cavalga o Domínio Juiz de Fora/Terreno Ocidental na região serrana do

Estado do Rio. A partir de Itaocara (RJ) este domínio passa a cavalgar o Domínio Cambuci (Figura 3).

Tal como em todos os compartimentos do Terreno Oriental, não foram encontradas associações litológicas do embasamento pré-1,7 Ga. No Domínio Costeiro ocorrem sucessões metassedimentares em fácies anfibolito alto a granulito, invadidas por diversas gerações de rochas granitóides como os ortognaisses do Complexo Rio Negro ($\delta 1$ -pré-colisão I/arco magmático), os leucogranitos/leucocharnockitos e granitóides a charnockitóides porfiróides das unidades Bela Joana, Desengano e Angelim, além de granitos tardi a pós-tectônicos.

As unidades metassedimentares são denominadas de São Fidélis e São Sebastião do Alto, a primeira já utilizada na literatura e a segunda introduzida neste trabalho. Nem sempre o contato entre as duas unidades é claro e de fácil cartografia, podendo ser transicional ou definido através do aparecimento de camadas de quartzitos da unidade São Sebastião do Alto.

A unidade basal está representada pelos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidelis, terminologia amplamente usada na literatura (Silva *et al.* 1978; Batista 1984, 1986; Reis & Mansur 1995). Esta unidade compreende biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e, localmente, cordierita. Normalmente estão muito migmatizados, sendo freqüentes arranjos meta- e diatexiticos, com leucossomas portadores de granada peritética, e subordinadamente cordierita. Lentes de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos também ocorrem.

A unidade superior, aqui denominada Unidade São Sebastião do Alto, compreende (granada)-(hornblenda)-biotita gnaisses migmatíticos com estrutura bandada e/ou porfirítica ou, localmente, textura nebulítica. Sua localidade-tipo se encontra ao longo da RJ-116 nas proximidades da sede do município de São Sebastião do Alto e da localidade de Aperibé, na região centro-norte fluminense.

As rochas desta unidade já foram incluídas nas unidades Santo Eduardo ou Itaocara (Reis & Mansur 1995); como diversos tipos gnáissicos de natureza diversa (orto ou paraderivados). Neste trabalho preferimos redefinir a unidade e abandonar a nomenclatura anterior.

Característico da unidade é a presença de camadas descontínuas de (sillimanita) - (muscovita) - quartzito (puro ou feldspático) fortemente recristalizado, com espessura entre 20 e 120 metros. Dados U-Pb/LA de zircões detriticos destes quartzitos foram obtidos por Valladares *et al.* (1997), e indicam deposição no Neoproterozóico e fontes mistas, variando desde arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Dados SHRIMP obtidos por Schmitt *et al.* (2003, 2004) para gnaisses desta unidade indicam também deposição no Neoproterozóico, com contribuição de rochas do embasamento e Arco Magmático Rio Negro. Além de quartzitos, lentes de rochas calcissilicáticas, gnditos e anfibolitos foram descritas.

Numerosos corpos plutônicos metamorfisados no fácies anfíbolito e mais ou menos gnaissificados são encontrados no Domínio Costeiro, todos com relações intrusivas com as unidades metassedimentares. O Complexo Rio Negro ($\delta 1$ -pré-colisão I) representa o principal magmatismo cálcioalcalino deste segmento do orógeno (Tupinambá 1999; Tupinambá *et al.* 1996, 2000, 2003c). O tipo litológico de maior ocorrência no complexo é um gnaiss mesocrático de grão médio a grosso, com foliação descontínua, composta por agregados planares de biotita e hornblenda. As variações petrográficas perfazem uma série tonalítica com hornblenda, titanita e plagioclásio predominantemente cálcico. Diorito, quartzo diorito e hornblenda gabro ocorrem em menor volume. Dados litogequímicos e idades U-Pb indicam ambientes tectônicos de arco magmático que evoluíram desde intraoceânicos até cordilheranos, entre 790 e 620 Ma (Tupinambá 1999; Tupinambá *et al.* 2000, 2003c; Heilbron & Machado 2003; Heilbron *et al.* 2004, 2005).

