SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL: UM ORÓGENO DE COLISÃO DO MESOPROTEROZOÍCO

PEDRO ANGELO ALMEIDA-ABREU¹ & FRIEDRICH EWALD RENG²

RESUMO A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) é edificada sobretudo por rochas paleo-/mesoproterozóicas do supergrupo homônimo. Reúne rochas sedimentares e vulcânicas do Grupo Guinda depositadas entre 1750 e 1700 Ma em domínio continental. A fragmentação crustal gerou uma margem continental passiva, registrada pelas rochas sedimentares (inclusive formações ferríferas bandadas) e vulcânicas do Grupo Serro, que foi invertida tectonicamente de 1.5 a 1.3 Ga. O espessamento crustal sin-tectônico determinou a instalação de calhas sedimentares no fronte da faixa orogênica, inicialmente uma bacia do tipo *foredeep*, representada pelas rochas do Grupo Conselheiro Mata, e posteriormente bacias flexurais externas (foreland basins) nas bordas da faixa. No final do Mesoproterozóico (~1050 Ma) a faixa orogênica foi palco de uma glaciação de montanhas, registrada pelos depósitos glaciogênicos do Grupo Macaúbas que bordejam a SdEM. Após extenso magmatismo intracontinental (Suíte Pedro Lessa) a SdEM esteve, juntamente com vasta região do Cráton do São Francisco, coberta por um mar epicontinental quando depositaram-se as rochas carbonáticas e clásticas do Grupo Bambuí. A SdEM foi sujeita a movimentos epirogenéticos positivos no final do Neoproterozóico, promovendo em certos domínios deslizamentos gravitacionais de unidades do Grupo Bambuí na borda ocidental da faixa orogênica.

Palavras-chave: Serra do Espinhaço, Paleo/Mesoproterozóico, estratigrafia, orógeno de colisão, evolução geodinâmica

ABSTRACT *THE SOUTHERN SERRA DO ESPINHAÇO: A MIDPROTEROZOIC COLLISIONAL OROGEN* The Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) is built mostly by Paleo- and Mesoproterozoic rocks of the homonymous supergroup. This supergroup includes sedimentary and volcanic rocks of the Guinda Group deposited between 1750 and 1700 Ma in a continental environment. The rift breakup generated a passive continental margin recorded by sedimentary and volcanic rocks (including banded iron formations) of the Serro Group. Tectonic inversion occurred between 1.5 and 1.3 Ga. Syntectonic crustal stacking resulted in the formation of sedimentary troughs in front of the orogenic belt, initially as a foredeep basin which is represented by deposits of the Conselheiro Mata Group, and later as foreland basins along the margins of the belt. During Late Mesoproterozoic times (about 1050 Ma) this orogenic belt underwent a mountain glaciation, recorded by the glaciogenic deposits of the Macaúbas Group along the borders of the SdEM. After an episode of intracontinental magmatism (Pedro Lessa Suite) the SdEM together with a large region of the adjoining São Francisco craton, was covered by an epicontinental sea and, by that time, carbonate and pelitic rocks of the Bambuí Group were deposited. The SdEM underwent uplift during the Late Neoproterozoic, causing local gravitational collapse of units of the Bambuí Group at the western border of this orogenic belt.

Keywords: Serra do Espinhaço, Paleo/Mesoproterozoic, stratigraphy, collisional orogen, geodynamic evolution

INTRODUÇÃO A Serra do Espinhaço, termo introduzido por Eschwege (1822), representa a faixa orogênica precambriana mais extensa e contínua do território brasileiro. Alonga-se por cerca de 1200 km na direção N-S desde a região de Belo Horizonte até os limites norte da Bahia com os Estados de Pernambuco e Piauí.

Ao longo de sua extensão as unidades paleo-/mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço que, sob o ponto de vista volumétrico e orográfico, é o principal constituinte do edifício desse orógeno, exibe contato direto com várias entidades supracrustais de idade semelhante ou não como o Supergrupo Minas do Quadrilátero Ferrífero, Grupo Macaúbas s.s., Grupo Bambuí, Faixa Araçuaí, Chapada Diamantina, entre outros.

Em face dessa situação privilegiada, ou seja, a ocupação de uma vasta superfície e pelas relações diretas com diferentes entidades, a Serra do Espinhaço constitui-se em um importante elemento de referência para o entendimento da evolução geológica do sudeste e centro-leste do Brasil

O acervo de dados geológicos de campo aliado aos dados geocronológicos recentes (Brito Neves *et al.* 1979, Siga Jr. *et*

al. 1987, Machado *et al.* 1989, Teixeira *et al.* 1990, Cordani *et al.* 1992, Dussin *et al.* 1993, Schobbenhaus *et al.* 1994) indicam de forma clara e objetiva as relações do Supergrupo Espinhaço com o Supergrupo Minas, com os grupos Macaúbas e Bambuí e, também, com as unidades da Faixa Araçuaí.

Embora parte destes dados e resultados tenham sido publicados recentemente em simpósios, revistas e congressos (Almeida-Abreu 1995, Renger *et al.* 1997, Almeida-Abreu & Renger 1998) neste artigo apresentaremos esses dados integridos, assim como os resultados de trabalhos recentes desenvolvidos nas áreas de Planalto de Minas (Chula 1996), Domingas (Lindenberg *et al.* 1997), Inhaí (Fraga 1999) e da Serra do Cabral (Queiróz 1999).

Neste contexto, o artigo ora apresentado tem como objetivo primordial demonstrar que a SdEM representa um orógeno de colisão edificado no Mesoproterozóico.

ESTRATIGRAFIA DA SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL **Generalidades** A parte meridional da Serra do Espinhaço (SdEM) representa o segmento que estende-se do

1 Departamento de Geologia/IGC/UFMG, Faculdades Federais Integradas de Diamantina, Rua da Glória 187, 39100-000, Diamantina, MG. e-mail: pangelo@dedalus.lcc.ufmg.br.

