

CARACTERIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DO SETOR SETENTRIONAL DO CINTURÃO RIBEIRA: EVIDÊNCIA DE ACRESÇÃO NEOPROTEROZÓICA NO LESTE DE MINAS GERAIS, BRASIL

Antonio Gilberto Costa (*), Carlos Alberto Rosiere (*),
Luciano Melo Moreira (**) & Danielle Piuzana Fischel (***)

ABSTRACT

The early neoproterozoic evolution of eastern Minas Gerais is characterized by a history of continental margin activity, including the accretion of suspect terranes. The Manhuaçu Terrane is one of those and is represented by a granitic continental plutonic arc and terrigenous metasediments that reflect a continental-margin. A metasedimentary gneiss belt at this margin with shallow to deep marine clastic lithologies as well as metavolcanic and metaplutonic mafic rocks was interpreted as an extensive tectonic segment with suspect development in a back-arc setting. Fragments of a volcanic arc are identified and interpreted as an evidence for a probable island-arc domain. In the studied region the Juiz de Fora and Paraíba do Sul Complexes are domains of these terranes.

The distribution of magmatism in the studied region shows from west to east three different suites: 1) tholeiitic, 2) a medium to high-K calc-alkalic and 3) a high-K calc-alkalic/shoshonitic(?) magmatism which attests the evolution of early magmatic arcs (volcanic and plutonic), initially related to ocean-plate subduction, followed by a continent-continent collision.

Petrological, structural and geochemical data of mesoproterozoic/neoproterozoic metamorphic and magmatic suites of rocks are in agreement with the development of an accretionary orogen. After a volcanic-(island-arc) and a back-arc basin formation (by rifting of a continental margin with no spreading) in connection with eastward subduction, the island arc was accreted to a continental margin. Further subduction beneath it and a mechanism of flattening of the slab during the subduction process was responsible for the development of a granitic continental plutonic-arc (Andean-type batholith) eastwardly in a compressional setting. Continental plates became sutured and all intervening oceanic lithosphere was subducted beneath one of the converging masses. This resulted in the accretion of the Manhuaçu Microplate to the São Francisco Craton Domain. Plates continued to converge and the inversion of subduction polarity occurred resulting in a new subduction system (westward subduction) to the back of the Manhuaçu Microplate, in or easternward of the Espírito Santo state, with the establishment of a new magmatic arc of late neoproterozoic to eopaleozoic age. In this paper, only the probable early neoproterozoic volcanic (tholeiitic magmatism transitional between N-type MORB and island arc basalts) and the plutonic (early continental calc-alkalic magmatism) arcs characterized by rocks with a very particular geochemistry and the back-arc basin setting will be discussed.

Two alternative hypotheses to explain the evolution of these terranes may be postulated: 1) an island-arc orogeny related to a westward subduction followed by a cordillerean type orogeny. With the advance of the island-arc and continent with offshore sediments, in different plates, a collision between these domains occurred. The old subduction zone was replaced by another one, eastward directed and the development of a continental magmatic arc occurred. Continental plates became sutured and all intervening oceanic lithosphere was subducted beneath one of the converging masses. Against this model are the presence of metavolcanic basic and intermediate rocks intercalated with marine and continental metasediments which are not typical for a sequence of offshore sediments from a passive continental margin; 2) an extensional ensialic setting (aborted marginal basin) in the continental margin formed during the opening of a rapidly subsiding basin, with moderately rapid mantle upwelling, pronounced thinning of the continental crust and slight crustal contamination, without formation of oceanic crust or an island-arc may explain the association of basic metavolcanic rocks with marine and continental metasediments. Here, the low potassium contents of a few studied metavolcanic basic rocks and their oceanic tholeiitic affinity are not well in agreement with this setting where continental basalts (flood basalts), or rocks (basalts or basaltic andesites) belong to the high-K calc-alkaline series are expected to occur. Nevertheless, our evidences are not unequivocal enough for their disapprovals.

INTRODUÇÃO

O segmento centro-setentrional do Cinturão Ribeira, envolvendo áreas situadas nos estados de Minas Gerais, Espírito Santo e Rio de Janeiro, constitui-se de rochas de domínios crustais distintos. Segundo descrição apresentada por Figueiredo *et al.* (1990), para a porção correspondente aos limites entre os estados do Rio de

Janeiro e Espírito Santo, a faixa ocidental deste segmento é caracterizada por associações de rochas infracrustais ortognáissicas e charnockíticas, com seqüências do tipo TTG (Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito) e LILE (Elementos litófilos de raio iônico largo) e por granitóides gnáissicos cálcio-alcálicos charnockíticos, pertencentes ao Complexo Juiz de Fora (Hasui *et al.* 1984), enquanto que para a faixa oriental,

(*) CPMTG/IGC-UFMG

(**) Mestrando Dep. Geol./IGC-UFMG

(***) Mestranda Degeo/UnB

são descritas rochas metassedimentares supracrustais e seqüência gnáissico-migmatítica do denominado Complexo Paraíba do Sul. Ainda para esta faixa são descritas rochas do Complexo Costeiro, que segundo Fritzer (1991), é caracterizado como sendo um cinturão metamórfico de alto grau e de baixa pressão e constituído por gnaisses peraluminosos e por rochas granito-migmatíticas, com grau metamórfico aumentando em direção leste, dado à presença de sillimanita em gnaisses aflorantes na zona costeira.

Com base em dados obtidos pelos autores deste trabalho e nos disponíveis na literatura, será apresentada uma proposta de evolução para a porção leste de Minas Gerais e Espírito Santo, provavelmente entre o final do Mesoproterozóico (1.000 Ma) e anterior ao final do Neoproterozóico (650 Ma). Esta evolução caracteriza-se por estágios de margem continental ativa, formação de arco vulcânico/plutônico, fechamento oceânico e de colisão de continentes. A constatação de zoneamento magmático, inicialmente relacionado a subducção de placa oceânica de direção leste e a impossibilidade de se dividir os complexos citados em terrenos distintos, reforçam esta proposta de evolução. O magmatismo tardi a pós colisional descrito por Wiedemann (1993) e relacionado a Orogênese Rio Doce, segundo proposta de Figueiredo & Campos Neto (1993), não será tratado neste trabalho.

A ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO LESTE DE MINAS GERAIS E DO ESPÍRITO SANTO

O entendimento dos processos geológicos evolutivos, modeladores desta região, está atrelado à caracterização e ao posicionamento de suas rochas. Até o presente, rochas da região leste do estado de Minas Gerais e do estado do Espírito Santo têm sido discriminadas em unidades litológicas e/ou estruturais maiores (Hasui *et al.* 1984), em função, especialmente, da falta de dados quantitativos e de estudos petrográficos, petrológicos e estruturais detalhados. A exemplo do que ocorre em outras áreas do mundo (Dominguez 1992), as acumulações pré-cambrianas nesta região têm sido apenas agrupadas em unidades geotectônicas utilizando-se, como critério básico, dados geocronológicos, quando disponíveis, como a cronoestratigrafia de Rangel da Silva *et al.* (1987) ou estilos de deformação tectônica e o grau de substituição das rochas, como a proposta de Barbosa & Sad (1983) para o Complexo Juiz de Fora. Por outro lado, embora Barbosa & Sad (1983) e Campos Neto & Figueiredo (1990) apresentem propostas de colunas litoestratigráficas, estas parecem de alcance local.

Pesquisas geológicas desenvolvidas em áreas muito restritas, com a regionalização de observações locais ou trabalhos de mapeamentos nas escalas 1:1.000.000 ou 1:250.000, levaram à caracterização dessas regiões, em especial no leste de Minas Gerais, como sendo exemplos de terrenos policíclicos de alto grau, nos quais predominariam as rochas granulíticas ou de grau

metamórfico elevado. Em Minas Gerais, após Ebert (1955) ter denominado de Série Juiz de Fora a um conjunto de rochas metamórficas formadas na catazona (kinzigitos, khondalitos e charnockitos) e que ocorrem na região de Juiz de Fora, Costa (1978) prolongou a citada série, agora com status de grupo, para o norte, aumentando a sua área de ocorrência, mas mantendo as mesmas características propostas por Ebert (1955). Silva *et al.* (1978) ampliaram ainda mais a área de ocorrência destas rochas (granulitos, charnockitos e gnaisses catazonais), propondo a denominação de Associação Charnockítica para todo o conjunto, também adotada por Fonseca *et al.* (1979).

Partindo-se da premissa de que seria impossível estabelecer uma litoestratigrafia para esses terrenos ditos policíclicos ou ainda pela falta de dados, não se tem ainda nenhuma proposta de coluna litoestratigráfica segura para a região. Assim, o suposto reconhecimento do posicionamento cronológico desses complexos, incluindo seus retrabalhamentos, vêm sendo sistematicamente estendidos para a região como um todo e repetidos nos trabalhos e mapas geológicos regionais desenvolvidos nesta porção do sudeste brasileiro (Silva *et al.* 1978; Fonseca *et al.* 1979; Hasui *et al.* 1984a; Hasui *et al.* 1984b; Schulz-Kuhnt 1985; Fritzer 1991; Söllner *et al.* 1991; Pedrosa Soares *et al.* 1994).

GRANDES UNIDADES GEOTECTÔNICAS

Considerando as grandes unidades geotectônicas que, no todo ou em parte, são integradas por essa porção do sudeste brasileiro, serão comentadas a seguir apenas aquelas mais relevantes para este trabalho.

A Província Mantiqueira (Almeida & Litwinski 1984), limita-se a oeste e a norte com o Cráton do São Francisco e a leste tem as suas rochas recobertas pelos sedimentos neoceno-zóicos da Zona Costeira. Geologicamente, essa província é constituída por rochas pré-cambrianas, podendo ser dividida em duas porções distintas: a porção ocidental, constituída pelo Complexo Gnáissico Granítico e a porção oriental, de maior interesse para o presente trabalho, dividida nos Complexos Jequitinhonha, a norte, e Juiz de Fora, a leste e centro da província, sendo que este último complexo encontra-se justaposto, a oeste, à porção Ocidental.

O Cinturão Ribeira (Almeida *et al.* 1973; in Cordani & Brito Neves 1982), é a unidade que melhor abrange, em sua área de ocorrência, a região em estudo. Em sua porção setentrional é constituída por domínios crustais distintos: 1) Faixa Ocidental, caracterizada por rochas infracrustais da Série Juiz de Fora (Ebert 1955); 2) Faixa Mediana, constituída por rochas supracrustais correspondentes ao Complexo Paraíba do Sul e 3) Faixa Oriental, constituída por um cinturão metamórfico de baixa pressão, denominado de Complexo Costeiro.

O Cinturão Atlântico (Leonardos & Fyfe 1974), tem sua área de distribuição estendendo-se segundo um

trend NE-SW, de Salvador até Buenos Aires, no entanto, contém apenas o segmento oriental da área de interesse do trabalho. Encontra-se, em parte, incluído na Região de Dobramentos Sudeste (Almeida 1977), que corresponde à porção oriental da Província Mantiqueira. Trata-se, segundo os autores citados, de um cinturão metamórfico, em parte do tipo baixa pressão, tendo sido também identificadas feições de um metamorfismo tipicamente Barroviano.

Como conceituação de alcance regional, tem-se ainda uma compartimentação estrutural em blocos, baseada em dados geofísicos e proposta por Haralyi & Hasui (1982). Dentre os vários blocos propostos, interessa o denominado Vitória, constituído, segundo Pedrosa Soares *et al.* (1994), por unidades litoestratigráficas que integram os complexos Jequitinhonha, Paraíba do Sul e Juiz de Fora, em Minas Gerais. Haralyi *et al.* (1985) indicam a existência de uma descontinuidade gravimétrica entre os Blocos Brasília e Vitória, na região leste do Estado de Minas Gerais, denominada Abre Campo. A leste desta descontinuidade, no Bloco Vitória, encontram-se aflorando, dentre outras, as rochas dos Complexo Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro.

AS SÉRIES E OS COMPLEXOS DO LESTE DE MINAS GERAIS E ESPÍRITO SANTO

Estudos conduzidos por diversos autores (Tab.1) foram realizados com o intuito de se entender as rochas que integram as unidades e suas associações descritas acima. Como resultado tem-se um agrupamento de

unidades e conjuntos heterogêneos em diversos complexos ou séries, de acordo com escassos critérios petrográficos e geocronológicos. Critérios estruturais influenciaram em muito a definição de pelo menos parte desses complexos (Fig.1), que no atual trabalho são considerados como fazendo parte da unidade maior denominada Cinturão Ribeira (Almeida *et al.* 1973; *in* Cordani & Brito Neves 1982).