O conjunto de maior expressão em área é aquele que associa gnaisses porfiríticos charnockíticos ou graníticos, denominados, respectivamente, de Gnaiss granítico porfirítico Desengano e Charnockito Bela Joana (nomes derivados de unidades homônimas de Silva *et al.* 1978), e que ocorrem em uma faixa que se inicia próximo a Santa Maria Madalena e se desenvolve para nordeste em direção ao Rio Muriaé. Na porção sudeste desta faixa, onde se localiza o Pico do Desengano, ocorre o Gnaiss granítico porfirítico Desengano, um gnaiss com megacristais recristalizados de microclina, ortoclásio e plagioclásio de até 8 cm de comprimento e matriz com os mesmos feldspatos, pobre em quartzo, rica em biotita e com relictos de ortopiroxênio. Na porção mediana e nordeste da faixa, o gnaiss porfirítico passa a ter ortopiroxênio estável e cor esverdeada, sendo denominado de Charnockito Bela Joana. Na porção central deste conjunto se encontra uma faixa de paragnaisses de alto grau de metamorfismo, contendo grafita (incluindo duas ocorrências próximas a São Fidélis), granada e, eventualmente, cordierita, que foram denominadas por Silva *et al.* (1978) de Unidade Catalunha. Acompanhando os gnaisses porfiríticos ocorrem numerosos corpos de leucogranito a duas micas, podendo conter granada ou nódulos de sillimanita e que podem, localmente, conter ortopiroxênio e se apresentar esverdeados (leuco-charnockitos). Estes granitóides possuem idades entre 580 e 560 Ma, e são interpretados como representantes do magmatismo sin-colisional deste setor do orógeno. ($\delta 2$ -sin-colisão I).

Outro conjunto de rochas plutônicas intrusivas nos metassedimentos do Domínio Costeiro está representado pelo Ortognaisse Angelim (Silva *et al.* 1978; Rego 1989). É constituído por (granada)-hornblenda-biotita granitóides foliados, predominantemente tonalíticos, com porções granatíferas de composição granítica, principalmente nos contatos com os paragnaisses encaixantes, onde a foliação chega a ser milonítica.

Klippe de Italva/Terreno Oriental

Representa o compartimento estruturalmente superior do Terreno Oriental nas regiões central e noroeste fluminense. Ocorre como uma *klippe* sinformal sobre o Domínio Costeiro, e se estende desde a região de Cantagalo até o sul do Estado do Espírito Santo. Na base da *klippe* encontram-se dioritos, gabros e tonalitos do Complexo Rio Negro, e o restante do pacote é ocupado por rochas do Grupo Italva. Na região noroeste fluminense, próximo a Italva, seu contato basal está mais próximo ao Domínio Cambuci, já que os ortognaisses do Complexo Rio Negro afloram em uma faixa muito estreita entre estes dois compartimentos.

As unidades da *Klippe* de Italva foram descritas anteriormente por diversos autores, com distintas propostas de nomenclatura litoestratigráfica. As rochas deste domínio têm sido estudadas por numerosos autores, em parte pela presença de espessas camadas de mármore nos arredores de Cantagalo e Italva, exploradas há dezenas de anos por empresas cimenteiras nacionais e estrangeiras. Destacam-se os trabalhos pioneiros de Lamego (1940), Menezes (1973, 1975), Costa *et al.* (1978a, 1978b), Matos *et al.* (1980), e Grossi-Sad & Dutra (1988). Estes últimos incluíram as rochas da *Klippe* de Italva no Grupo Paraíba do Sul, e apresentaram dados litogequímicos que sugeriam um ambiente tectônico de *back-arc* para o conjunto. Posteriormente, Machado Filho *et al.* (1983) separaram este conjunto do Complexo Paraíba do Sul e o batizaram de Grupo Italva, nomenclatura utilizada no presente trabalho.