2 CPMT/IGC/UFMG, Av., Antônio Carlos, 6627; 31270-901 Belo Horizonte-MG. e-mail: frenger@dedalus.lcc.ufmg.br

Figura 1 - (a) - Mapa geológico simplificado da SdEM e domínios adjacentes (modificado de Almeida-Abreu 1993). (b) - Cavalgamentos e dobras recumbentes moldadas em rochas do Sg. Espinhaço na Serra do Cipó (mapa geológico simplificado de Hagedorn, 1999) cortadas por rochas da Suíte Pedro Lessa. (c) - Notável discordância angular e erosiva entre rochas do Grupo Macaúbas e do Supergrupo Espinhaço. (d) - Mapa geológico da área de Planalto de Minas (Chula, 1996) ressaltando a discordância angular e erosiva entre rochas do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas. (e) - Mapa geológico simplificado de área do NE da SdEM (modificado de Lindenberg et al. 1997) mostrando rochas basálticas da Suíte Pedro Lessa encaixadas em rochas da molassa do Sistema Espinhaço e em rochas do Grupo Macaúbas. (f) - Seção de remanescente de vale glacial da "Glaciação Macaúbas" encaixado em rochas do Sg. Espinhaço na área de Inhaí.

Quadrilátero Ferrífero para o norte por cerca de 300 km. A SdEM é edificada sobretudo por rochas do Supergrupo Espinhaço (Fig. 1), sub-dividido nos grupos Guinda e Conselheiro Mata (Tabela 1), além das diversas unidades que compõem as unidades supracrustais aflorantes por toda a borda oriental da SdEM. A formalização da estratigrafia das unidades da borda oriental da SdEM (Grupo Serro, Tab. 1) está sendo elaborada por Almeida-Abreu & Renger (trabalho em progresso) com base nos mapas geológicos na escala de 1:25.000 executados entre 1984-89 através das atividades acadêmicas do Centro de Geologia Eschwege (IGC-UFMG) e nas seções geológicas de detalhe realizadas recentemente pelos autores.

A evolução dos conhecimentos da geologia da Serra do Espinhaço foi compilada por Pflug (1965), Renger (1979) e Renger & Knauer (1995), enquanto a integração dos mapas geológicos com propostas e sínteses de modelos de evolução geotectônica foram apresentadas por Pflug & Renger (1973), Uhlein (1991) e Almeida-Abreu (1993). Modelos de evolução geodinâmica para a Serra do Espinhaço foram apresentadas também, por Schobbenhaus (1993) e Dussin & Dussin (1995).

Uma compilação de mapas geológicos e de dados de campo foi apresentado recentemente pelo Projeto Espinhaço (1996) englobando 23 folhas 30' x 30' na escala de 1:100.000 que cobrem toda a SdEM e também a parte sul da Serra do Espinhaço Setentrional e parte da Faixa Araçuá.

Grupo Serro Reúne as rochas supracrustais e a Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas que ocorrem no leste da SdEM (Fig. 1). É dividido em quatro unidades distintas (Tab. 1) e juntamente com lascas tectônicas do embasamento cristalino compõem o cinturão de cavalgamentos que bordejia todo o oriente da SdEM (Fig. 1 e 2).

Estas unidades representam conjuntos de litofácies de uma margem continental passiva (Fig. 3), empilhados tectonicamente (seções da Fig. 2) durante a Orogênese Espinhaço. Descrição detalhada das unidades do Grupo Serro foi apresentada por Almeida-Abreu *et al.* (1989 e referências citadas nesse trabalho).

FORMAÇÃO ITAPANHOACANGA Bordeja a SdEM estendendo-se desde o norte da cidade do Serro para sul por cerca de 40 km. É representada por filitos mais ou menos quartzosos e/ou grafitosos, e por formações ferríferas maciças ou bandadas (espessuras dm-m, atingindo até 30 m) com intercalações de metarenitos finos a grossos. Corpos de metacglomerados podem aparecer associados aos metarenitos, contendo seixos e/ou blocos de quartzitos, quartzo, formações ferríferas e jaspilitos. Rochas ígneas sin-sedimentares aparecem como pacotes interestratificados (*sills*) de xistos-verdes, metarriolito e filitos hematíticos.

FORMAÇÃO SERRA DO SAPO Compõe uma faixa semi-contínua, as vezes segmentada em duas faixas paralelas de direção geral N-S, que acompanha o oriente da SdEM por mais de 100 km. É representada por espessas camadas de formações ferríferas bandadas que, no conjunto, podem atingir quase 90 m de espessura. Intercalações de quartzitos são comuns podendo ser o litotipo dominante. Na base da sequência podem aparecer quartzitos médios a grossos e metacglomerados em camadas de pequena espessura, tão bem como filitos hematíticos. Filitos puros a quartzosos são também comuns, as vezes compondo camadas de dezenas de metros de espessura e de

expressiva continuidade lateral.

FORMAÇÃO JACÉM Assenta-se tectonicamente sobre a Formação Serra do Sapo e pode ser seguida continuamente por mais de 30 km desde o leste da cidade do Serro até próximo a cidade de Dom Joaquim.

A Formação Jacém é litologicamente monótona representada por quartzitos com uma persistente laminação plano-paralelo em bandas milimétricas a decimétricas com intercalações milimétricas a métricas de quartzitos micáceos e filitos. Localmente aparecem intercalações sub-métricas a métricas de formações ferríferas e metavulcanitos básicos (xistos verdes).

Esta formação é a unidade supracrustal mais distal do Grupo Serro como também a mais espessa (> 500 m a NE e E de Itapanhocanga – Fig. 2). Ocupa a parte externa do cinturão de cavalgamentos da borda oriental da SdEM e na latitude de Itapanhocanga exibe uma pronunciada inflexão em “S”. Observa-se também que nesta mesma latitude, a W de Itapanhocanga (Fig. 2), as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho mostram similar configuração em “S” evidenciando que o fator paleogeográfico e/ou tectônico que determinou a formação dessa estrutura afetou igualmente as unidades dos grupos Guinda e Serro.

SUÍTE ULTRAMÁFICA DE ALVORADA DE MINAS Apesar de predominantemente meteorizadas, as rochas dessa suíte ocupam áreas significativas da borda leste da SdEM. Aparecem como faixas contínuas na escala de dezenas de quilômetros (Fig. 2) ou como corpos isolados de dimensões variáveis. Litologicamente predominam clorita-actinolita/tremolita xistos com ou sem talco e carbonato. Eventualmente observa-se remanescentes de serpentinitos, assim como protólitos representados por piroxenitos e peridotitos (Renger 1972). Localmente podem aparecer intercalações de quartzitos e/ou BIF's com espessuras de poucos metros e continuidade lateral de dezenas a centenas de metros.