Complexo Juiz de Fora

O conceito de Complexo Juiz de Fora evoluiu a partir das definições de Ebert (1955) para as Séries Juiz de Fora e Paraíba. Uma reinterpretção destas é apresentada por Barbosa & Sad (1983), envolvendo estudos realizados na divisa entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Nesse trabalho, os autores comentam a principal justificativa utilizada por Ebert para a distinção entre as Séries neo-algonquianas Juiz de Fora e Paraíba: rochas de mesma idade apresentando grau metamórfico granulítico na primeira e anfibolítico na segunda. Para estes autores, pelo menos uma fase de metamorfismo (anfibolítico) do Paraíba seria posterior à gênese das rochas granulíticas (charnockitos), resultando de retrometamorfismo destas. Outras rochas resultariam do metamorfismo progressivo de rochas mais novas e juntamente com rochas graníticas completariam a Série Paraíba. Em função de uma alegada heterogeneidade de constituição, estes autores não mantêm a designação de Série Paraíba para este último conjunto de rochas, que no mapa apresentado é identificado apenas como Pré-cambriano indiferenciado. Propõem ainda uma mais abrangente

Rosier 1953	Complexo do Paraíba
Ebert 1953	Série Paraibuna (correlação/Complexo do Paraíba)
Ebert 1955	Série Paraibuna -> Série Paraíba
Ebert 1956a	Série Paraíba=gnaisses do Vale do Paraíba do Sul Série Juiz de Fora=granulitos (região de Juiz de Fora)
Rosier 1965	Série Paraíba-Desengano
Ebert 1968	Grupo Paraíba
Costa 1978	Grupo Juiz de Fora e Grupo Paraíba
Fontes et al. 1978	Associação Barbacena-Paraíba do Sul= Complexo Granitóide, Complexo Charnockítico e Complexo Gnáissico
Silva et al. 1978	Associação Charnockítica
Fonseca et al. 1979	Associação Charnockítica
Barbosa & Sad 1983	Série Juiz de Fora -> Complexo Juiz de Fora=Unidade Comendador Venâncio e Unidade Raposo Zona de Transposição= Unidade Itaperuna (granulitos) e Rochas cataclásticas da Zona de Transposição
Schobbenhaus et al. 1984	Complexo Migmatítico-granulítico de MG
Schobbenhaus et al. 1984	Complexo granitóide de MG e ES
Costa et al. 1992	Complexo Básico-Ultrabásico Manhuaçu

Tabela 1: Denominações para agrupamentos de rochas das porções leste e sudeste de Minas Gerais, de 1953 até o presente.

Table 1: Nomenclature of the rocks units of eastern and southeastern Minas Gerais, since 1953 up to now.

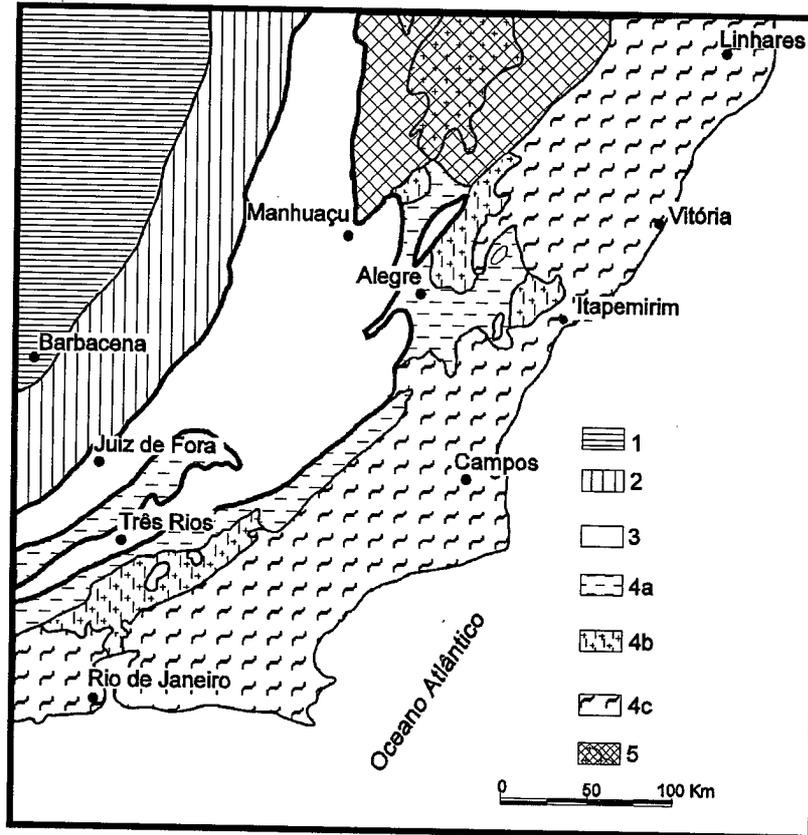


Figura 1: Distribuição dos principais complexos de rochas, no sudeste brasileiro (modificado de Söllner et al. 1991). Cráton do São Francisco: (1) Complexo Barbacena; (2) Gnaiss Piedade. Cinturão Ribeira: (3) Complexo Juiz de Fora; (4) Complexo Paraíba do Sul: (4a) Complexo Embu; (4b) Rochas graníticas; (4c) Complexo Costeiro; (5) Complexo Pocrane, com rochas graníticas (+).

Figure 1: Geologic sketch map showing the distributions of the principals complexes in the southeastern Brazil (modified after Söllner et al. 1991). São Francisco Craton: (1) Barbacena Complex; (2) Piedade Gnaiss. Ribeira Belt: (3) Juiz de Fora Complex; (4) Paraíba do Sul Complex: (4a) Embu Complex; (4b) Granitic Rocks; (4c) Costeiro Complex; (5) Pocrane Complex, with granitic rocks (+).

designação de Complexo Juiz de Fora (em substituição à Série de mesmo nome) definido ... "como a associação de duas unidades litológicas intimamente relacionadas, a saber: uma caracterizada essencialmente por rochas da seqüência charnockítica, tendo quartzito e biotita gnaisses diaforético como litologias subordinadas, e aqui denominada Unidade Comendador Venâncio; e outra constituída essencialmente por diaforitos com evidências mineralógicas e petrográficas de derivação a partir de rochas da seqüência charnockítica, aqui designados de Unidade Raposo" ... (Barbosa & Sad 1983: p.05). No mesmo trabalho descrevem ainda uma Zona de Transposição estrutural, no limite entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, integralmente situada no domínio da Série Paraíba de Ebert e caracterizada por um conjunto de três associações litológicas: 1) granulitos bem preservados, localmente modificados por diaforose; 2) blastomilonitos metamorfisados na facies anfíbolito a almandina; 3) rochas da seqüência charnockítica e gnaisses kinzigíticos de origem diaforética. A primeira das três associações recebeu a denominação de Unidade Itaperuna.

Hasui *et al.* (1984), descrevem o Complexo Juiz de Fora como uma faixa encurvada, que distribui-se do extremo leste paulista, passando pela região de Manhuaçu, dirigindo-se para o norte e que encontra-se confinada entre os domínios do Complexo Costeiro e do Grupo Barbacena. Esse complexo é constituído por enderbitos, charnockitos, granitóides, quartzo-dioritos, dioritos, gabros e noritos em meio a gnaisses e migmatitos granulíticos.

Rangel da Silva *et al.* (1987), adotam a designação de Complexo Juiz de Fora para o conjunto de rochas pertencentes à facies granulito e anfíbolito médio a forte, constituído por granada-biotita gnaisses, gnaisses a hiperstênio, gnaisses quartzo-feldspáticos e biotita gnaisses. Não foram incluídas no complexo rochas magmáticas sem evidências de metamorfismo.

O Complexo Juiz de Fora é caracterizado por Campos Neto & Figueiredo (1990), através de conjuntos de associações litológicas maiores. O primeiro foi definido como sendo magmático e de afinidade cálcio-alcálica (transição metamórfica entre ortogranulitos e ortognaisses) e o segundo refere-se a uma associação de granitos diatexiticos e gnaissicos,

localmente granatíferos e mostrando evidências de descharnockitização.

Costa *et al.* (1993) e segundo dados apresentados neste trabalho, descrevem para parte do que é considerado por autores citados acima como sendo do domínio do Complexo Juiz de Fora, entre Rio Casca e a região limítrofe entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo, rochas que assemelham-se muito mais com aquelas descritas por Lima *et al.* (1981) e Campos Neto & Figueiredo (1990), para o Complexo Paraíba do Sul.

Complexo Paraíba do Sul

Uma revisão e justificativas para o termo Complexo Paraíba do Sul (Fig. 1) são apresentadas por Lima *et al.* (1981). Segundo esta revisão, Rosier (1953) propõe a denominação de Complexo Paraíba para rochas aflorantes nas folhas Paraíba do Sul e Nova Friburgo. Ebert (1954, *in* Lima *et al.* 1981), substitui o termo Série Paraíba, inicialmente empregado por este autor, por Série Paraíba, tendo em vista a ocorrência de sua seção tipo, no vale do rio Paraíba do Sul. Como já descrito, Ebert (1955), restringe a Série Paraíba aos gnaisses da zona do Paraíba, caracterizados pela intensa adição de potássio. Ebert (1967), denomina de Grupo Paraíba a um conjunto de rochas da fácies anfibolito alto e granulitos de ocorrência local, aflorantes na Serra do Mar e Vale do Paraíba do Sul. Brandalise *et al.* (1976, *in* Lima *et al.* 1981) adotam a denominação de Associação Paraíba do Sul para as rochas das Séries Paraíba-Desengano e Juiz de Fora. Costa (1978), propõe a ocorrência comum de rochas granulíticas aos grupos Juiz de Fora e Paraíba e estende a denominação de Grupo Paraíba para todo o nordeste de Minas Gerais, restringindo o seu Grupo Juiz de Fora à sua localidade-tipo, com prolongamento para norte, conforme proposto por Ebert (1955). Fontes *et al.* (1978) denominam de Associação Barbacena-Paraíba do Sul o conjunto de rochas do leste e nordeste de Minas Gerais. Como proposta para a Folha Salvador, do Projeto Radambrasil, Lima *et al.* (1981) denominam uma faixa de biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, kinzigitos e intercalações de quartzitos e de rochas cálcio-silicáticas, então pertencentes ao Complexo Paraíba (Rosier 1953) ou ao Grupo Paraíba (Costa 1978), de Complexo Paraíba do Sul.

Estudos na região fronteira entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo levaram Campos Neto & Figueiredo (1990) a uma caracterização do Complexo Paraíba do Sul, como uma seqüência metassedimentar supracrustal, constituída por uma unidade psamítica, uma grauváquica e uma carbonática, mostrando clara incompatibilidade metamórfica com os terrenos adjacentes (Complexo Juiz de Fora).

Complexo Costeiro

O Complexo Costeiro (Fig. 1) seria constituído, segundo Campos Neto & Figueiredo (1990), por rochas de fácies granulito e anfibolito com imposição de

processos de migmatização e de geração de granitos e distribuídas em dois segmentos: 1) segmento granulito-granito-migmatítico e 2) segmento gnáissico-migmatítico. Intercalações minoritárias de calcários, metavulcânicas, formações ferríferas e de quartzitos são descritas. Estes autores descrevem esse complexo como um cinturão metamórfico de alto grau e do tipo baixa pressão, a cordierita, com profusa anatexia e granitogênese.

EVOLUÇÃO CARTOGRÁFICA

Refletindo os diferentes critérios utilizados na delimitação das áreas de ocorrência das citadas unidades, observa-se que rochas da região de Rio Casca, no mapeamento geológico RADAMBRASIL-MME/1983 (1:1.000.000) Folha Rio de Janeiro/Vitória, encontram-se inseridas em um domínio designado por Gnaiss Piedade. Nos mapeamentos efetuados pelas equipes da CPRM/1991 (1:100.000) e do Projeto Radar-Minas Gerais/1978 (1:500.000), a região de Rio Casca é parte integrante do Complexo Mantiqueira no primeiro e do Paraíba do Sul, no segundo. No mapeamento efetuado pela equipe do IGA-MG/Mapa geológico de Minas Gerais-1976 (1:1.000.000) a citada região está no Complexo Paraíba. No Mapa Geológico de Minas Gerais-Comig/1994 (1:1.000.000), a região de Rio Casca encontra-se no Complexo Mantiqueira e todas as rochas aflorantes no leste e nordeste de Minas Gerais, com exceção de algumas consideradas intrusivas, fazem parte do Complexo Juiz de Fora. No Mapa geológico IGA-MG/1976, observa-se uma extensão da área de ocorrência do Grupo Paraíba para norte e redução daquela do Complexo (Grupo) Juiz de Fora. Na Carta geológica do Brasil ao milionésimo efetuada pela equipe do DNPM/(1978 - Folha Rio de Janeiro/Vitória/Iguape e 1979 - Folha Belo Horizonte), as rochas do leste de Minas Gerais fazem parte da Associação Charnockítica e, a leste, estão em contato com as do grupo Barbacena Indiviso. A leste, no estado do Espírito Santo esta associação encontra-se em contato tectônico (Lineamento de Guaçuí) como rochas da Faixa Costeira e com gnaisses granitóides, migmatitos e xistos/quartzitos indivisos.