O Grupo Italva é composto por um conjunto metavulcano-sedimentar, rico em mármore e anfíbolitos. Contrastando com os outros compartimentos descritos, o metamorfismo principal não ultrapassa os limites do fácies anfíbolito, e a deformação principal é moderada, caracterizada por uma xistosidade grossa, além de dobras recumbentes a reclinadas. Os gnaisses do Grupo Italva se apresentam de duas formas distintas (homogêneos ou bandados), que se alternam em várias escalas e apresentam contatos gradacionais entre si.

Os gnaisses homogêneos são ricos em quartzo e contém granada, muscovita, biotita, e, pontualmente, hornblenda. São leucocráticos, finos e de composição granítica a granodiorítica, com raras intercalações de rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e sillimanita-muscovita-quartzo-xistos. Sua textura é granoblástica, com raras palhetas de biotita e granadas milimétricas disseminadas ou concentradas em faixas concordantes com a foliação. Os tipos porfiroblásticos apresentam cristais centimétricos de plagioclásio e granada. Remobilizados quartzosos com mica branca e granada são comuns. A foliação é pouco penetrativa, definida por orientação incipiente de cristais de biotita e porfiroblastos de feldspato. O processo de fusão parcial do gnaiss é incipiente, arranjado em lâminas e bandas paralelas de melanossoma com biotita e hornblenda e leucossoma quartzoso, porfiroblástico ou equigranular contendo hornblenda ou granada+muscovita.

Os gnaisses bandados predominam na parte superior da seqüência, próximo aos mármore, ou na parte inferior, nas proximidades do contato de natureza gradacional com as rochas metaplutônicas do Complexo Rio Negro, sugerindo que estes gnaisses tenham como protólito rochas vulcânicas do arco magmático. São gnaisses mesocráticos, de composição tonalítica, com biotita, hornblenda e plagioclásio fortemente cálcico (An₆₈). A natureza do bandamento pode ser primária ou por migmatização. As heterogeneidades iniciais do gnaiss são representadas por anfíbolitos finos e rochas calcissilicáticas de espessura decimétrica e, pontualmente, bandas de espessura métrica de piroxênio-anfíbolitos grosseiros com bordas pegmatíticas contendo megacrístais euédricos de hornblenda. O bandamento migmatítico consiste em faixas paralelas de leucossoma aplítico a pegmatóide, rico em hornblenda, de composição tonalítica a granodiorítica se alternando com bandas melanossomáticas ricas em biotita com inclusões de magnetita.

O restante do pacote sedimentar do Grupo Italva é representado por uma seqüência metacarbonática com espessuras entre 500 e 1000 metros. Os mármore são esbranquiçados e podem ser dolomíticos ou calcíticos, não havendo predominância de um tipo sobre outro. Os mármore dolomíticos são maciços, microcristalinos e de aspecto leitoso. Os mármore calcíticos apresentam granulação grossa, com cristais centimétricos e euédricos de calcita de brilho vítreo. Níveis milimétricos (que denunciam o acamamento original) contêm palhetas de flogopita, cristais euédricos de olivina serpentizada e de piritita, grãos cloritizados de diopsídio. Grafita ocorre em palhetas disseminadas que aumentam em tamanho e concentração na região entre Macuco e Cantagalo.

Até 1/3 da espessura da seqüência metacarbonática é ocupado por intercalações de anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e bandas quartzo-feldspáticas finas ou pegmatóides. As rochas calcissilicáticas são compostas por quartzo, plagioclásio, diopsídio, granada, hornblenda e biotita. Os anfíbolitos ocorrem em bandas métricas que desenvolvem uma borda de reação com mármore contendo epidoto e biotita. São constituídos por hornblenda verde azulada, plagioclásio, diopsídio, quartzo, ± titanita, clinozoisita, epidoto, zircão e opacos. Alguns bancos de rochas máficas possuem intercalações de rochas meta-ultramáficas, compostas basicamente por tremolita-actinolita e plagioclásio. Uma variedade melanocrática de anfíbolito contendo hornblenda e biotita em absoluta predominância ocorre em todas as pedreiras da região de Italva. Este tipo de anfíbolito ocorre em lâminas e filmes milimétricos que acompanham a estratificação original dos carbonatos, mesmo quando ela apresenta irregularidades (massas quartzo-feldspáticas), como possíveis construções silico-aluminosas algais (trombolitos). Este arranjo sugere um protólito para os anfíbolitos melanocráticos na forma de cinzas-lapilli. Dados litogeoquímicos obtidos por Ragatky *et al.* (2003) indicam protólitos

de basaltos toleíticos, variando entre E-MORB a N-MORB. Dados U-Pb/TIMS de Heilbron & Machado (2003) para estes anfíbolitos resultaram em uma idade de cristalização de *ca.* 840 Ma e indicações de retrabalhamento metamórfico em *ca.* 501 Ma.