Figura 2 – Mapa geológico simplificado e seções das Quadrículas Deputado Augusto Clementino e Itapanhocanga (borda oriental da SdEM), segundo Almeida-Abreu *et al.* (1989).

Tab. 1 – Estratigrafia dos grupos Serro, Guinda e Conselheiro Mata do Supergrupo Espinhaço da SdEM, segundo Almeida-Abreu & Renger (em prep.). Denominações estratigráficas e ambientes de sedimentação segundo Pflug (1968), Schöll & Fogaça (1979), Dossin et al. (1987), Almeida-Abreu et al. (1989) e Almeida-Abreu & Pflug (1994).

Grupo	Formação	Litologia	Ambiente
C O N S. M A T A	Rio Pardo Grande	Metapelitos, subordinadamente meta-arenitos, dolomitos	Marinho raso de baixa energia, inter- a sub-tidal, com oscilações episódicas do nível do mar e eventuais incursões fluviais e eólicas na plataforma marinha
	Córrego Pereira	Metarenitos puros a micáceos, localmente pelitos	
	Córrego da Bandeira	Metapelitos e metarenitos	
	Córrego dos Borges	Metarenitos puros ou micáceos, localmente brechas/conglomerados quartzíticos	
	Santa Rita	Metapelitos e subordinadamente. Metarenitos	
G	Galho de Miguel	Metarenitos puros	Eólico
U I N D A	Sopa-Brumadinho	Metarenitos, metaconglomerados polimíticos, metapelitos e localmente metabrechas quartzíticas de matriz pelítica	Predominante fluvial, localmente progradante em calhas lacustres restritas. Retrabalhamento eólico esporádico
		filitos hematíticos e xistos verdes	
A	São João da Chapada	Meta-arenitos, localmente, -conglomerados, e -brechas; filitos hematíticos	Fluvialbraided
S E R R O	Itapanhoacanga	Metapelitos, quartzitos e BIF's localmente dolomitos, filitos hematíticos e metariolitos	Costeiro transgressivo
	Serra do Sapo	BIF's, metapelitos e quartzitos, localmente meta-ultramáficas	Plataformar com seções condensadas
	Jacém	Quartzitos, subordinadamente metapelitos e BIF's, localmente meta-ultramáficas	Batial e abissal com turbiditos
	Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas	Talco xistos, tremolita-actinolita xistos, clorita xistos, localmente BIF's, metapelitos e quartzitos	Diapirismo serpentínico intra-crustal na crosta adelgada

Fig. 3 – Bloco-diagrama esquemático mostrando as relações estratigráficas-paleogeográficas das unidades do Grupo Serro na borda oriental da SdEM. Modificado de Almeida-Abreu (1993).

litofacies típicas de sistemas deposicionais de domínio continental nos termos da síntese da Tabela 1 (ver discussão em Almeida-Abreu & Renger 1999).

Grupo Conselheiro Mata As formações deste grupo representam alternâncias de unidades pelíticas versus areníticas (Tab. 1) depositadas em ambientes marinhos costeiros (Schöll & Fogaça 1979, Köster 1984) exibindo notável interação com sistemas continentais (Almeida-Abreu 1993).

Na Formação Rio Pardo Grande, unidade de topo desse grupo, lentes métricas a decamétricas de carbonatos mostram-se ainda preservadas. Outra característica peculiar desta formação é a presença de depósitos supergênicos de manganês nos metapelitos.

O Grupo Conselheiro Mata define uma faixa que ocupa o domínio ocidental da SdEM (Fig. 1), moldando um sinclínio de eixo N-S com largura que pode atingir quase 20 km na área de Conselheiro Mata. Essa faixa estreita-se para o sul onde, então, passa a dominar uma estruturação tectonicamente imbricada, como pode ser visto na Serra do Cipó. A descrição detalhada das unidades deste grupo foi apresentada por Schöll & Fogaça (1979) e Köster (1984).

As unidades quartzíticas desse grupo (formações Córrego dos Borges e Córrego Pereira) podem ser acompanhadas longitudinalmente por dezenas de quilômetros. Na área de Conselheiro Mata a espessura desse grupo supera os mil metros (Schöll & Fogaça 1979).

SÍNTESE DA HISTÓRIA DA BACIA ESPINHAÇO
Generalidades Os três grupos que compõem o Supergrupo Espinhaço distribuem-se em compartimentos distintos na SdEM de acordo com a paleogeografia e evolução da Bacia Espinhaço.

O magmatismo que deu início ao processo de extensão crustal da Bacia Espinhaço (~1750 Ma) é representado pelos xistos verdes de Planalto de Minas (Fig. 1b). Esse extenso vulcanismo básico foi reconhecido por Chula (1996) como intra-continental e sua continuidade para norte por cerca de 10

Na área de Serro, Alvorada de Minas e Dom Joaquim ocorrem, com frequência, depósitos de cromititos associados às rochas dessa suíte.

Grupo Guinda Reúne as três formações que representam a maioria das rochas atualmente aflorantes na SdEM, na parte sul da Serra do Espinhaço Setentrional e na Serra do Cabral (Fig. 1). Uma ou outra unidade deste grupo assenta-se diretamente sobre os xistos do Supergrupo Rio Paraúna e/ou rochas cristalinas (granitos e gnáisses) do Complexo Basal.

A estratigrafia, litologias e ambientes sedimentares das formações deste grupo acham-se sintetizados na Tabela 1 e suas descrições detalhadas, incluindo propostas de paleogeografia acham-se descritas em Dossin et al. (1987), Almeida-Abreu (1993), Almeida-Abreu & Pflug (1994), Martins Neto (1993) e Rodrigues da Silva (1995).

Ambientes marinhos em unidades do Grupo Guinda foram propostos por Rodrigues da Silva (1995) e Martins Neto (1998). No entanto, todas as litologias desse grupo aflorantes na SdEM exibem estruturas sedimentares e associações de

km e para sul por cerca de 30 km até a região de São Gonçalo do Rio Preto é vista nos mapas geológicos que recobrem essas áreas (p. ex. folhas Carbonita e Rio Vermelho do Projeto Espinhaço). Sendo assim, parece provável que o magmatismo e extensão crustal associada foi a consequência da ascensão de pluma mantélica à base da crosta da Bacia Espinhaço.