Em alguns segmentos da porção leste de Minas Gerais (Fig. 2), já foram desenvolvidos estudos de detalhe com mapeamento geológico na escala de 1:25.000 (Viana *et al.* 1993; Barroso Correa *et al.* 1995; Moreira *et al.* 1995), com detalhamento petrográfico e geoquímico. Fritzer (1991), Söllner *et al.* (1991) e Wiedemann (1993) apresentam um considerável volume de dados sobre a petrografia e a geoquímica de rochas do Espírito Santo. Este conjunto já permite, pelo menos a nível preliminar, a separação de unidades litoestratigráficas e uma caracterização de compartimentos geotectônicos maiores. Isto representa, na opinião dos autores, uma contribuição para o entendimento da evolução dessa região, que aliada a outras, podem permitir uma padronização de suas

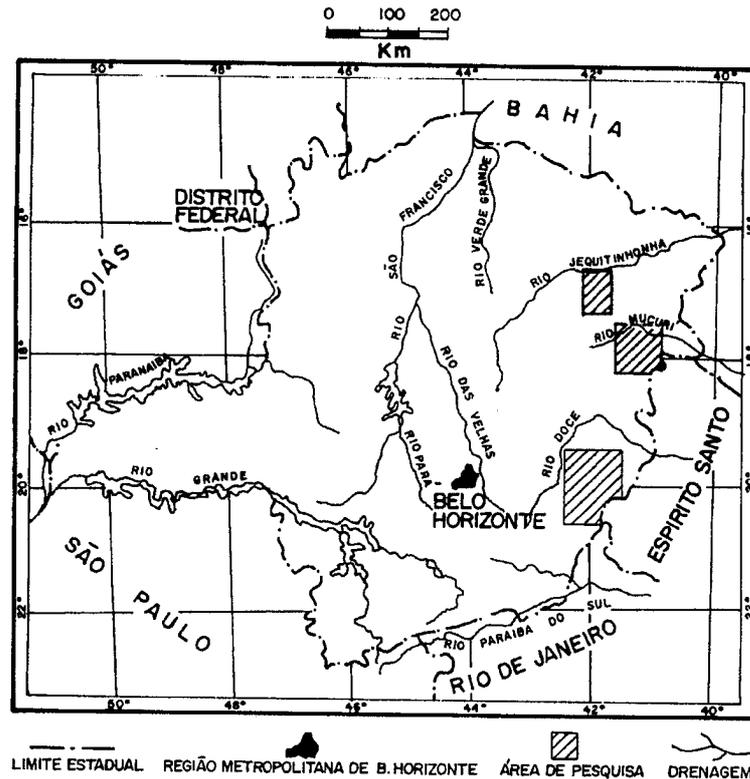


Figura 2: Caracterização das principais áreas de pesquisa no estado de Minas Gerais.
Figure 2: Map showing locations of the studied regions, in eastern Minas Gerais, Brazil.

denominações litoestratigráficas, bem como o delineamento dos episódios principais da evolução Pré-Cambriana desses terrenos.

Assim sendo, a ocorrência pouco frequente e de forma esparsa de rochas granulíticas no leste de Minas Gerais, justificaria a adoção da divisão proposta por Ebert (1955), mesmo não tendo sido caracterizada aqui uma faixa, como descrito por este autor para a região de Juiz de Fora. A denominação no sentido de Barbosa & Sad (1983), com distinção entre unidades Comendador Venâncio e Raposo, seria igualmente apropriada para o leste de Minas Gerais, desde que reduzidas as áreas de exposição destas rochas do Juiz de Fora nas porções leste e nordeste do estado. Neste trabalho, adota-se em parte a proposta de Costa (1978), que estende a denominação de Grupo Paraíba para todo o leste e nordeste de Minas Gerais e restringe o seu Grupo Juiz de Fora à sua localidade-tipo, com um prolongamento para norte. A ressalva que se faz é com relação à necessidade de se restringir mais ainda a área de ocorrência do chamado Complexo Juiz de Fora.

MAGMATISMO

Estudos petrográficos e geoquímicos permitiram a proposição de uma distribuição para as rochas metaígneas estudadas. Segundo esta distribuição tem-se: 1) rochas metabásicas toleíticas (metagabros, anfibolitos e gnaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora) aflorando nas regiões de Manhuaçu, Simonésia e Caratinga e interpretadas como fazendo parte de um

arco de direção norte-sul e 2) rochas granitóides de afinidade cálcio-alcálica aflorantes a leste e configurando um arco plutônico, igualmente de direção norte-sul. As rochas granitóides estudadas, integram as Suítes Intrusivas Santa Rita do Mutum (Angeli 1988; Barroso *et al.* 1995; Moreira 1996, em preparação) e Galileia (Rangel da Silva *et al.* 1987).

Em função dos dados geoquímicos obtidos para estas rochas, de origem comprovadamente ígnea, verifica-se a existência de uma polaridade dada pela % de K_2O , que aumenta de oeste para leste. Para as rochas toleíticas (subalcalinas do tipo normal-alumina basaltos) estes teores variam de 0,07 a 0,78% e para os granitóides cálcio-alcálicos a variação situa-se entre 3,16 e 4,44% de K_2O . Teores da ordem de 8,0% foram encontrados em mobilizados graníticos, associados à zonas de cisalhamento. Uma caracterização geotectônica dos tipos granitóides mostra um ambiente de subducção com tipos pré-colisionais e sin-colisionais (Moreira 1996, em preparação).

O caráter toleítico semelhante ao de basaltos insulares verificado para parte das rochas básicas estudadas na região (Costa *et al.* 1993; Moreira 1996, em preparação), foi também constatado em outras áreas tradicionalmente caracterizadas pela ocorrência de rochas do Complexo Juiz de Fora. Barbosa & Sad (1983) descrevem toleitos básicos mostrando afinidade com basaltos oceânicos (toleitos de arco de ilha e abissais), na região sudeste do estado. Quando os dados geoquímicos obtidos na área em estudos, são comparados com aqueles típicos de vulcanismo

relacionado a subducção proterozóica, ocorridas em outras áreas (Thom *et al.* 1990; Syme 1990), mostram excelente correlação.

Wiedemann (1993) e Figueiredo & Campos Neto (1993) descrevem um arco plutônico no leste do Estado do Espírito Santo, constituído por rochas magmáticas cálcio-alcálicas pré-colisionais, ocorrendo na forma de corpos alongados, granitos-S, migmatitos peraluminosos pré- a sin-colisionais e plutons e diques cálcio-alcálicos/alcálicos pós-colisionais, invariavelmente mostrando texturas ígneas primárias.

Os granitóides cálcio-alcálicos aflorantes a leste de Manhuaçu, na região limítrofe entre os estados de Minas Gerais e Espírito Santo, diferem destes últimos, por apresentarem um predomínio de composição intermediária e por mostrarem, às vezes, foliação variando de incipiente a forte.

DADOS ESTRUTURAIS

No estágio atual, os dados estruturais obtidos não permitem uma caracterização segura dos eventos deformacionais ocorridos no leste de Minas Gerais, no que diz respeito a uma distinção entre aqueles relacionados a uma primeira orogênese (Brasiliano I de Campos Neto & Figueiredo 1995) e aqueles relacionados com orogêneses mais recentes e tidas como do Neoproterozóico/Eopaleozóico (Orogênese Rio Doce).

Pode-se apenas constatar, que a região foi afetada por no mínimo duas fases de deformação dúctil. A primeira, de caráter regional, contribuiu para a impressão de uma estruturação gnáissica típica e a segunda foi responsável por uma tectônica tangencial, que afetou parte das rochas estudadas. O elevado grau de retrabalhamento tectônico a que foram submetidas as rochas durante essa segunda fase, traduz-se pela presença marcante de grandes lineamentos de direção norte-sul, em geral anastomosados, relacionados à megazonas de cisalhamento, marcadas pela ocorrência frequente de lineações de estiramento mineral sub-horizontais. Registra-se nestas zonas de cisalhamento a existência de lineações de estiramento mineral paralelas ao mergulho da foliação milonítica e indicativas de regime transpressivo. Fora da área de influência dessas zonas transcorrentes observa-se, nas rochas aflorantes a oeste ou a leste da região de Manhuaçu, a predominância da foliação norte-sul com vergências para oeste e, frequentemente, lineações minerais de direção leste-oeste, indicando o sentido do transporte de massa ocorrido durante a fase posterior de cavalgamento, em condições de regime rúptil. Para este conjunto de lineamentos transcorrentes propõe-se a denominação de Cinturão Transcorrente Manhuaçu.

Assim, ao contrário do que se observa nos mapas geológicos de Minas Gerais, todo esta região é caracterizada por um denso sistema de zonas de cisalhamento, derivado de uma tectônica transcorrente de caráter dúctil a dúctil-rúptil, que gerou um padrão

anastomosado, definindo blocos tectônicos com formas de sigmóides (Costa *et al.* 1993b). Normalmente, observa-se na cartografia geológica proposta para a região, apenas a representação de uma prolongada falha de empurrão de direção norte-sul, localizada a oeste da Rodovia Rio-Bahia.

Da análise e interpretação de dados obtidos através do processamento digital de imagens de satélite (Laureano & Costa, 1996), com o apoio de fotografias aéreas convencionais, não só é possível a identificação destes grandes lineamentos, mas também o reconhecimento de similaridade de estilo tectônico com pelo menos parte da região sudeste. Do ponto de vista estrutural não identificamos nenhuma semelhança com os terrenos situados a nordeste, a norte ou a oeste da região em estudos.

Alguns grandes lineamentos, como o de Guaçuí, estudado com detalhe por Fritzer (1991), ou aqueles marcados pelos vales dos rios Doce e Casca, estão sendo interpretados como delimitadores de compartimentos tectônicos regionais, marcando descontinuidades estruturais, petrográficas e geoquímicas. Ebert (1957) já havia proposto uma discordância entre a Série Barbacena/Mantiqueira e a Série Juiz de Fora, constituindo segundo a sua proposta, uma separação entre o Arqueano e o Algonquiano na região sudeste de Minas Gerais. Mais tarde, estudos desenvolvidos por Haralyi & Hasui (1982) já propunham uma compartimentação estrutural em blocos, indicando a existência de uma descontinuidade gravimétrica entre os Blocos Brasília e Vitória, na região leste do Estado de Minas Gerais, a qual Haralyi *et al.* (1985) deram o nome de Abre Campo.

Uma análise estrutural de sub-áreas ou domínios, em meso e micro escalas, torna-se assim necessária para o aperfeiçoamento e melhor definição de um modelo evolutivo para o leste de Minas Gerais.

GEOCROLOGIA

Idades U-Pb obtidas a partir de zircões detríticos em amostras de rochas localizadas a sudoeste de Ubá e Carangola, dão como sendo de 2.200 Ma a idade de cristalização das rochas de uma área-fonte situada, segundo Fritzer (1991) a oeste, no domínio do Cráton do São Francisco. Ainda segundo este autor, a partir do estudo de rochas aflorantes no limite entre a faixa de ocorrência de rochas do Complexo Juiz de Fora e do Complexo Piedade, o evento metamórfico que gerou as rochas aflorantes a oeste da região de Abre Campo e Carangola, seria de idade Transamazônica, com pouca influência do evento Brasiliano.

Söllner *et al.* (1991) apresentam dados geocronológicos que indicam 3.400 Ma, como sendo a idade de cristalização de zircões detríticos, contidos em gnaiesses bandados do Complexo Barbacena, correspondendo este, ao dado disponível mais antigo referente à fase de consolidação do Cráton do São Francisco. Em um charnockito, amostrado no limite

entre o domínio do Complexo Juiz de Fora e do Gnaiss Piedade, foi obtida a idade de 2.220 ± 27 Ma, correspondendo à idade de um evento metamórfico granulítico, gerador desta rocha. Outros dados apresentados, atestam para rochas metamórficas dos Complexos Paraíba do Sul e Costeiro, idades de formação entre o Proterozóico Superior até o Paleozóico Inferior. Idades em torno de 2.050 e 2.250 Ma para núcleos de zircões de quartzitos e metapelitos aflorantes entre Guaçuí e Cachoeiro do Itapemirim, corresponderiam apenas à idade de formação do mineral detrítico. Idades de 590 Ma evidenciam o evento térmico Brasileiro, como sendo o evento responsável pela metamorfismo destas rochas.

Com a deposição de sedimentos molássicos do Orógeno Transamazônico, após a consolidação do Complexo Juiz de Fora, estes autores explicam a origem dos zircões de idade Transamazônica, encontrados em rochas dos Complexos Paraíba do Sul e Costeiro.

Wiedemann (1993) e Figueiredo & Campos Neto (1993) descrevem, para o leste do Estado do Espírito Santo, rochas magmáticas cálcio-alcálicas pré-colisionais (590-570 Ma), ocorrendo na forma de corpos alongados, granitos-S e migmatitos peraluminosos pré- a sin-colisionais (560-530 Ma) e plutons e diques cálcio-alcálicos/alcálicos pós-colisionais (520-480 Ma), invariavelmente mostrando texturas ígneas primárias.