CORRELAÇÕES COM A FAIXA ARAÇUAÍ

A comparação entre segmento da Faixa Ribeira e o segmento meridional da Faixa Araçuaí, ainda em andamento, sugere a continuidade lateral do Domínio Juiz de Fora para o denominado Domínio Externo e o prolongamento dos Domínios Cambuci e Costeiro do Terreno Oriental para o Domínio Interno da Faixa Araçuaí.

Neste sentido, os metassedimentos do Grupo Rio Doce e os ortognaisses equivalentes ao Tonalito Galiléia poderiam ser correlacionados às unidades litoestratigráficas do Domínio Cambuci, enquanto que os metassedimentos de alto grau atribuídos ao Complexo Paraíba do Sul e ortognaisses da porção leste do Estado do Espírito Santo poderiam ser correlatos às unidades do Domínio Costeiro, incluindo o arco Rio Negro.

Restam ainda dois domínios com aloctonia completa, ou seja, com uma superfície de descolamento em sua base e sem ligação com sua raiz, que seriam representadas pelas *klippen* Paraíba do Sul e Italva, que possuem posicionamento paleogeográfico ainda incerto.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos o apoio aos trabalhos de campo e realização de análises químicas através do programa FAPERJ Cientista do Nosso Estado fornecido à M. Heilbron. M. Tupinambá agradece à CAPES bolsa de pós-doutoramento para realização de análises geocronológicas no GEOTOP/UQAM, em Montreal, Canadá. Os autores reconhecem a importância da contribuição ao mapeamento geológico do noroeste fluminense de mais de uma dezena de turmas de estudantes de graduação em geologia da UERJ, através de estágios de campo anuais e de bolsas de iniciação científica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F. F., Marshak S., Fonseca, M.A. 2001. Assembly Western Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, **29**: 319-322.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Cruz S., Peres G.G., Whittington A.G. 2003. Tectônica Quebra-Nozes e a Gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, **9**, *Boletim de Resumos*, p. 40-43
- Almeida F.F.M de, Amaral G., Cordani H.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: A.E.M. Nairs & F.G. Stehli (eds.) *The ocean basins and margins*. vol. I, p. 411-446.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. In: SBG, Simp Geol. Nordeste, **8**, *Bol. Esp.*, 12p.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*,