Nesse sentido é notável também que a maioria das demais rochas magmáticas da Serra do Espinhaço alinha-se na direção geral N-S com esses magmatitos da região de Planalto de Minas.

Bacia marinha Na base das formações do Grupo Serro afloram rochas que representam sedimentos de ambiente continental (quartzitos, metaconglomerados e filitos hematíticos) que indicam a propagação, para sul, do rifteamento associado ao vulcanismo intraplaca. A continuidade da extensão crustal determinou a abertura e instalação de uma bacia marinha.

A Formação Itapanhocanga foi depositada em ambiente marinho costeiro como é demonstrado pelo recobrimento de formações ferríferas desta unidade sobre unidades flúvio-eólicas do topo da Formação Sopa-Brumadinho na borda leste da SdEM. A deposição de BIF's e dolomitos dessa formação em ambiente marinho de águas rasas é também constatado pela "contaminação" de material clástico-nesses depósitos (Herrgesell 1984, Almeida-Abreu *et al.* 1989), tão bem como intercalações locais de filitos hematíticos em litologias desta formação. Considerando que esses filitos são produtos do metamorfismo de paleossolos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas sin-sedimentares do Supergrupo Espinhaço (Knauer & Schrank 1993), deve-se admitir a exposição sub-aérea sin-sedimentar de pelo menos parte dos depósitos da Formação Itapanhocanga.

Por outro lado, observa-se que os depósitos de formações ferríferas da Formação Serra do Sapo foram sedimentados em ambientes de águas bem mais profundas, i.e., na plataforma e no talude continentais. Isto é caracterizado não apenas pela significativa espessura das formações ferríferas (50 a 180 m na Serra do Sapo, Serra da Água Santa e Serra da Serpentina), mas também pela associação com espessos depósitos de pelitos e, sobretudo, pela presença de turbiditos clássicos associados a essas litologias (Almeida-Abreu *et al.* 1989).

A distribuição dos depósitos de BIF's em diferentes compartimentos da bacia parece ter sido uma característica das margens passivas proterozóicas e está de acordo com as conclusões de Ojakangas (1983) e Young (1983) para a *Animikie basin* do *Penokean orogen* dos USA/Canadá e unidades huronianas do Canadá, respectivamente.

Importante, na perspectiva da situação acima descrita, é que as formações ferríferas depositaram-se (tanto na Bacia Espinhaço como nas bacias do Sistema *Penokean*) em períodos de transgressão marinha regional e vem explicar porque as BIF's tão espessas e contínuas não foram, exceto localmente, "contaminadas" por sedimentos clásticos.

A formação de *starved basins* com predominância de sedimentação agradacional – clástica ou por precipitação química – é típico em períodos subsequentes às grandes transgressões marinhas (Posamentier & Vail 1988). O estabelecimento de *highstand system tracts* propicia também a deposição de "seções condensadas". O pacote de filitos grafitosos que intercala-se entre 2 unidades itabiríticas na Formação Serra do Sapo que, apesar de pouco espessa, estende-se por cerca de 25 km de Conceição do Mato Dentro para o sul (descrição e referências em Almeida-Abreu 1993: 57) pode ser considerado como uma

autêntica seção condensada (Fig. 3).

Em um cenário de reduzido *continental freeboard* como proposto por Moores (1993) para os tempos precambrianos, ambos, a extensão das transgressões marinhas e o desenvolvimento de *starved basins* seriam influenciados positivamente.

A exemplo do que é observado na Formação Itapanhocanga, pacotes de filitos hematíticos aparecem também intercalados na Formação Serra do Sapo em diferentes locais (Renger 1970, Herrgesell 1984, Almeida-Abreu *et al.* 1989) ressaltando, mais uma vez, pronunciada variação negativa do nível do mar. Profundas oscilações do nível do mar é um fenômeno comum e inerente à evolução das margens continentais, mesmo nas de idades proterozóicas (Ojakangas 1983).

A Formação Jacém mostra uma laminação característica que pode ser seguida por centenas de metros e mesmo por quilômetros e é universal nessa formação. Essa estruturação aliado à presença eventual de depósitos típicos de correntes de turbidez (granodecrescência ascendente de quartzitos grossos ou médios passando para quartzitos finos e/ou filitos), tão bem como o posicionamento distal em relação às facies sedimentares das outras formações e ainda do sentido das paleocorrentes das unidades do Sistema Espinhaço da SdEM (ou seja, de W para E), caracterizam um clássico ambiente de planície abissal. Nesse mesmo sentido são também indicativos do ambiente mencionado a presença eventual de intercalações centimétricas a métricas de rochas máfica-ultramáficas e, muito mais, pelo fato de esta formação assentar-se, em alguns locais, diretamente sobre espessos pacotes da Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas.

Portanto, as formações Itapanhocanga, Serra do Sapo e Jacém mostram facies sedimentares de compartimentos de uma margem continental sendo a primeira de domínio costeiro, a segunda de domínio plataformar e a terceira de planície abissal (Fig. 3). O aprofundamento da bacia em direção a E é coerente com a direção do fluxo sedimentar, conforme constatado pelo padrão regional das paleocorrentes.

A Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas foi motivo de estudos petrográficos detalhados por Renger (1972) que observou que a serpentinização imposta aos protólitos (peridotitos e piroxenitos) ocorreu junto ou logo após as "intrusões" e que, por sua vez, antecedeu ao processo de cloritização e anfibolitização imposto pelo metamorfismo regional. Renger (1972) observou ainda processos metassomáticos tardios (póste-tônicos) com adição de CO₂ que promoveu calcificação e carbonatação de volumes das rochas.

Na "Mina da Paca" (SE de Alvorada de Minas) e no Morro do Cruzeiro (Serra) o contato das ultramáficas é notavelmente discordante do So $\equiv$ Sn dos quartzitos. Outras vezes (p. ex. na Quadrícula São Sebastião do Bonsucesso – próximo ao povoado de Córregos), corpos de rochas ultramáficas acham-se encaixados no embasamento cristalino em notável discordância com a foliação gnássica do substrato.

As rochas dessa suíte afloram predominantemente sob ou encaixadas ou cavalgando a Formação Jacém (Fig. 2). Entretanto, corpos menores e descontínuos aparecem encaixados em unidades do Grupo Guinda na borda oriental da SdEM e em litologias das formações Itapanhocanga e Serra do Sapo.