Dados geocronológicos obtidos a partir de determinações em rochas granitóides aforantes na porção norte da Suíte Intrusiva Galileia, indicam idades Rb-Sr(RT) em torno de 650 Ma (Rangel da Silva *et al.* 1987).

No Mapa Geológico de Minas Gerais-Comig/1994 (1:1.000.000), as rochas aflorantes nas regiões leste e nordeste do estado, constituem o denominado Bloco Vitória e, com exceção de algumas consideradas intrusivas, são representadas como fazendo parte do Complexo Juiz de Fora, de idade arqueana.

Na Carta geológica do Brasil ao milionésimo/DNPM (1978 - Folha Rio de Janeiro/Vitória/Iguape e 1979 - Folha Belo Horizonte), as rochas do leste de Minas Gerais fazem parte da Associação Charnockítica e estão posicionadas no Pré-cambriano C ou médio (entre 1.800 e 2.500 Ma). As do grupo Barbacena Indiviso, a oeste, são consideradas como sendo de idade arqueana (2.500 Ma). Rochas da Faixa Costeira são consideradas como do Pré-cambriano indiferenciado.

AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO

A proposição de uma coluna litoestratigráfica para o leste de Minas Gerais e Espírito Santo depende de estudos petrográficos de detalhe e de estudos sedimentológicos, com levantamento de dados envolvendo o estabelecimento de proveniências e áreas-fonte (através da análise dos minerais pesados estáveis em condições de metamorfismo de médio/alto grau) e identificação dos ambientes de deposição dos

sedimentos (através da quantificação dos conjuntos litológicos e de suas variações).

Tentativas de caracterizar ou definir ambientes de sedimentação foram propostas, a partir de estudos locais e estendidas para as regiões sudeste e leste do estado.

Campos Neto & Figueiredo (1990), com base em estudos na região limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, reconheceram três unidades maiores para a seqüência supracrustal metassedimentar do Complexo Paraíba do Sul: 1) uma unidade psamítica, caracterizada pela intercalação de bancos de ortoquartzitos grossos, (sillimanita)-biotita-muscovita quartzito feldspático e quartzo-xistos e, em certos níveis, granada anfíbolitos, gnaisses a biotita e gnaisses calciossilicáticos; 2) uma unidade grauvaquiana constituída, essencialmente, por um (hornblenda)-granada-biotita gnaiss com intercalações de gnaisses calciossilicáticos e por raras intercalações de biotita gnaiss de caráter básico-intermediário; 3) uma unidade carbonática, representada por mármore e gnaisses calciossilicáticos, formando lentes nas metagrauvas ou como intercalações em gnaisses verdes a epidoto, anfíbólio e biotita, ou em xistos básicos a tremolita-actinolita. Para os autores citados, estas unidades representam depósitos psamito-carbonáticos de plataforma, refletindo uma sedimentação psamítica com vulcanismo básico e com finos depósitos pelito-químicos, que passam a uma bacia grauvaquiana flyschóide, com topo marcado por retrogradação de uma plataforma carbonática. Descrevem ainda uma seqüência gnáissico-migmatítica mais antiga, constituída por granada-biotita gnaiss granodiorítico e granada-biotita migmatitos.

Söllner *et al.* (1991), estudando áreas situadas no Espírito Santo, caracterizaram o extremo leste de Minas Gerais como sendo constituído por sedimentos grauvaquianos, tendo o Cráton do São Francisco e o Complexo Juiz de Fora sido considerados como áreas-fonte destes sedimentos. O Complexo Juiz de Fora, com relação aos complexos mais novos (Paraíba do Sul e Costeiro), já estaria consolidado e os sedimentos dos Complexos Paraíba do Sul em Minas Gerais e Espírito Santo e do Costeiro no Espírito Santo, corresponderiam à molassa de um orógeno transamazônico. A idade dos zircões detríticos e o grau de arredondamento dos mesmos, indicando um alto grau de maturidade e de transporte, reforçariam a hipótese de que a área ou áreas-fonte destes sedimentos estariam a oeste.

Fritzer (1991) descreve para a região limítrofe dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, região esta correspondente à porção ocidental da área pesquisada por ele, a ocorrência predominante de metassedimentos grauvaquianos, descritos como sendo biotita-gnaisses e migmatitos. Para leste, predominam quartzitos e mármore, que nas proximidades da costa, passam a rochas pelíticas, explicando, assim, a ocorrência frequente de sillimanita. As composições e a distribuição espacial destes metassedimentos permitiram ao citado autor, supor uma sedimentação

em ambiente plataformal para as seqüências aflorantes no Espírito Santo, tendo regiões situadas a oeste, nas proximidades do Cráton do São Francisco, funcionando como áreas-fonte. Segundo este autor, a presença frequente de metapelitos com sillimanita, na região costeira do Espírito Santo, indicaria uma sedimentação em níveis mais profundos e distais, a partir da zona costeira atual e em direção leste. Estes sedimentos teriam sido depositados em uma bacia de um oceano pré-brasiliano situado a leste, ora recobertos pelos sedimentos da plataforma das margens continentais sul-americana e sua correspondente do oeste africano. Em amostras de metassedimentos dos Complexos Paraíba do Sul e Costeiro, bem como do Granito-Estrela, foram encontradas frações de zircões detríticos de idade Transamazônica. As idades dos zircões detríticos obtidas e o grau de arredondamento destes, indicativo de um alto grau de maturidade e de transporte, levaram Fritzer (1991) à suposição de que as áreas-fonte para estes sedimentos também situavam-se a oeste, e que a deposição destes iniciou-se durante a consolidação do Complexo Juiz de Fora, no Transamazônico. Idades de zircões de rochas da Serra do Caparaó (Rb-Sr-RT=2,0 Ga) sugerem, segundo o autor citado, uma sedimentação no final do Evento Transamazônico (após a consolidação do Complexo Juiz de Fora), tendo sido estes sedimentos caracterizados como a molassa do Orógeno Transamazônico.

Na região compreendida entre Manhuaçu, em Minas Gerais, e a faixa costeira, afloram metassedimentos dos complexos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro. Um levantamento preliminar, envolvendo o estudo de algumas destas seqüências de metassedimentos na porção leste do estado de Minas Gerais, permite a distinção das seguintes unidades: 1) gnaisses quartzo-feldspáticos intercalados por quartzitos puros, eventualmente equivalentes metamórficos de arenitos (puros, micáceos ou arcossianos) com intercalações de vulcânicas félsicas e/ou vulcanoclásticas; 2) espessos pacotes de gnaisses e xistos (subordinados) que representam metapelitos, raros metassedimentos manganésíferos (gonditos ?), com intercalações quartzíticas, calciossilicáticas e máficas, considerados equivalentes metamórficos de sedimentos pelágicos e secundariamente de seqüências turbidíticas com vulcanitos básicos associados; 3) ortoquartzitos e quartzitos micáceos de granulação fina a média, interpretados como equivalentes metamórficos de arenitos de seqüências de turbiditos (caracterização em função do contexto litológico em que os mesmos se encontram); 4) quartzitos feldspáticos de granulação média a grossa, equivalentes de arenitos e/ou arenitos arcoseanos e gnaisses com hornblenda, epidoto, feldspato e biotita, considerados equivalentes metamórficos de seqüências grauvaquianas, que podem representar sistemas marinhos costeiros.

Os gnaisses quartzo-feldspáticos representam a fase inicial do processo de formação do *rift*, caracterizada por vulcanismo ácido. A presença de paragneisses

(granada gnaisses, granada-sillimanita gnaisses ou cordierita-sillimanita gnaisses) e de rochas com alto conteúdo em granada, intercalados por bancos de quartzitos puros (granulação variando de fina a média), quartzitos granatíferos, micáceos ou com sillimanita (seqüência distal: depositada em ambiente oceânico profundo), gradando em direção leste para xistos pelíticos (granada ± cianita-estaurolita xistos), igualmente contendo intercalações de bancos quartzíticos (seqüência superior), associados a metavulcânicas básicas e félsicas, constituem fortes indícios de que estas seqüências desenvolveram-se em ambiente do tipo extensional, envolvendo rifteamento continental e evolução para bacia do tipo retro-arco, conforme discutido adiante. Em função do grau de metamorfismo e do seu caráter regional, estruturas e mineralogia primárias das seqüências descritas não foram preservadas.

Em direção leste, esta seqüência encontra-se recoberta por plagioclásio-hornblenda-epidoto ou biotita-gnaisses, seguidos por extenso pacote de gnaisses portadores de hornblenda, plagioclásio, epidoto e quartzo, intercalados por quartzitos feldspáticos/microclina-plagioclásio e quartzitos micáceos (os feldspatos encontrados não são considerados produto do metamorfismo e associam-se aos tipos micáceos). Esta última seqüência (grauvaquiana/arcoseana) poderia ser explicada pela ambiência continental próxima e resultaria do retrabalhamento do arco magmático plutônico cálcio-alcalino, aflorante mais a leste. Supõe-se que o desenvolvimento do arco plutônico cálcio-alcalino teve início, ainda durante a fase de instalação da bacia. Processos tectônicos e erosivos, encarregaram-se de expor os níveis inferiores desta, aflorantes a oeste, na região próxima a Manhuaçu.

No extremo leste de Minas Gerais, estendendo-se através do Espírito Santo até sua zona litorânea, observa-se gnaisses psamíticos e peraluminosos, biotita-hornblenda-gnaisses, intercalados por quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e mármore, que caracterizariam uma seqüência do tipo plataformal, depositada numa margem continental pretérita, (provavelmente na margem continental passiva relacionada a formação da crosta oceânica que sofreu subducção, contribuindo para a formação da bacia de retro-arco acima mencionada) posteriormente intrudida por rochas granitóides, que compõem o arco magmático plutônico descrito.

MODELAMENTO GEOTECTÔNICO

Na análise de Brito Neves (1995), colagens promovidas pelos ciclos orogênicos da parte intermediária do Paleoproterozóico foram muito importantes para a consolidação e origem dos núcleos cratônicos mais antigos do nosso continente. A seguir, as massas continentais então recém-aglutinadas foram submetidas a importantes e extensivos processos de tafrogênese com início em 1,8-1,75 Ga até o final do Paleoproterozóico (1,8-1,6 Ga). Esse processo tafrogênico teria decorrido da coalescência de blocos

crustais, tamponando a astenosfera, que reage com ascensão significativa de materiais mantélicos aquecidos que vão se alocar próximo à base da crosta.

Em um estudo sobre a evolução geológica do continente sul-americano, Cordani & Brito Neves (1982) propõem para o Paleoproterozóico, em função da existência de grandes placas continentais, uma subdivisão de terrenos entre os tectonicamente estáveis e aqueles considerados como zonas tectônicas. O desenvolvimento de cinturões dobrados, nas áreas de margens continentais, desde parcialmente ensiálicos até parcialmente ensimáticos, com possibilidade de acreções continentais, constituem processos associados a um regime tectônico que, segundo estes autores, teriam caracterizado não somente o Paleoproterozóico, mas também períodos que sucederam a este.

No final do Mesoproterozóico (1.3 a 1.0 Ga), são inúmeras as evidências da atuação dos processos de fusão continental (Brito Neves 1993), promovendo colagens de grande parte desses blocos (Rodinia), separados em processos tafrogênicos anteriores. Porções de crosta ou arcos de ilhas recém formados devem ter sido igualmente aglutinados a esses blocos arqueanos já existentes. A estes seguiram-se outros processos envolvendo a fissão ($\pm 101.000 - 900$ Ma) de parte desta grande placa neoproterozóica ou a aglutinação de massas crustais (950 e 600 Ma) ao seu redor.

Modelos anteriormente propostos para o leste de Minas Gerais e Espírito Santo

Para a região sudeste do Brasil, e por conseguinte para o leste de Minas Gerais, um modelo wegeneriano envolvendo aglutinação de núcleos continentais foi apresentado, inicialmente, por Guimarães (1951; in Alkmim *et al.* 1992). Segundo uma seqüência evolutiva proposta por este autor, haveriam no início do Proterozóico vários maciços continentais a oeste do que era a Arqui-África. Uma aproximação entre os maciços siálicos denominados de Arqui-Brasil e Arqui-África, seguida de posterior colagem dos demais maciços, resultou no fechamento total dos oceanos que os margeavam. Uma falha de empurrão (cavalcamento de leste para oeste) teria impelido o maciço oriental ou o continente africano desprêgado de sua origem e soldando-o ao Arqui-Brasil.

Haralyi & Hasui (1982) propõem, com base em dados gravimétricos, uma evolução arqueana-proterozóica para o leste de Brasil e para Minas Gerais, cuja estruturação envolveu a formação de blocos durante o evento Jequié ($2,7 \pm 10,2$ Ga). Estes blocos constituíam-se por terrenos granito-gnáissicos, com cinturões de rochas verdes associados e eram separados por cinturões de alto grau, que corresponderiam às porções inferiores dos blocos soerguidos. Nas zonas de bordas destes blocos ocorreriam largas exposições de rochas granulíticas. Além das discontinuidades encontradas, estas zonas foram caracterizadas por um acentuado espessamento crustal.