- 17: 1-29.
- Almeida J.C.H. 2000. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. Tese de Doutorado, IGCE, Universidade Estadual Paulista, 190 pp.
- Almeida J.C.H., Tupinambá M., Heilbron M., Trouw R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 39, *Anais*, p. 32.
- Barbosa A.L.M. & Grossi-Sad J.H.G. 1983a - Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. Belo Horizonte, SBG/MG, Boletim 3, p. 1-15.
- Barbosa A.L.M. & Grossi-Sad J.H.G. 1983b. Petrografia dos Charnockitos e Rochas Afins ao Longo da Divisa RJ/MG. Belo Horizonte, SBG/MG, Boletim 3, p.63-74.
- Barbosa A.L.M. & Grossi-Sad J.H.G. 1983c. Geoquímica e Petrologia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora. RJ/MG. Belo Horizonte, SBG/MG, Boletim 3, p.75-84.
- Batista J.J. 1984. *Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na região de São Fidelis, norte do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 123 pp.
- Batista J.J. 1986. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 34, *Anais*, v.2, p. 722-727.
- Campanha G.A.C. 1981. O Lineamento Além Paraíba na área de Três Rios (RJ), *Rev. Bras. Geoc.*, 11: 159-171,.
- Costa L.M., Baptista J.I., Souza B. 1978a. Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso. Niterói, DRM/RJ.
- Costa, L.M.;Baptista,J.I.;Souza,B. - 1978b - *Texto explicativo da Folha Geológica Itaiwa*, Niterói, DRM/RJ.
- Duarte B.P., Heilbron M., Campos Neto M.C. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasileiro-Pan-African Ribeira Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 358-362.
- Duarte B., Heilbron M., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G., Valladares C., Almeida J.C.H., Guia C. 2003. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. *In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.) Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 6, p.153-258.
- Ebert H. 1957. *A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 97-107. (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert H. 1968. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 40:215-229.
- Fonseca M. J. G. 1998. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000. Texto explicativo. Rio de Janeiro, DNPM, 141p.
- Grossi-Sad J.H.G. & Dutra C.V. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 7: 143-174.
- Heilbron M. 1993. *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Pirai (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 268 pp.
- Heilbron M., Duarte B., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G. 2003a. Síntese Geológica do Bloco Oriental (Zona da Mata). *In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.) Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 2, p. 8-50.
- Heilbron M., Duarte B.P., Nogueira J.R. 1998. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thrust during the Pan-African Orogen. *Gondwana Research*, 1: 373-382.
- Heilbron M., Mohriak W., Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 2000. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. *In: Talwani & Mohriak (eds) Atlantic Rifts and Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:1-34.
- Heilbron M., Machado N., Simonetti T., Duarte B. 2003b. A Palaeoproterozoic orogen reworked within the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, *Short Papers*, p. 186-189.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R.A.J., Janasi V.C. 2004a. A Província Mantiqueira. *In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R. A J., Janasi V.C. 2004b. Brasileiro Belts in SE Brazil. *Journal of Virtual Explorer*, Volume 17, www.virtualexplorer.com
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Res.*, 125: 87-112.
- Howell D. G. 1989. Tectonic of suspect terranes: Mountain building and continental growth. London, Chapman and Hall, 232 pp.
- Lamego A.R. 1940. *Mármore do Muriaé*. Rio de Janeiro, SGMB, bol. 97, p. 1-47.
- Lameyere J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-180.
- 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 Res.*, 79: 347-361.
- Machado R. 1984. *Evolução geológica, análise estrutural e metamórfica da região de Vassouras e Paracambi, porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro*. Tese Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196 pp.
- Machado R. 1986. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 34, *Anais*, p. 113.
- Machado Filho L., Ribeiro M.W., Gonzalez S.R., Schemini C.A., Santos Neto A.S., Palmeira R.C.B., Pires I.I., Teixeira W., Castro H.F. 1983. *Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro e Vitória*. Geologia. RADAMBRASIL, vol 32.
- Matos G.M.M., Ferrari P.G., Cavalcante J.C. 1980. *Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo*. Relatório Final, texto e mapas geológicos, Belo Horizonte, CPRM, 620 pp.
- Menezes S.O. 1973. *Contribuição à geologia de Cantagalo, Rio de Janeiro*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 45 pp.
- Menezes S.O. 1975. As rochas carbonáticas de Cantagalo - RJ. *Mineração e Metalurgia*, 39: 26-29.
- Nalini Jr. E.A., Billal E., Neves J.M.C. 2000. Syn-collisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Neoproterozoic Uruçum Suite (Eastern Minas Gerais State, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 120-125.
- Nogueira J.R. & Choudhuri A. 2000. Geotectonic models and geologic evolution of the high-grade gneiss terranes of Juiz de Fora (MG), Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 169-173.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis, R. R., Trouw, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 30: 200-202.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal Ph., 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 Belt. *Geology*, 26: 519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Res.*, 110: 307-323.
- Ragatky C.D., Tupinambá M., Marins G.S., Duarte B.P. 2003. Chemical characterization of metabasites from the Itaiwa Group at the central Ribeira belt and its tectonic implications. *In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos*, 9, *Boletim de Resumos*, p. 40-42.
- Reis A.P. & Mansur K. L. 1995. Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Mapa Geológico 1:400.000. Niterói, DRM/RJ, 60 pp.
- Rego I.T.S.F. 1989. *Petrologia e Geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, Região de São Fidelis, RJ*. Tese