A distribuição das rochas desta suíte e suas relações com as demais unidades do Grupo Serro e, também, de acordo com o registro metamórfico-metassomático da suíte em questão, permite deduzir que: (1) os corpos menores e/ou "isolados" da suíte em apreço representam intrusões sin-sedimentares

(diapirismo serpentinitico seguindo a hidratação do manto) que ascenderam ao longo das falhas que segmentaram e acomodaram o adelgaçamento da crosta continental no processo de rifteamento (Fig. 3); (2) os largos e extensos corpos da Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas – especialmente os que ocorrem nas áreas do Serro, Alvorada de Minas e Morro do Pilar – representam domos serpentiniticos maiores que ocuparam as fraturas principais (de 1º ordem) na fase inicial de fragmentação crustal na zona axial do rifte.

Domos serpentiniticos de mesma ambiência (borda crustal adelgada por rifteamento) e mesmas características petrográficas são observados na costa da Galícia (relacionadas a abertura do Atlântico do Norte, Boillot *et al.* 1989), ao largo da costa sudoeste da Austrália (relacionados à fragmentação crustal que separou a Austrália da Antártida, Nicholls *et al.* 1991), na Ilha de Zabargad (relacionados à abertura do Mar Vermelho, Dupuy *et al.* 1991) e no Sistema Alpino (relacionados à abertura do *Ligurian Tethys* no Mesozóico, Lemoine *et al.* 1987).

Neste contexto visualiza-se então que a fragmentação crustal do Rifte Espinhaço foi marcada pela ocupação de largos e extensos domos serpentiniticos na sua zona axial que representam, portanto, a “proto-crosta oceânica” da Bacia Espinhaço.

Não seria produtivo discutir ou especular que a “Bacia Oceânica Espinhaço” evoluiu para um oceano tão largo quanto os atuais e/ou que sua crosta oceânica então desenvolvida tinha características semelhantes às fanerozóicas ou ainda que xistos azuis e/ou rochas eclogíticas foram constituintes do edifício orogênico do Sistema Espinhaço. Fato é que uma ou outra dessas rochas são exumadas e/ou transportadas rapidamente para partes bem superiores do edifício orogênico em fases relativamente precoces na história dos orógenos (Platt 1986) motivando, portanto, a remoção das mesmas por erosão nos diversos ciclos erosivos impostos às cadeias montanhosas durante e após o seu desenvolvimento e, neste sentido, deve ser lembrado que o nível de erosão atual estabelecido sobre as rochas do Sistema Espinhaço é profundo, estando pelo menos alguns milhares de metros abaixo das unidades que capearam o edifício orogênico.

Tem sido postulado que o grau geotérmico do sistema litosférico teria sido mais elevado no Precambriano (Hynes 1982 e referências citadas nesse trabalho) e isso poderia inibir a formação de xistos azuis, como também inibir a obducção de lascas da crosta oceânica (ofiolitos) devido ao realce nas relações de densidade – flutuação com a crosta continental sobrejacente (Moores 1993).

É fato que está preservada a “proto-crosta oceânica” do Sistema Espinhaço representada pelas rochas da Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas. Pode-se buscar, conforme sugerido por Windley (1984), através do estudo petrográfico e de minerais pesados de rochas das bacias externas (*foredeep* e *foreland basins*), informações das características e composição litológica da faixa orogênica durante e logo após a sua completa edificação. E isto é visualizado, então, como uma nova fronteira nos estudos geológicos da SdEM e neste particular, recentemente foram encontrados seixos de rochas ultramáficas em conglomerados da Molassa do Sistema Espinhaço (Hagedorn, 1997) e em rochas glaciogênicas do Grupo Macaúbas (Queiróz 1999, Almeida-Abreu 2001).

A planície costeira As unidades do Grupo Guinda foram consideradas como depósitos de facies miogeossinclinal por

Pflug (1965) e posteriormente como depósitos continentais de largo e extenso rifte por Almeida-Abreu (1993) e Martins-Neto (1998).

No entanto, na perspectiva do ambiente de rifte continental, algumas questões ficaram sem explicação: (1) por que a Formação Bandeirinha mostra *red beds* em seus depósitos fluviais e eólicos, enquanto todas as demais unidades do grupo registram condições paleoclimáticas de ambientes muito úmidos; (2) por que essas formações ocupam superfície tão vasta e são compostas essencialmente por quartzo-arenitos, apresentando notável déficit de massa em vista da quase completa ausência de pelitos; (3) por que as formações do Grupo Guinda mostram conformação essencialmente tabular e, no conjunto, espessuras relativamente pequenas, o que não é feição característica de riftes; (4) por que as unidades desse grupo, apesar da pequena espessura, mostram metamorfismo regional explícito.

A reavaliação dos dados das unidades desse grupo, aliado a trabalhos de campo de detalhe na área central da SdEM, levaram Renger & Almeida-Abreu (2000) a considerar as formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel como sedimentos continentais de uma planície costeira adjacente da Bacia Espinhaço. Este novo paradigma vem explicar porque esses quartzo-arenitos ocupam superfície tão vasta e a causa do significativo déficit de pelitos, ou seja, na ausência de cobertura vegetal o fluxo sedimentar contínuo para E expulsou os pelitos da planície costeira para a bacia marinha adjacente. Isto vem explicar também porque essas unidades são relativamente tabulares e de espessuras tão pequenas e não condizendo, portanto, com o ambiente de rifte.

Neste contexto, a Formação Bandeirinha com os seus *red beds* foi considerada como Pré-Espinhaço que está de acordo com as datações dos xistos que ocorrem associados (~ 2.014 Ma, Machado *et al.* 1989) e bem diferente das idades das formações da planície costeira que revelaram idades de 1715 Ma a 1700 Ma (Machado *et al.* 1989, Dossin *et al.* 1993).

A Formação São João da Chapada caracteriza uma extensa planície aluvial (Martins-Neto 1993) que foi instalada à margem da bacia marinha. A Formação Sopa-Brumadinho mantém essas características fluviais fora dos distritos de conglomerados diamantíferos, embora a predominância de laminação plano-paralela e as claras feições de agradação indiquem variações no nível de base na borda da bacia marinha.