Na evolução desta porção leste de Minas Gerais e do Espírito Santo, Haralyi & Hasui (1982), propõem

ainda a atuação de processos de ruptura e deslocamentos crustais, falhamentos, formação de seqüências supracrustais e processos termo-tectônicos, ocorridos no Proterozóico. Estes teriam afetado as zonas de contato e áreas adjacentes aos blocos e em especial ao Bloco Vitória, gerando cinturões móveis, como por exemplo o Cinturão Móvel Costeiro, constituindo assim uma unidade arqueana retrabalhada durante os eventos do Proterozóico. Este cinturão ocuparia, segundo esses autores a área compreendida pelos Complexos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro.

Campos Neto & Figueiredo (1990), tratando da evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora, a partir de estudos no norte do estado do Rio de Janeiro, descrevem três domínios crustais distintos: o domínio Juiz de Fora, o Complexo Paraíba do Sul e o Domínio Costeiro. Uma constituição litológica contrastante, uma descontinuidade metamórfica e um comportamento geoquímico independente, levaram os autores a propor a existência de dois terrenos suspeitos (entre si e em relação à borda retrabalhada do Cráton do São Francisco e Faixa Araçuaí): 1)- O Domínio Juiz de Fora, descrito como sendo um terreno suspeito, foi caracterizado por duas séries plutônicas cálcio-alcálicas (TTG e LILE), com consolidação em eventos orogênicos do Proterozóico Inferior (2,1 Ga). O magmatismo precursor de ambas as séries (idade desconhecida) teria sido gerado sob condições de subducção de crosta oceânica; 2)- As rochas migmatíticas do Domínio Costeiro e as supracrustais do Complexo Paraíba do Sul caracterizariam um segundo terreno suspeito, com deposição da seqüência supracrustal tendo ocorrido no Proterozóico superior.

A evolução deste terreno (idade inicial do ciclo tectônico desconhecida) deu-se segundo um ciclo tectônico único com duração aproximada de 70 milhões de anos, com soerguimento e estabilização tectônica ocorrendo nos 20 milhões de anos seguintes. Os terrenos do domínio crustal Costeiro constituíam então um microcontinente. A transformação deste microcontinente em microplaca (denominada de Serra do Mar por Figueiredo & Campos Neto 1993), com o desenvolvimento de uma margem continental ativa, iniciou-se próximo ao Cambriano, com subducção de uma placa oceânica em sentido oeste e geração de plutonismo cálcio-alcálico pré-colisional. O prisma acrescionário existente, teria sido intensamente deformado sob condições profundas, resultando em intenso metamorfismo de baixa pressão, em alto grau e em presença de anatexia generalizada, ao tempo do estabelecimento de um arco magmático cálcio-alcálico.

Ainda segundo proposta de Campos Neto & Figueiredo (1990), os terrenos do Domínio Costeiro agregaram-se ao terreno Juiz de Fora, quando do estágio de microplaca alcançado pelo primeiro. No início do Cambriano inferior (560 Ma), ocorreu o estágio final de formação do arco magmático Rio Doce, com colisão de massas continentais (intensa anatexia crustal e plutonismo do tipo S) e desenvolvimento de zonas de cisalhamento horizontais comuns aos dois domínios. Este evento consolida a colagem da microplaca Serra

do Mar com o Domínio Juiz de Fora e representa o avanço relativo dos terrenos agregados em direção a oeste (direção do domínio do Cráton do São Francisco), configurando um processo de subducção do tipo A.

Na seqüência proposta por Campos Neto & Figueiredo (1990) tem-se: (1) - Consolidação dos terrenos infracrustais do Domínio Juiz de Fora no Proterozóico Inferior (2,1 Ga), com magmatismo cálcio-alcalino gerado sob condições de subducção de crosta oceânica de sentido noroeste e de idade desconhecida; (2) - Transformação do Domínio Costeiro e Complexo Paraíba do Sul em um Microcontinente (duração 90 Ma/idade inicial desconhecida); (3) - Transformação deste Microcontinente em uma Microplaca (subducção para oeste de placa oceânica próximo ao Cambriano e com desenvolvimento de Arco Magmático); (4) - Colagem da Microplaca no Domínio Proterozóico inferior Juiz

de Fora; (5) - Avanço relativo dos terrenos agregados em direção a oeste (em parte para o domínio do Cráton do São Francisco) por processo de subducção (cambriana) do tipo A.

Campos Neto & Figueiredo (1995) descrevem uma orogênese do tipo colisional ou relacionada com subducção de crosta oceânica (Brasiliano I), geradora de cinturões de dobramentos na borda sudeste do Cráton do São Francisco, com acreção de distintas microplacas e geração de arco magmático associado às raízes de um cinturão de cavalgamento (Cinturão de Cavalgamento Juiz de Fora). Um arco magmático (590-570 Ma) gerado por subducção de placa oceânica de sentido NW é descrito para a Microplaca Serra do Mar (Orogênese Rio Doce) e um novo estágio colisional (560-530 Ma) é proposto e considerado responsável pela acreção desta Microplaca aos domínios orogênicos precedentes (Fig. 3).

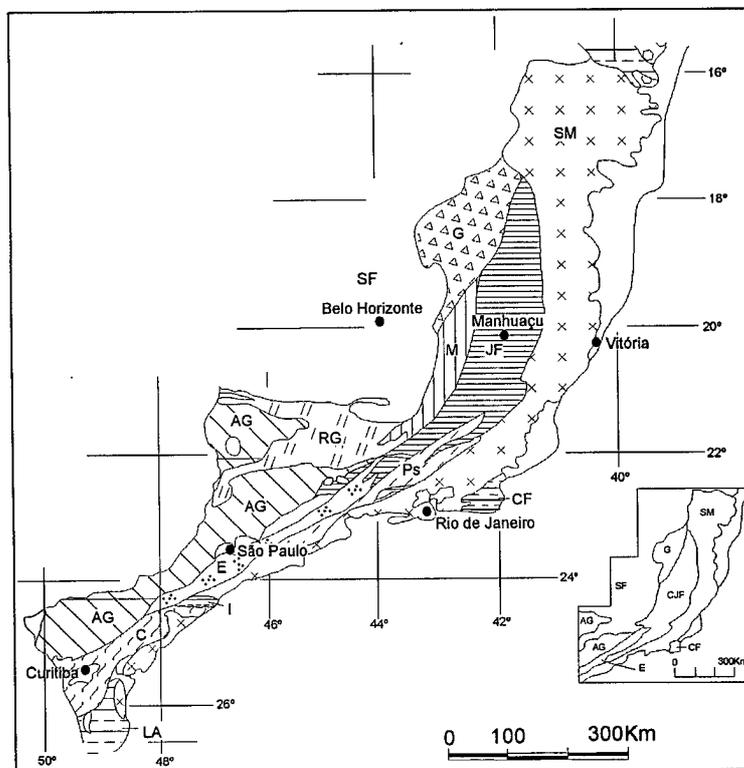


Figura 3: Representação esquemática dos sistemas orogênicos do sudeste do Brasil acríscidos ao Cráton do São Francisco, segundo modelo proposto por Campos Neto & Figueiredo (1995, modificado). (SF) - Cráton do São Francisco e seus cinturões marginais dobrados do Mesoproterozóico/Neoproterozóico; (CF) - Janela de Cabo Frio; (LA) - Bloco Luis Alves; (I) - Lasca de Itatins; (G) - Microplaca Guanhanes; (SM) - Microplaca Serra do Mar; (C) - Microplaca Curitiba; (AG) - Microplaca Apiaí-Guaxupé; (M) - Terreno paleoproterozóico infracrustal Mantiqueira + (JF) - Terreno paleoproterozóico infracrustal Juiz de Fora = (CJF) - Cinturão de Cavalgamento Juiz de Fora; (RG) - Cinturão Alto do Rio Grande/Terreno vulcano-sedimentar mesoproterozóico e (E) - Terreno neoproterozóico supracrustal Embu; (Ps) - Rochas supracrustais de alto grau neoproterozóicas do Terreno Paraíba do Sul, não incluídas no domínio da Microplaca Serra do Mar.

Figure 3: Sketch map of the orogenic systems of Southeastern Brazil accreted to the São Francisco Craton (modified after Campos Neto & Figueiredo 1995). (SF) - São Francisco Craton and its marginal Neoproterozoic and Mesoproterozoic Folded Belts; (CF) - Cabo Frio Window; (LA) - Luis Alves Block; (I) - Itatins Slice; (G) - Guanhanes Microplate; (SM) - Serra do Mar Microplate; (C) - Curitiba Microplate; (AG) - Apiaí-Guaxupé Microplate; (M) - Paleoproterozoic Infracrustal Mantiqueira Terrane and (JF) - Paleoproterozoic Infracrustal Juiz de Fora Terrane = (CJF) - Juiz de Fora Thrust Belt; (RG) - Mesoproterozoic Volcano-Sedimentary Terrane/Alto do Rio Grande Belt and (E) - Neoproterozoic Embu Supracrustal Terrane; (Ps) - Neoproterozoic high-grade supracrustal rocks of the Paraíba do Sul Terrane (not included in the domain of the Serra do Mar Microplate).

Se por um lado, os argumentos apresentados favorecem modelos de evolução ensiálicos para o leste e sudeste de Minas Gerais, dada a manutenção de uma geometria estrutural arqueana, por outro lado, o processo de justaposição dos citados blocos e o espessamento crustal de suas bordas, são considerados sugestivos (Haralyi & Hasui 1982) para um mecanismo de colisão, com subducção e assimilação da placa submersa. Haralyi & Hasui (1982), no entanto, justificam sua opção pela não formalização de um modelo geodinâmico colisional, em função da ausência de evidências geológicas que suportassem o mesmo.

Novo modelo proposto

A partir de dados de campo, geoquímica de rochas e minerais, considerações petrológicas e de dados envolvendo o estudo petrográfico das rochas

metassedimentares e a caracterização dos seus ambientes de deposição, propõe-se um modelo de evolução geodinâmica para a porção leste do Estado de Minas Gerais. Este modelo envolve processo de tafrogênese de um supercontinente soldado no Mesoproterozóico, seguido de aglutinação mesoproterozóica/neoproterozóica de microcontinentes (entre 1200 e 650 Ma?), dentre os quais, o aqui denominado Manhuaçu (Fig. 4a - Domínio A), com consequente fechamento de seus oceanos interiores. Antecedendo a este fechamento, condicionada à fase de consumo de placas (subducção de placa oceânica por sob placa continental pouco espessa - Fig. 04b I - IV), com geração de arcos magmáticos (vulcânico-plutônico) e facilitada por processo de underplating (Fig. 4b II - III), ocorreu a instalação (regime extensional) de uma bacia do tipo retroarco (Back-arc

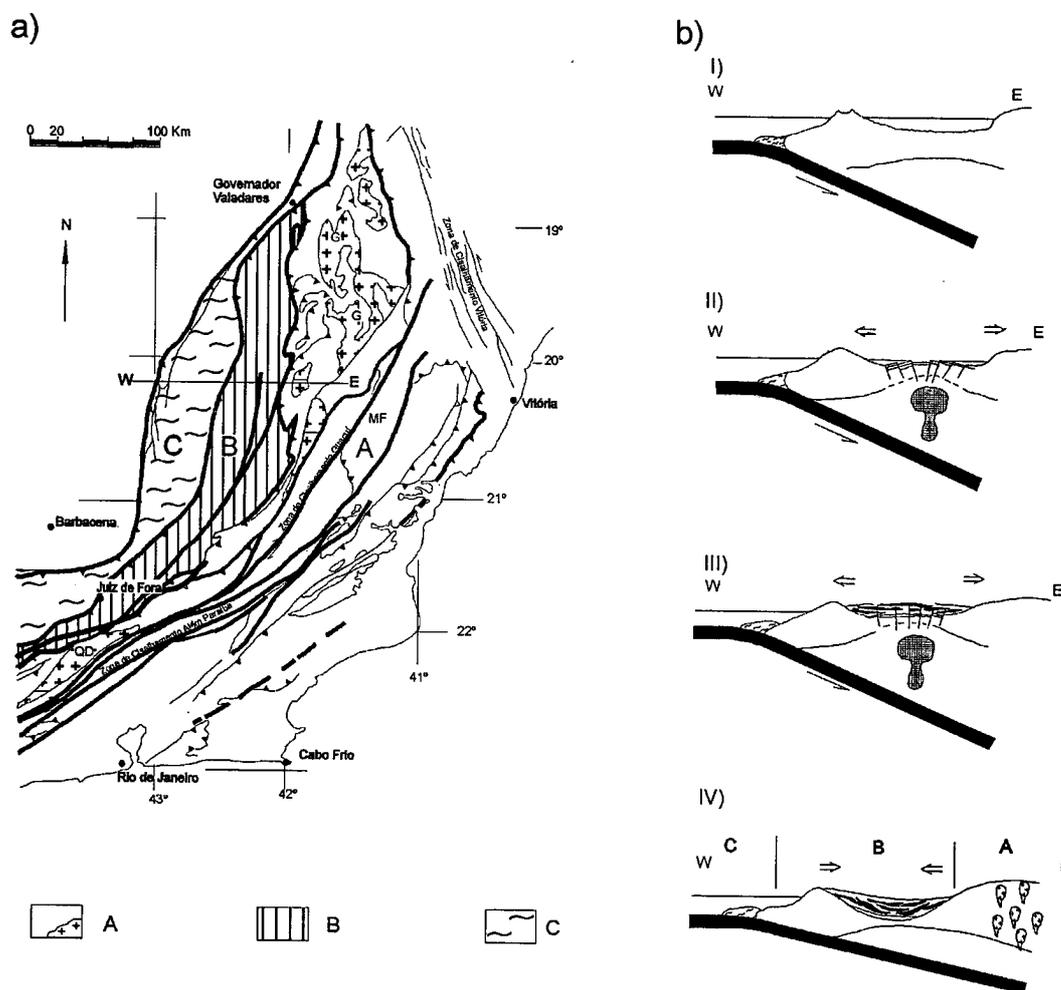


Figura 4: (a) - Delimitação dos ambientes geotectônicos propostos: A - Microplaca Manhuaçu; B - arco de ilha e bacia retroarco; C - prisma acrescionário. (b) - Modelo de evolução pré-colisional, envolvendo subducção de placa oceânica de sentido leste e formação de bacia do tipo retro-arco com posicionamento de corpos granitóides, configurando um arco plutônico cálcio-alcálico, com desenvolvimento entre os estágios finais do processo de subducção e o final do evento colisional, segundo perfil W-E da figura 04a.