- de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 348 pp.
- Ribeiro A., Trouw R.A.J., Andreis R.R., Paciullo F.V.P., Valença J.G. 1995. Evolução das bacias Proterozóicas e o termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**: 235-248.
- Rosier G.F. 1957. *A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro)*. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, bol. 166, 40 p.
- Rosier G.F. 1965. *Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, bol. 222, 40 p.
- Söllner F., Trouw R.A.J. 1997. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais, Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *J. S. Am. Earth Sci.*, **10**: 21-28.
- Schmitt R.S., Pimentel M.M., Van Schmus W.R., Trouw R.A.J., Armstrong, R.A. 2003. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira belt: new U/Pb data. *In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Short Papers*, p. 294-297.
- Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Res.*, **133**: 29-61.
- Silva W.G., Batista J.J., Thompson R. 1978. Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci. Niterói, DRM/RJ.
- Silva L.C. & Cunha, H.C.S. (org.) 2001. Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília, CPRM, CD-ROM.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Pimentel M.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 Arauaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**: 513-528.
- Silva L.C., Ramgrab G.E., Perrota M.M., Leite C.A., Wildner W. 2002a. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais da Província Mantiqueira: sistema de informações geográficas-SIG e Mapa na Escala 1:2.500.000. *In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, F.J. Baars, J.H. Gonçalves, I.D.M. Delgado, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, J.O.S. Santos, L.C. Silva, R.M. Vidotti (coord.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000*. Brasília, CPRM-DNPM, 1 DVD-ROM.
- Silva L. C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L.A., Fletcher I. 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 Res.*, **136**: 203-240.
- Trouw R.A.J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F.V.P., Valeriano C.M., Almeida J.C.H., Tupinambá M., Andreis R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. *In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho (eds.) Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 287-310.
- Tupinambá M. 1993a. *Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do pré-cambriano entre Itaperuna e Italva*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 146 p.
- Tupinambá, M. 1993b - Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 3, Atas*, p. 47-49.
- Tupinambá M. 1999. *Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221 p.
- Tupinambá M., Heilbron M., Oliveira A., Pereira A.J., Cunha E.R.S.P., Fernandes G.A., Ferreira J., Castilho G., Teixeira W. 1996. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, **39, Anais**, vol. 6, p. 104-106.
- Tupinambá M., Duarte B.P., Eirado L.G., Nogueira J.R., Heilbron M., Almeida C.G. 2003a. Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapetinga. *In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.) Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte, COMIG/SEME, v. 2, p. 320-404.
- Tupinambá M., Duarte B., Eirado, L.G., Nogueira J.R., Heilbron M., Guia C. 2003b. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba, MG. *In: SBG-MG, Simp. Geol. M.G.*, **12, Anais**, p. 105.
- Tupinambá M., Penha H.M., Junho, M.C.B. 2003c. Arc related to post-collisional magmatism at Serra dos Órgãos region, Rio de Janeiro State, Brazil: products of Gondwana assembly, during the Brailiano-Pan African Orogeny. *In: IUGS, Field trips/ International Geological Congress, 31, CD-ROM*.
- Tupinambá, M., Teixeira W., Heilbron M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 7-11.
- Valladares C.S., Heilbron M., Machado N., Valeriano, C. 1997. Provenance of Central Ribeira Belt metasediments using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages on zircon by laser-ablation ICPMS. *In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Extended Abstracts*, p. 323-325.
- Valladares C.S., Souza S.F.M., Ragatky D. 2003. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, **22**.
- Wiedemann C.M. 1989. Estado atual do conhecimento sobre a evolução do Cinturão Móvel Brasileiro no Estado do Espírito Santo. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 1, Boletim de Resumos*, p. 95-96.
- Wiedemann C.M., Medeiros S.R. de, Ludka I.P., Mendes, J.C., Moura J.C. 2002. Architecture of late orogenic plutons in the Arauaí-Ribeira fold belt, southeast Brazil. *Gondwana Research*, **5**: 381-400.