Os conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho sempre foram o principal elemento de referência na caracterização do “Rifte Espinhaço”, interpretados como produto do retrabalhamento de rochas subjacentes, devido ao intenso tectonismo sin-sedimentar, com sedimentação de ruditos nas bordas dos meio grabens. Na realidade, os conglomerados foram depositados como fluxo de detritos formando corpos acanalados em pequenas calhas lacustres (250 a 600 m x 500 a 1500 m) que ocorrem isoladas ou agrupados. Estudos de paleocorrentes e dos diferentes litotipos presentes nessas calhas, incluindo rochas vulcânicas diamantíferas sin-sedimentares, permitem supor que essas calhas representam *maar craters* formadas por vulcanismo explosivo associado à reativação dos lineamentos da área cratônica devido à retomada da extensão crustal no âmbito da bacia (Renger & Almeida-Abreu 2000, Almeida-Abreu & Renger, no prelo).

A relação estratigráfica entre os grupos Guinda e Serro mostra-se bem caracterizada a cerca de 2,5 km a sul de Itapanhocanga (coordenadas UTM - E 664.190, N 7919.800): formações ferríferas bandadas da Formação Itapanhocanga

recobrem, concordantemente, metarenitos fluviais e eólicos da Formação Sopa-Brumadinho. O contato pode ser seguido por muitas centenas de metros, representando uma superfície transgressiva que pode ser explicada pela subsidência termal em reposta ao *break-up* do Rifte Espinhaço. Situação semelhante, ou seja, transgressão marinha com deposição de formações ferríferas é observado nas sequências proterozóicas da região dos Grandes Lagos (Ojakangas 1993).

A Formação Galho do Miguel evidencia bem um *highstand system tract* sucedendo a transgressão marinha e isto é bem representado pelo *onlap* sobre o antepaís (Serra do Cabral, Fig. 1) e o *downlap* sobre a sequência transgressiva. Portanto, a Formação Galho do Miguel representa a sedimentação durante o período de *maximum flooding* (*highstand facies*, *sensu* Galloway 1989) devido ao retrabalhamento eólico dos sedimentos da planície costeira favorecido pela falta de cobertura vegetal. A seção condensada reconhecida na Formação Serra do Sapo deve ter sido depositada nesse período de transgressão marinha.

A bacia foredeep Em termos de evolução bacinal, o Grupo Conselheiro Mata vem sendo considerado como consequência da contração termal da bacia fase pós-rifte (Almeida-Abreu 1993) que motivou a transgressão marinha sobre toda a superfície da Bacia Espinhaço.

No entanto, estudos de análises de bacia e estrutural revelaram que as unidades desse grupo exibem alguns aspectos clássicos de uma calha *foredeep*: (1) As fácies sedimentares mostram interdigitação de sistemas marinhos costeiros com sistemas eólicos W-progradantes (ou seja, no sentido contrário do fluxo sedimentar da planície costeira), assoreando progressivamente a calha sedimentar. As paleocorrentes (Fig. 4) confirmam essas relações de fácies e fluxo sedimentar. (2) Os sedimentos das unidades da borda oriental da calha sedimentar mostram fragmentos de feldspato e líticos evidenciando a exposição de rochas do embasamento cristalino nos cavalgamentos sin-sedimentares (Fig. 5, seções I e II). (3) A presença frequente de brechas sedimentares quartzíticas nessas unidades demonstram ambos, o canibalismo devido à tectônica sin-sedimentar e a sua deposição proximal. (4) As falhas sin-sedimentares de ordem decimétrica e dobras desarmônicas associados em rochas da Formação Santa Rita representam *slumps* e também confirmam um tectonismo concomitante com a sedimentação. (5) A discordância angular entre rochas das formações Galho do Miguel e Santa Rita na área de Batatal exalta o tectonismo sin-sedimentar (Almeida-Abreu *et al.* 2001). (6) A superposição de estruturas tectônicas de diferentes níveis crustais, ou seja, uma conspícua foliação seccionando flancos de dobras e sua clivagem plano-axial, demonstram fases sucessivas de deformação com progressivo empilhamento tectônico devido a propagação dos cavalgamentos para oeste (Almeida-Abreu *et al.* 2001).

As características físicas da calha sedimentar onde foram depositadas as unidades do Grupo Conselheiro Mata, bem como o seu posicionamento relativo ao Orógeno Espinhaço são também sugestivos de que essa calha representa uma bacia *foredeep*. Ou seja, compreende uma bacia estreita, alongada e relativamente profunda; teve fluxo sedimentar convergente, oriundo de ambas as bordas da calha, especialmente de leste para oeste (Fig. 4); foi dominada por ambientes marinhos rasos com inserção frequente de sedimentos de ambientes continentais de origem fluvial e eólico (Köster 1984, Almeida-

Figura 4 – Mapa geológico da região de Batatal (localização na Fig. 1). Note, na seção, o efeito de blind faults na formação de piggy back basins. Paleocorrentes medidas em estratificações cruzadas: 1- eólico; 2- eólico; 3- intermaré; 4- fluvial – eólico; 6- intermaré; 6a- eólico; 7- eólico; 8- intermaré.

Abreu 1993); ocupa apenas a parte externa da Bacia e Orógeno Espinhaço, mostrando distribuição alinhada e restrita ao fronte dos empurrões da faixa orogênica, ora preservados apenas na borda oriental da SdEM (Fig. 1a).

Afora as feições já mencionadas, três outros fatores de caráter regional são também característicos de bacia *foredeep*: (1) Incisões de canais fluviais preenchidos por conglomerados com 3 a 6 m de espessura nas formações Santa Rita, Córrego dos Borges e Córrego Pereira ao longo da borda ocidental da SdEM demonstram rápidas e profundas variações do nível de base da bacia que bem caracterizam as frequentes flutuações da subsidência *versus* o aporte de sedimentos em bacias periféricas (Lucchi 1985, Miall 1990: 576-7). (2) O perfil regional das calhas preenchidas pelas rochas do Grupo Conselheiro Mata (Fig. 6 D-D') caracteriza uma clássica seção de bacia periférica, incluindo o seu *forebulge* e o deslocamento do depocentro da bacia rumo ao cráton (formando um *piggyback* ou *floating basin* no sentido de Miall 1990) devido à propagação da deformação através de *blind faults* (Fig. 4). (3) A ampla ocorrência de quartzo leitoso em forma de bolsões métricos a decamétricos, especialmente nas formações Santa Rita e Córrego da Bandeira, deve ter sido consequência da intensa circulação de fluidos imposto por severo gradiente hidráulico associado ao soerguimento tectônico na borda da bacia, a exemplo de outras bacias periféricas (Morey 1999).