Figure 4: (a) - Outline of the proposed geotectonic settings: A - Manhuaçu Microplate; B - Island-arc and Back-arc Basin; C - Accretionary Wedge. (b) - Precollisional evolutionary model for the studied area with eastward subduction of oceanic plate, a back-arc basin formation, and development of a calc-alkalic continental plutonic arc, after W-E section of Figure 4a

Basin), na margem da placa continental envolvida (Fig. 4a - Domínio B; Fig. 04b II - III). Processos de acreção envolvendo a colagem de microcontinentes, constituíram as fases finais do processo (segundo conceitos de Howell, 1989). Na delimitação dos ambientes geotectônicos propostos (vide Fig. 4a), o Domínio C corresponde à rochas do Complexo Mantiqueira. Estudos em andamento visam uma caracterização destes litotipos como fazendo parte de uma seqüência do tipo prisma acrescionário.

Para a região em estudos, um outro modelo de evolução envolvendo uma orogenia do tipo arco de ilha (Fig. 5b I) relacionada com processo de subducção de

sentido oeste, seguida por orogenia do tipo cordilherana (Fig. 5b III - IV) poderia ser invocado. O avanço do arco de ilha e do continente mais sedimentos de sua margem passiva, localizados em placas diferentes (Fig. 5b I), resultaria em uma colisão entre estes domínios (Fig. 5b III). Com a substituição da antiga zona de subducção por outra, de sentido leste (Fig. 5b III - IV) ocorreria o desenvolvimento de um arco magmático continental (Fig. 5b IV). Ao final, teria-se um processo de colisão entre placas continentais, com consumo de toda litosfera oceânica. A presença de rochas metavulcânicas básicas e intermediárias, bem como de plutônicas básicas, intercaladas com metassedimentos marinhos

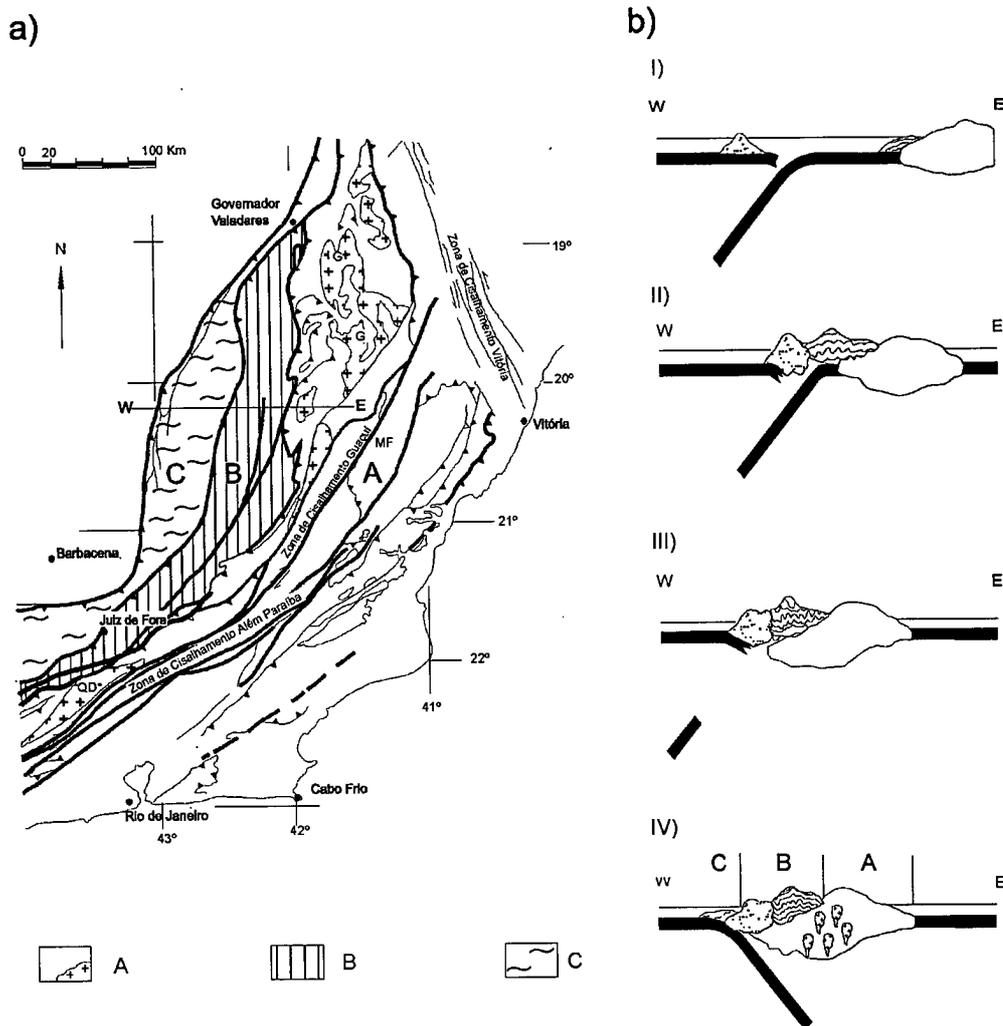


Figura 5: (a) - Delimitação dos ambientes geotectônicos propostos: A - Microplaca Manhuaçu; B - arco de ilha e sedimentos de margem passiva; C - prisma acrescionário. (b) - Modelo de evolução envolvendo subducção de placa oceânica inicialmente de sentido oeste com formação de arco de ilha e acreção arco-continente, mudança no sentido da subducção com posicionamento de corpos granitóides, configurando um arco plutônico cálcio-alcalino, segundo perfil W-E da Fig. 05a.

Figure 5: (a) - Outline of the proposed geotectonic settings: A - Manhuaçu Microplate; B - Island-Arc and offshore sediments of a passive continental margin; C - Accretionary Wedge. (b) - Evolutionary model with an island-arc orogeny related to a westward subduction followed by a cordillerean type orogeny. With the advance of the island-arc and continent with the offshore sediments, in different plates, a collision between these domains occurred. The old subduction zone was replaced by another one, eastward directed and the development of a calc-alkalic continental magmatic arc occurred (after W-E section of the Figure 5a).

e continentais, não é típica para seqüências de sedimentos associados à margens continentais passivas, o que inviabiliza a adoção de tal modelo.

CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA E GEOLÓGICA DOS AMBIENTES GEOTECTÔNICOS PROPOSTOS

A microplaca continental referida neste trabalho como Manhuaçu corresponde apenas em parte à Microplaca Serra do Mar, delimitada a partir da costa e a oeste pelo Lineamento de Guaçuí segundo Campos Neto & Figueiredo (1995). Na atual proposta, esta microplaca tem seus limites estendidos (Fig. 4a - domínio A), atingindo o extremo leste de Minas Gerais. É constituída por seqüências rochosas infra e supracrustais de paragneisses grauvaquianos de médio e alto grau, migmatitos, quartzitos, intercalações de mármore, de rochas cálcio-silicáticas e xistos subordinados. Rochas granitóides de afinidade cálcio-alcalina, com assinatura geoquímica variando entre os tipos pré- a pós-colisionais, configuram um arco magmático plutônico (± 10650 Ma; Söllner 1991; Rangel da Silva *et al.* 1987) na sua porção ocidental, cujos corpos transicionam para ou intrudem as seqüências mencionadas. Este arco, de direção aproximada norte-sul, ultrapassa a região de Ipanema situada ao norte e Lajinha ao sul. A oeste, a microplaca proposta pode ser delimitada pelos marcantes lineamentos a leste da região de Manhuaçu. A noroeste seus limites confundem-se com os da Microplaca Guanhães (Figueiredo & Campos Neto 1993). A norte e nordeste estaria separada do Domínio Jequitinhonha/Mucuri pelos lineamentos do médio Vale do Rio Doce(?). A sudoeste está delimitada pelo complexo Embú e pela Microplaca Apiaí-Guaxupé (Figueiredo & Campos Neto, 1993). Suas delimitações sul e sudeste não foram definidas.

A leste da região de Iúna, no Estado do Espírito Santo, observa-se uma continuada presença de gnaisses migmatíticos grauvaquianos, biotita-hornblenda-gnaisses, intercalações de mármore e de rochas calciosilicáticas, observados pelos autores do atual trabalho e descritos na literatura (Fritzer 1991; Söllner *et al.* 1991; Wiedeman 1993). Rochas granitóides mais novas, voltam a aflorar na porção oriental deste estado e vêm sendo detalhadamente estudadas por Wiedeman e colaboradores. Segundo Campos Neto & Figueiredo (1995), estas rochas caracterizam um arco magmático continental relacionado a um processo de subducção de sentido noroeste, associado à Orogênese Rio Doce, ocorrida no Eopaleozóico.

Na região de Manhuaçu-Caratinga, anfíbolitos e ortogneisses básicos, de composição toleítica, são evidências de uma suíte vulcânica (> 10650 Ma; Söllner *et al.* 1991) de afinidade oceânica, caracterizando um ambiente do tipo arco de ilha. Gnaisses com granada e sillimanita, invariavelmente intercalados por rochas quartzíticas, às vezes contendo alto conteúdo em

granada ou sillimanita fibrolítica, associam-se a estes tipos básicos. A leste desta região e em direção ao Estado do Espírito Santo, encontram-se rochas, que constituem equivalentes metamórficos, com paragêneses do tipo baixa pressão e alta temperatura, de prováveis seqüências turbidíticas, sedimentos pelágicos e de vulcanitos básicos e ácidos, relacionados a um ambiente do tipo back-arc basin (Fig. 4a Domínio B). Estas rochas estão representadas por gnaisses, às vezes com porfiroblastos centimétricos de granada, blastos de cordierita e sillimanita, biotita-muscovita-gnaisses feldspáticos, xistos com granada, estauroilita e cianita, sillimanita-muscovita-quartzitos, quartzitos puros ou micáceos, às vezes com piroxênio, quartzitos com cristais aciculares de sillimanita, quartzitos com nódulos de mica envolvendo cristais de cianita, anfíbolitos, gnaisses básicos, intercalações cálcio-silicáticas e diopsiditos (raros). Corpos básicos (gabríticos ou e dioríticos) e ultrabásicos (piroxeníticos/anorto-síticos) encontram-se cortando esta suposta seqüência vulcano-sedimentar.

Biotita-epidoto gnaisses, biotita- e plagioclásio-hornblenda-gnaisses grauvaquianos, bem como quartzitos feldspáticos, aparecem na porção oriental desta região, em parte recobrando as seqüências anteriormente descritas, e gradam para o domínio caracterizado pelo arco magmático granitóide da proposta Microplaca Manhuaçu.

Evidências para o modelamento proposto

Como embasamento para o modelamento proposto (Fig. 4b), apresenta-se as seguintes evidências:

(a). - Considerando-se um perfil oeste-leste (a partir do leste de Minas Gerais e a costa do estado do Espírito Santo), pode-se afirmar que, fora das áreas sob influência dos corpos ígneos intrusivos (ácidos ou básicos), o metamorfismo regional é progressivo de leste para oeste;

(b). - A justaposição de seqüências de rochas metamórficas de grau elevado com rochas de mais baixo grau a oeste da região de Manhuaçu, constitui um indício de processo colisional subsequente às fases de subducção de placa oceânica e distensão crustal, esta última propiciada por ascensões de magmas de filiação mantélica e magmatismo crustal;

(c). - O metamorfismo na região é do tipo baixa pressão. Fluxos térmicos elevados, associados à intrusões magmáticas durante os últimos estágios de evolução de ambientes acrescionários, são descritos como responsáveis pelo metamorfismo do tipo baixa pressão impresso em seqüências sedimentares de cinturões proterozóicos em outras regiões (Gordon 1989);

(d). - A presença de uma seqüência, formada por rochas de natureza essencialmente vulcanogênica e uma outra predominantemente epiclástica, constitui indício importante para a caracterização de um ambiente do tipo back-arc basin. Em função da complexidade, típica a qualquer área com alto grau de deformação, não tem

sido possível o estabelecimento de uma subdivisão das unidades litoestratigráficas reconhecidas, mas com segurança pode-se afirmar, que a unidade essencialmente vulcanogênica, posiciona-se sotoposta àquela essencialmente epiclástica. A primeira unidade, considerada inferior, é constituída por rochas metavulcânicas basálticas (opx-cpx-plag gnaisses finos, anfíbolitos de granulação variando de fina a grossa) ou andesíticas e metagabróicas (opx-cpx-plag-gnaisses), intercaladas por metassedimentos detríticos, representados por metassiltitos ou quartzitos com granulação variando desde fina até grossa, raros meta-cherts, sedimentos manganíferos (raros) e metapelitos (gnaisses peraluminosos a biotita, granada, sillimanita e/ou cordierita), com indícios claros de uma natureza turbidítica e por rochas cálcio-silicáticas. Vulcanitos félsicos estariam representados pelos gnaisses quartzofeldspáticos, com sillimanita e biotita, ou ainda por quartzitos feldspáticos e micáceos. A segunda unidade, considerada superior, estende-se de leste para oeste, recobre parte da primeira e é constituída essencialmente de metassedimentos clásticos variando de metagrauvas a metarcósios(?), com ocorrência subordinada de metapelitos e metapsamitos. Rochas granitóides intrusivas sin a pós-tectônicas ocorrem principalmente na porção oriental desta seqüência, na forma de muitos plutons de pequena expressão em superfície. A presença dessas seqüências permite a proposição de um modelo de evolução em bacia do tipo retroarco, associada a rifteamento de margem continental (segundo modificação de modelo de Carey & Sigurdsson 1984, in Ingersoll 1988; Hamilton 1995);

(e). - Os corpos básicos, de ocorrência frequente, gabróicos ou dioríticos e os ultrabásicos, representados por piroxenitos e por raros peridotitos e anortositos, encontram-se dispersos, e são igualmente intrusivos nas seqüências descritas. Para outros cinturões metassedimentares proterozóicos, também caracterizados por altos fluxos térmicos (metamorfismo de alta T e baixa P) e magmatismo associado, nem sempre mostrando desenvolvimento local de crosta oceânica, foram propostos modelos de evolução envolvendo processos de rifteamento continental com formação de bacia marginal abortada em ambiente ensialístico extensional (Ansdell *et al.* 1995) ou ambientes do tipo *back-arc basin* (Royden 1993), envolvendo o posicionamento de material mantélico;

(f). - Concentrações de sulfetos, observadas em gnaisses metapelíticos da região podem reforçar uma ambiência vulcano-sedimentar para a região, com os elementos metálicos sendo retirados da pilha para serem depositados singeticamente em níveis superiores epiclásticos ou mesmo vulcanoclásticos, como sugerido por Wienge (1984) para a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Capim na Bahia. Indicariam ainda a presença de matéria orgânica depositada junto a sedimentos pelágicos, posteriormente retrabalhados;

(g). - Rochas metaígneas de uma suíte representativa de arco vulcânico (arco de ilha), ou vulcanitos de bacia

retroarco, concentram-se na região de Manhauçu-Caratinga. O padrão geoquímico, a composição basáltica/andesítica e uma afinidade toleítica, que em algumas amostras muito se assemelha aquele típico de rochas geradas em ambientes oceânicos, sugere a formação de um arco vulcânico em borda de placa continental pouco espessa ou de um arco de ilha. Eventualmente, pelo fato de algumas amostras exibirem assinatura geoquímica de basaltos intraplaca, pode-se supor a instalação inicial de um rift continental no domínio da bacia retroarco, com posterior evolução no sentido de um maior envolvimento com um ambiente oceânico, ou da atuação de processos de diferenciação magmática;

(h). - O predomínio absoluto de núcleos granulíticos básicos e a ausência de rochas granulíticas ácidas, indicando a não ocorrência de material félsico pré-granulitização caracterizando, ou porção de crosta continental pouco espessa, ou mesmo restos aglutinados de uma crosta oceânica mais antiga. Este material, se tivesse existido, seria constituído por rochas tonalíticas ou gnaisses típicos de um embasamento granítico;

(i). - A ocorrência de rochas ácidas cálcio-alcálicas, restritas ao leste de Manhauçu, constituindo um provável arco magmático continental e, ao mesmo tempo, funcionando como área-fonte capaz de explicar a presença de uma seqüência de rochas metagrauvaquianas, depositadas sobre a seqüência turbidítica, que aflora em direção oeste, pode ser considerada importante para a definição de uma tectônica de subducção de sentido leste, evoluindo para um quadro colisional. A passagem de oeste (região de Manhauçu) para leste (divisa de Minas Gerais e Espírito Santo) de rochas toleíticas para cálcio-alcálicas e shoshoníticas(?) associadas, indicaria não só o sentido da subducção, mas também o grau de maturidade do arco magmático proposto. A ausência de rochas granitóides de afinidade cálcio-alcálica na área situada entre a porção leste do domínio do Cráton do São Francisco e a região de Manhauçu, reforça o sentido leste para o processo de subducção e indica um caráter do tipo margem continental passiva para o domínio continental situado a oeste;

(j). - A região foi afetada por no mínimo duas fases de deformação dúctil. A primeira, de caráter regional, contribuiu para o desenvolvimento de uma estruturação gnáissica típica e a segunda culminou em uma tectônica tangencial. O elevado grau de retrabalhamento tectônico a que foram submetidas as rochas durante essa segunda fase, traduz-se pela presença marcante de grandes lineamentos de direção norte-sul, em geral anastomosados, relacionados à megazonas de cisalhamento, marcadas pela ocorrência frequente de lineações de estiramento mineral sub-horizontais. Ainda como consequência do quadro compressional, descrito acima, registra-se nestas zonas de cisalhamento a existência de lineações de estiramento mineral paralelas ao mergulho da foliação milonítica e indicativas de regime transpressivo. Fora da área de influência dessas

zonas transcorrentes observa-se, nas rochas aflorantes a oeste ou a leste, a predominância da foliação norte-sul com vergências para oeste e frequentes lineações minerais de direção leste-oeste, indicando o sentido do transporte de massa ocorrido durante a fase de cavalgamento. A presença desses grandes lineamentos, definindo o aqui denominado Cinturão Transcorrente de Manhuaçu, enquadra-se na proposta de um modelo colisional para a região e os resultados de sua análise estrutural reforçam a proposta;

(l). - A presença de bordas de cordierita em cristais de granada e a geração de coronas de granada e clinopiroxênio a partir de cristais de ortopiroxênio e plagioclásio, sinalizam para a atuação em porções distintas desse terreno, de processos de descompressão e compressão isotérmica, respectivamente. Estas substituições constituem evidências da atuação de processos de soerguimento diferencial de rochas em zonas tectonicamente espessadas, devido, provavelmente, à tectônica de nappes de cavalgamento com vergências para oeste, já descrita;

(m). - Em processos colisionais, parte da deformação compressiva é transmitida para zonas distantes da colisão, no interior das placas, em faixas relativamente concentradas e em zonas transpressionais. Estas tensões compressivas podem impulsionar soerguimentos, que podem chegar ao extremo de envolver o substrato do hinterland em cavalgamentos. Uma inversão de bacias, como consequência destes soerguimentos, com exposição à erosão de partes dessas, pode ocorrer, também como repercussão no interior das placas, da ação de fases compressivas no sítio colisional (Brito Neves 1992). O desenvolvimento de um cinturão transcorrente pós-subducção do tipo A, de direção regional norte-sul, observado na região entre Governador Valadares e Manhuaçu, com evidências de uma tectônica transpressiva (Costa *et al.* 1993b) e a ação de uma tectônica de cavalgamento de direção leste-oeste, podem ser relacionadas como causa da ascensão e exposição de porções de mais alto grau, assim relacionadas ao processo colisional.

DISCUSSÕES

A partir da análise dos modelos anteriormente discutidos, encontra-se justificativas para uma reinterpretação da proposta Microplaca Serra do Mar, em termos de sua expressão geográfica e dos complexos de rochas que a compõem.

Figueiredo & Campos Neto (1993) e Campos Neto & Figueiredo (1995), apresentam uma divisão de terrenos do sudeste brasileiro, propondo a existência de três microplacas: Guanhões, Serra do Mar e Apiai-Guaxupé (Fig. 3). Segundo os autores citados, a região leste de Minas Gerais e o oeste do Espírito Santo constituiriam um cinturão de cavalgamento, caracterizado por rochas dos Complexos Matiqueira e Juiz de Fora, denominado Juiz de Fora *Thrust Belt*. Este cinturão, consolidado durante a orogênese Brasileira I

(700-600 Ma) seria constituído por fragmentos crustais, que representam porções de uma margem continental ativa com feições de arco magmático plutônico cálcio-alcálico a álcali-cálcico do tipo cordilherano, de idade inferior a 650 Ma e gerado como consequência de subducção de direção noroeste.

Campos Neto & Figueiredo (1995) descrevem estes fragmentos, como sendo também constituídos por séries granulíticas de provável idade Paleoproterozóica. Migmatitos do Paraíba do Sul e relictos de metassedimentos plataformais também comporiam os mesmos. No processo de evolução deste domínio, propõem ainda, que estes fragmentos constituiriam blocos ou lascas tectônicas, transportadas em direção às porções marginais sul-sudeste do Cráton do São Francisco, conformando assim o thrust belt descrito.

Efeitos, quer de uma colagem da Microplaca Serra do Mar no domínio Juiz de Fora, quer destes no Domínio do Cráton do São Francisco não são discutidos ou apresentados por estes autores.

A caracterização do Complexo Juiz de Fora como sendo constituído por uma associação magmática cálcio-alcálica e por granitos diatexíticos, a extensão da área de ocorrência deste complexo, do leste de Minas Gerais até o oeste do estado do Espírito Santo e descontinuidades metamórfica e litológica não observadas nesta região, entre o terrenos Juiz de Fora e Paraíba do Sul, inviabilizam em parte, a base do modelo proposto por Campos Neto & Figueiredo (1995) para explicar a origem do Terreno Juiz de Fora e a delimitação da proposta Microplaca Serra do Mar (Fig. 3). Um caráter cálcio-alcálico, atribuído aos gnaisses, essencialmente básicos da Serra do Valetim (Figueiredo *et al.* 1992), região caracterizada por forte tectonismo e por extensa milonitização de parte de suas rochas, foi utilizado para explicar o suposto arco magmático do tipo cordilherano desenvolvido nas raízes do Sistema de Cavalgamento Juiz de Fora. Estas rochas, quando não mostram afinidade toleítica, correlacionável aos tipos encontrados na região de Manhuaçu, são caracterizadas por altos teores de K₂O (até 8,0%), correlacionáveis com os tectonitos básicos encontrados em importante zona de cisalhamento na região de Caratinga, ou com os tipos que definem a Unidade Raposo (Barbosa & Sad 1983). Costa *et al.* (1994) propõem processos tardios de dispersão por transcorrência (no sentido de Howell 1989), para explicar a atual posição das rochas que compõem a Serra do Valetim, que assim corresponderia a uma porção do segmento toleítico do domínio Juiz de Fora, deslocada a partir de sua posição anterior para nordeste, por uma tectônica transcorrente (Lineamento de Guaçuí).

CONCLUSÕES

A presença de rochas granitóides cálcio-alcálicas, intrusivas em seqüência de gnaisses do Complexo Paraíba do Sul, já descritas e configurando um arco

plutônico cálcio-alcálico neoproterozóico, bem como a presença a oeste de rochas básicas toleíticas, pouco diferenciadas, constituindo fragmentos de um arco de ilha, ou a porção vulcânica de uma seqüência vulcano-sedimentar, que caracteriza uma bacia do tipo retro-arco, indicam que o leste de Minas Gerais passou por um estágio de microplaca, com processo de subducção, inicialmente de sentido leste, com posterior colagem ao domínio do Cráton do São Francisco (Fig. 4b I-IV).