Por outro lado, o metamorfismo na fácies xisto verde (localmente com indicação de pressões relativamente altas, Chula 1996) que domina as rochas do Supergupo Espinhaço por toda a SdEM não pode ser justificada sem empilhamento tectônico de cavalgamentos W-vergentes durante a orogênese dessa serra. Isto porque as rochas metassedimentares que edificam a SdEM propriamente dita são de ambientes continentais e de pequena espessura, depositados numa planície costeira, adja-

cente à bacia marinha Espinhaço nos termos descritos anteriormente.

Sendo as bacias periféricas (*foredeep* e *foreland*) geradas pela subsidência flexural em resposta ao espessamento crustal durante processos de colisão continental (Miall 1990: 428-36), as taxas de subsidência e amplitude das bacias periféricas dependem das propriedades litosféricas que por sua vez são dependentes da sua idade, espessura e história termal (Beaumont 1981).

Nestes termos deve-se esperar pelo menos algumas diferenças na bacia *foredeep* do Sistema Espinhaço quando comparada a bacias semelhantes do Fanerozóico, considerando a secular diminuição de temperatura da crosta e litosfera (Jeanloz & Morris 1986).

Desde que a resposta flexural da bacia à carga sedimentar é variável de acordo com os parâmetros crustais (Miall 1990: 576) e estes, por sua vez, influenciam o equilíbrio isostático (que controla as taxas de desnudação – erosão, aliados ao clima e paleogeografia das áreas-fonte), um cenário distinto para a formação e evolução de bacias periféricas pré-cambrianas fica estabelecido. Isto pode explicar a dimensão relativamente estreita da bacia *foredeep* do Sistema Espinhaço quando comparado à bacias fanerozóicas, tão bem como a distribuição restrita e pequena quantidade de rochas rudílicas.

No entanto, deve ser lembrado que a bacia *foredeep*, assim como outros diversos segmentos da Bacia Espinhaço, acham-se profundamente erodidos, incluindo, possivelmente, os espessos pacotes de rochas rudílicas que margeavam a sua borda oriental.

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO SISTEMA ESPINHAÇO **Dados Geocronológicos** O vulcanismo responsável pela extensão crustal da Bacia Espinhaço teve início em aproximadamente 1750 Ma, acompanhando as fases subsequentes de expansão da bacia até, pelo menos, 1715 - 1700 Ma, conforme datações obtidas por Machado *et al.* (1989), Schobbenhaus *et al.* (1994) e Dussin *et al.* (1993).

Neste contexto, provavelmente antes de 1700 Ma o Rife Espinhaço já havia sido fragmentado, evoluindo para uma bacia oceânica e assim, considerando as restrições temporais de estabilidade das crostas oceânicas (Hynes, 1982), a inversão tectônica da bacia deve ter ocorrido ainda no Mesoproterozóico. Metamorfismo e metassomatismo relacionado a essa orogênese mostram idades de 1.5 Ga. a 1.3 Ga. (Cordani *et al.* 1992 e referências citadas nesse trabalho). Por sua vez, o soerguimento e desnudação pós-orogênica em cerca de 1.180 Ma foi revelado por traços de fissão em muscovita em rocha do embasamento cristalino (Siga Jr. *et al.* 1987), como também a exumação de rochas charnoquíticas em aproximadamente 1.100 Ma conforme revelado por datações Rb/Sr (Teixeira *et al.* 1990).

Por outro lado, os dados estratigráficos são ainda mais incisivos no sentido de demonstrar, de forma clara e incontestável, que antes do fim do Mesoproterozóico a SdEM já constituía uma cadeia de montanhas conforme será exposto a seguir.

A Molassa do Sistema Espinhaço Sedimentos de origem fluvial e flúvio-lacustre aparecem preenchendo calhas sedimentares estreitas e alongadas em partes da borda ocidental da SdEM e também por toda a borda nordeste desta serra (Fig. 7). As características de bacia flexural externa (*foreland basin*) é revelado pela posição estratigráfica (discordante sobre unida-

Figura 5 – Idealização da estruturação tectônica da SdEM no final da "Orogênese Espinhaço". Os diagramas a e b mostram a distribuição do grau metamórfico nas rochas do Supergrupo Espinhaço e o mapa gravimétrico da SdEM, respectivamente (para referências dos dados, v. Almeida-Abreu 1995). As seções I e II mostram a estruturação tectônica da bacia *foredeep*.

des do Supergrupo Espinhaço), paleogeográfica (bordejando a SdEM, representando uma calha rasa e confinada que recebeu sedimentos fluviais e flúvio-lacustres, Fig. 7) e pela proveniência dos sedimentos (gerados a partir de rochas da faixa orogênica conforme revelado pelos fragmentos líticos e pela efetiva contribuição de feldspato oriundo de rochas graníticas – Fraga 1999).

Conforme discutido anteriormente, o desenvolvimento de bacias periféricas é relacionado e mesmo restrito aos domínios marginais de faixas orogênicas em resposta ao aquecimento

Figura 6 – Seções esquemáticas mostrando a estruturação tectônica da SdEM de acordo com o mapa da Fig. 5. A seção D-D' mostra a geometria geral (simplificada) da bacia foredeep desenvolvida durante o processo orogênico.

da crosta que, por sua vez, é consequência do espessamento crustal promovido pelo empilhamento tectônico das rochas envolvidas na deformação orogênica.

Portanto, a molassa do Sistema Espinhaço indica ambos, que a faixa representa um orógeno de colisão e que a orogênese ocorreu ainda no Mesoproterozóico pois, entre outros registros que serão discutidos adiante, as unidades da *foreland basin* são cortadas por rochas ígneas da Suíte Pedro Lessa (Fig. 1e), magmatismo datado em 906 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1989).

A Glaciação de Montanhas do Final do Mesoproterozóico

Depósitos glaciogênicos do Grupo Macaúbas bordejam o oeste, o norte e o nordeste da SdEM, tão bem como partes da Serra do Cabral e da Serra do Espinhaço Setentrional (Fig. 1 e 7). Embora o ambiente paleogeográfico e a extensão do fenômeno glacial ainda sejam motivo de disputa, a origem glacial desses depósitos vem sendo aceita desde os anos 70 (ver discussão em Karfunkel & Hoppe 1988).