No processo evolutivo teria sido atingida uma nova fase de tectônica colisional, no final do Neoproterozóico, como consequência de subducção de placa oceânica de sentido oeste, responsável pela geração de um grande arco continental cálcio-alcálico (neoproterozóico/eopaleozóico) aflorante a leste, no Espírito Santo e no nordeste de Minas Gerais. Uma nova fase de tectônica tangencial, pode ser evidenciada pelos grandes lineamentos da região Guaçu (ES), com possíveis reflexos no Cinturão Transcorrente de Manhuaçu.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPEMIG (Proc.:770/90) pelo provimento de recursos, que financiaram esta etapa de trabalhos na área em estudos e ao CNPq pela concessão de bolsas de Pesquisa e de Iniciação Científica. Aos colegas Pedro A. A. Abreu, Friedrich Renger, Rogério R. Silva pelas proveitosas discussões e Antônio W. Romano e Luis Guilherme Knauer pela leitura crítica do manuscrito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; CASTRO ALVES, J.A. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. eds. O Cráton do São Francisco. Salvador. SBG BA-SE/SGM/CNPq. 215 p. cap. 4, p. 45-62.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7(4): p.349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. & LITWINSKI, N. 1984. Província Mantiqueira-Sector Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil, Ed. Edgard Blucher Ltda, p. 282-307.
- ANGELI, N. 1988. Pesquisa dos jazimentos de níquel e geologia da folha de Ipanema - Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG-USP, 290p.
- ANSDELL, K.M.; LUCAS, S.B.; CONNORS, K.; STERN, R.A. 1995. Kiseynew metasedimentary gneiss belt, Trans-Hudson orogen (Canada): Back-arc origin and collisional inversion. *Geology*, v.23, nº 11, p. 1039-1043.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI, J.H. 1983. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. Anais do II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, Boletim nº 3, p. 1-10.
- BARROSO CORREA, A.P.; PIUZANA, D.F.; REZENDE, E.M. de S. 1995. Mapeamento Geológico da região de Santana do Manhuaçu. Trabalho de Graduação. Dep.Geol./IGC-UFGM. (inédito), 50p/anexos.
- BRITO NEVES, B.B. de. 1992. O fenômeno da ativação no contexto da tectônica global. Bol. IG-USP, SÉR DIDAT., nº 4, p. 1-174.
- BRITO NEVES, B.B. de. 1993. De Rodínia a Gondwana. São Francisco/Congo: Placa, Continente/Península, Cráton e Antepaís. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II, Anais...Salvador, SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, p. 3-5.
- BRITO NEVES, B.B. de. 1995. A tafrogênese estateriana no continente sul-americano. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Anais...Diamantina, SBG, Núcleo Minas Gerais, Boletim nº 13, p. 48-49.
- CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; SADOWSKI, G.R. 1994. Tectônica da Faixa Ribeira. In: Congr. Bras. Geol., 38, Bol. Res. Expandidos...Camboriú, SBG, v.1, p. 271-272.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: Congr. Bras. Geol., 36, Anais...Natal, SBG, v. 6, p. 2631-2648.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1992. A Orogênese Rio Doce. In: Congr. Bras. Geol., 37, Bol. Res. Expandidos...São Paulo, SBG, v. 1, p.276-277.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 8, nº. 2, p. 143-162.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 12(1-3), p.78-88.
- COSTA, M.T. da. 1978. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais; Nota Explicativa. Belo Horizonte, Instituto de Geociências Aplicadas.
- COSTA, A.G.; VIDAL, W.C.; VIANA, C.S. 1992. Evolução metamórfica e estrutural para as rochas do Complexo Básico-Ultrabásico da região de Manhuaçu-Ipanema, MG. In: Congr. Bras. Geol., 37, Bol. Res. Expandidos...São Paulo, SBG, v. 1, p. 420.
- COSTA, A.G.; ROSIERE, C.A.; VIDAL, W.C.; VIANA, C.S.; LAUREANO, F.V. 1993a. Evolução tectono-metamórfica de rochas granulíticas do Cinturão Costeiro em Minas Gerais. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II, Salvador, 1993. Anais...Salvador, SBG, Núcleo Bahia/Sergipe, p. 23-25.
- COSTA, A.G.; ROSIERE, C.A.; BAARS, F.R.; VIDAL, W.C.; VIANA, C.S.; MOREIRA, L.M. 1993b. Evidências de uma tectônica transpressiva na porção leste do Estado de Minas Gerais. Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, 1993. Resumos...Rio de Janeiro, SBG, Núcleos RJ e SP, p. 59.
- COSTA, A.G.; ROSIERE, C.A.; LOBATO, L.M.; LAUREANO, F.V. 1993c. Evolução petrológica e estrutural da porção oriental do estado de Minas Gerais e suas implicações geotectônicas. *Geonomos*, 1(1): p. 39-50.
- COSTA, A.G.; MOREIRA, L.M.; CORRÊA, A.P.B.; PIUZANA, D.M. 1994. Complexo Juiz de Fora: Um exemplo de terreno suspeito em Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 38, Boletim de Resumos Expandidos...Camboriú, SBG, v.2, p. 377-378.
- DOMINGUEZ, J.M.L. 1992. Estratigrafia de seqüências aplicada a terrenos Pré-Cambrianos: Exemplos para o estado da Bahia. *Rev. Bras. Geociências*, 22(4), p. 422-436.
- EBERT, H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do estado de Minas Gerais. Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, 1954. DNPM/DGM, p.79-89.
- EBERT, H. 1956. Relatório de atividades. Relatório Anual do Diretor. Ano de 1955. DNPM, DGM, Rio de Janeiro, p.62-81.
- EBERT, H. 1967. A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, v.26, p. 42-45.
- EBERT, H. 1968. Ocorrências da Fácies Granulítica no sul de Minas Gerais e em Áreas Adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: Hipóteses sobre sua Origem. Anais da Academia Brasileira de Ciências, (1968), 40 (suplemento).
- FIGUEIREDO, M.C.H. & CAMPOS NETO, M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. Anais Academia. Brasileira de Ciências, 65 (Supl.1), p.63-81.
- FONSECA, M.J.G. et al. 1979. Folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). In: Schobbenhaus, F.C. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Brasília, DNPM, p. 1-174.
- FONTES, C.Q. et al. 1978. Projeto Jequitinhonha; Relatório Final, v. 1. Convênio DNPM-CPRM. Belo Horizonte.
- FRITZER, T. 1991. Das Guaçuí Lineament und die Orogene Entwicklung des Zentralen Ribeira Belts (Espírito Santo, Brasilien). *Münchener Geologische Hefte*, 2, München, Verlag, 196p.
- GORDON, T.M. 1989. Thermal evolution of the Kiseynew

- sedimentary gneiss belt, Manitoba: metamorphism at an early Proterozoic accretionary margin. In: Daly, J.S.; Cliff, R.A.; Yardley, B.W.D. (eds), *Evolution of Metamorphic Belts*. Geol. Soc. Sp. Public., nº 43, p. 233-243.
- HAMILTON, W.B. 1995. Subduction systems and magmatism. In: Smellie, J.L. (ed.), *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*, Geol.Soc.Special. Publication, nº 81, p. 3-28.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982. The gravimetric information and Archean-Proterozoic Structural Framework of Eastern Brazil. *Rev. Bras. Geol.*, v. 12, n. 1-3, p.160-166.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R.V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. *Contrib. Geol. Petrol. Bol. Esp./SBG-Núcleo MG*. p.71-93.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. 1984a. A parte central da região de dobramentos sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: Schobbenhaus Filho, C. *Carta do Brasil ao Milionésimo*. Brasília, DNPM, p. 308-328.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984b. *Província Mantiqueira - Setor Central*. In: O Pré-Cambriano do Brasil. Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coords.), São Paulo, Edit. Edgard Bluecher, p. 308-344.
- HOWELL, D.G. 1989. *Tectonics of Suspect Terranes - Mountain building and continental growth*. Londres. Chapman and Hall. 225p.
- INGERSOLL, R.V. 1988. *Tectonics of sedimentary basins*. Geological Society of Am. Bull., v.100, p. 1704-1719.
- LAUREANO, F.V. & COSTA, A.G. 1996. Contribuição ao conhecimento tectono-estrutural da região leste de Minas Gerais através de técnicas de processamento digital de imagens (em preparação).
- LEONARDOS, Jr., O.H. & FYFE, W.S. 1974. *Ultrametamorphism and Melting of a Continental Margin: The Rio de Janeiro Region, Brazil*. *Contr. Mineral. and Petrol.* 46, p. 201-214.
- LIMA, M.I.C.de.; FONSECA, E.G.; OLIVEIRA, E.P.; GHIGNONE, J.I.; ROCHA, R.M.; CARMO, U.F.do.; SILVA, J.M.R.da.; SIGA Jr, O. 1981. *Geologia*. In: Projeto Radambrasil. Folha SD.24 Salvador. IBGE/Rio de Janeiro. v.24, p. 25-168.
- MOREIRA, L. de M.; COSTA, A.G.; ROSIÈRE, C.A.; VIANA, C.S.; VIDAL, W.C.; QUEIROZ, I.E. 1995. Mapeamento geológico na escala 1:25.000 na Fôlha Simonésia (MG). In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Anais...Diamantina, SBG, Núcleo Minas Gerais, Boletim nº 13, p. 72-73*.
- MOREIRA, L. de M. 1996. *Caracterização Geoquímica de Rochas Granitóides da Porção Leste de Minas Gerais (sub. ao XXXIX Cong. Bras. Geol.)*
- PEDROSA SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.; CARVALHO, M.V.; REIS, A.C. 1994. Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, SEME-COMIG, 97p.
- QUEIROZ, I.E. 1993. *Mapeamento geológico, estudos petrográficos e de inclusões fluidas das rochas da região de Simonésia - MG. Trabalho de Graduação/Dep. Geol.-IGC/UFMG, 78p. (inédito)*.
- RANGEL da SILVA, J.M.; CARDOSO de LIMA, M.I.; VERONESE, V.F.; RIBEIRO JUNIOR, R.N.; ROCHA, R.M.; SIGA JUNIOR, O. 1987. *Geologia*. In: Projeto Radambrasil. Folha SE.24 Rio Doce. IBGE/Rio de Janeiro. v.34, p. 23-152.
- ROSIER, G.F. 1953. *Ghronologie du precambrien dans la serra dos Orgãos (état de Rio de Janeiro)*. In: *Congrès Géologique International, 19., Alger, 1952. Comptes Rendus. Alger, v.01, p. 111-113*.
- ROSIER, G.F. 1965. *Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do estado de Minas Gerais*. DNPM, DGM, Boletim 222, p. 7-41
- ROYDEN, L.H. 1993. *Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision*. *Tectonics*, v. 12, nº 3, p. 629-638.
- SCHOBHENHAUS, C.; ALMEIDA, C.D.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil - Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais*. Brasília, DNPM. 501p.
- SCHULZ-KUHNT, D. 1985. *Petrographische Untersuchungen einer Zone Amphibolit- und granulitfazieller Gesteine im raum Jequeri, oestliches Minas Gerais, Brasilien*. Diss. TU-Clausthal, 169p.
- SILVA, A.S. da *et al.* 1978. *Folhas Belo Horizonte (SE 23) e Rio Doce (SE 24)*. In: SCHOBHENHAUS, F.C., coord. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Brasília. DNPM-DGM.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. 1991. *Die Krustenentwicklung in der Kuestenregion noerdlich von Rio de Janeiro/Brasilien*. *Muenchner Geol. Hefte*. B.4, 100p.
- SYME, E.C. 1990. *Stratigraphy and Geochemistry of the Lynn Lake and Flin Flon Metavolcanic Belts, Manitoba*. In: Lewry, J.F. & Stauffer, M.R. (eds) *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Geol. Association of Canada. Sp. Papeer 37, p.143-161*.
- THOM, A.; ARNDT, N.T.; CHAUVEL, C.; STAUFFER, M. 1990. *Flin Flon and Western La Ronge Belts, Saskatchewan: Products of Proterozoic Subduction-related Volcanism*. In: Lewry, J.F. & Stauffer, M.R. (eds) *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Geol. Association of Canada. Sp. Papeer 37, p.163-175*.
- VIANA, C.S.; MOREIRA, L de M.; VIDAL, W.C. 1993. *Mapeamento geológico e estudo petrográfico das rochas da região de Simonésia - MG. Trabalho de Graduação. Dep.Geol/IGC-UFMG 91p. (inédito)*
- WIEDEMANN, C.M.; PENHA, H.M.; SCHIMIDT-THOMÉ, R. 1987. *Granitoids of Espírito Santo and Rio de Janeiro States*. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4), p. 674-689.
- WIEDEMANN, C.M. 1993. *The Evolution of the Early Paleozoic, Late- to Post-Collisional Magmatic Arc of the Coastal Mobile Belt, in the state of Espírito Santo, eastern Brazil*. *An. Acad. Bras.Ci.*, v. 65, Supl. 1, p.163-181.
- WINGE, M. 1984. *A seqüência Vulcanossedimentar do Grupo Capim-Bahia. Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos. v 5, p. 44-95*.

ENDEREÇO DOS AUTORES:

COSTA, A.G.: (e.mail) AGCOSTA@oraculo.LCC.UFMG.BR
 ROSIERE, C.A.: (e.mail) CROSIERE@oraculo.LCC.UFMG.BR
 MOREIRA, L.M.: (e.mail) MOREIRAL@oraculo.LCC.UFMG.BR