Esse fenômeno glacial ocorreu em aproximadamente 1050 Ma conforme os estudos geocronológicos e de paleomagnetismo efetuados em rochas básicas não metamórficas aflorantes no leste do Cráton do São Francisco por D'Agrella Filho *et al.* (1990, e referências citadas nesse trabalho). Os resultados desses estudos indicam que o Cráton do São Francisco passou naquele período por altas paleolatitudes ($\sim 45^\circ$ a 65° N). Essa idade é reforçada pelas relações estratigráficas das

unidades glaciogênicas com as unidades do Supergrupo Espinhaço e da sua molassa, ou seja, vales glaciais mostram-se encaixados em rochas de formações do Grupo Guinda e das formações da molassa do Sistema Espinhaço no nordeste da SdEM (Fig. 1f), além de mostrar, por toda a parte, discordâncias angulares e erosivas espetaculares com as unidades do Supergrupo Espinhaço (Fig. 1a-f, 7). Ademais, unidades glaciogênicas do Grupo Macaúbas são cortadas pelas rochas ígneas da Suíte Pedro Lessa (Fig. 1e) magmatismo esse que revelou idades de 906 Ma (Machado *et al.* 1989).

Os depósitos glaciogênicos (incluindo morainas e *drop-stones*) mostram, freqüentemente, seixos e fragmentos diversos de gnáisses e granitos, além de seixos de diferentes rochas metamórficas (quartzitos/metarenitos, filitos e mais raramente de xistos e metatramáficas), as vezes ressaltando minidobras (Lindenberg *et al.* 1997). Ora, remanescentes dos vales glaciais mostram, claramente, que estes são oriundos do interior da SdEM. Portanto, nesse tempo, nas áreas elevadas do interior da SdEM afloravam rochas metamórficas e rochas graníticas do embasamento cristalino demonstrando que a faixa orogênica já encontrava-se devidamente estabelecida, de alguma forma semelhante ao esquematizado nas figuras 5 e 6. Deve ser lembrado que a exposição do embasamento cristalino ora aflorante ao longo do anticlinório de Gouveia na parte mediana-central da SdEM (Fig. 1) foi, provavelmente, promovida no Terciário (Cristina Augustin - comun. escrita), além do que, a projeção dos vales glaciais da área de Inhaí até o domínio de afloramentos do embasamento cristalino na parte central da SdEM, mesmo utilizando gradiente tão baixo como 1% (que seria improvável para vales glaciais) alcança-se altitudes superiores a 1300 m contra os cerca de 1100 m de altitude máxima (com controle estratigráfico) alcançado pelo substrato atual e isso sem esquecermos do efetivo potencial de soerguimento da parte central da faixa orogênica relativa às suas bordas por razões de isostasia e a subsequente desnudação.

Por outro lado, Pedrosa-Soares *et al.* (2000) propuseram uma idade de cerca de 950 Ma para os depósitos glacio-marinhos do Grupo Macaúbas, considerando os resultados de datações de zircões detríticos de unidade quartzítica da Faixa Araçuaí. No entanto, a correlação dessa unidade quartzítica com os depósitos glaciogênicos do Grupo Macaúbas s.s. não condiz com os dados obtidos nos mapeamentos realizados no nordeste da SdEM e com a paleogeografia da "Glaciação Macaúbas", considerando as suas notáveis características de glaciação de montanhas que teve a SdEM como o centro da dispersão dos glaciares (Almeida-Abreu & Renger 2000). Além do mais, conforme ressaltado anteriormente, os depósitos glaciogênicos desse grupo assentam-se em profunda discordância angular e erosiva com as unidades de ambos, da Serra do Espinhaço e da Faixa Araçuaí. Essa discordância angular e erosiva entre unidades neoproterozóicas do Grupo Bambuí e unidades mesoproterozóicas do Grupo Macaúbas foi reconhecida também através de perfis geofísicos (Romeiro-Silva *et al.* 2000).

DISCUSSÃO O esquema de estruturação tectônica do Sistema Espinhaço apresentado nas figuras 5 e 6 pode ser contestado quanto a forma geométrica e contornos, da existências de 1, 2 ou 3 frentes de cavalgamentos principais ou nos termos da espessura da pilha tectônica. No entanto, a estruturação tectônica em *nappes* ou *thrust sheets* que propagaram-se para oeste até os limites ocidentais da SdEM é incontestável, não

Figura 7 – Mapa simplificado mostrando a distribuição da “Molassa” do Sistema Espinhaço na borda nordeste da SdEM, Adaptado de Chula (1996), Lindenberg et al. (1997), Fraga (1999) e Projeto Espinhaço (1996, folhas Curimataí e Carbonita). O bloco-diagrama esquematiza a paleogeografia da foreland basin nessa região.

apenas pela presença da calha *foredeep* que recebeu as rochas do Grupo Conselheiro Mata e pelo registro de seixos de rochas metamórficas e do embasamento cristalino nos depósitos da molassa e da glaciação, mas também pelo metamorfismo e deformação apresentados pelas rochas do Supergrupo Espinhaço no corpo da SdEM e na região de Planalto de Minas.

O esquema elaborado nas figuras 5 e 6 é baseado nos conceitos de Boyer & Elliot (1982). A despeito da profunda erosão

sofrida pela SdEM, os levantamentos efetuados em diferentes domínios da mesma têm mostrado uma evolução tectônica compatível com o modelo de Boyer & Elliot (ibid) como, p. ex., Herrgesell (1984), Herrgesell & Pflug (1986), Almeida-Abreu et al. (1988, 1989), Rolim (1992), Hagedorn (1997).

Uma seção transversal W – E na SdEM desde a sua borda ocidental até a parte interna da faixa orogênica resalta um perfil clássico dos orógenos de colisão, destacando o aumento da deformação e do grau metamórfico em direção contrária à vergência tectônica, i. e., para E (Fig. 5 e 6), e o espessamento crustal no domínio interno, ou seja, na zona de sutura-colisão (Fig. 5b). Ora, para que a deformação assimétrica (*simple shear*), com vergência para oeste e metamorfismo associado imposto às rochas do Supergrupo Espinhaço de toda a SdEM e da região de Planalto de Minas tenha sua causa explicada é absolutamente necessário admitir a propagação de *nappes* para o ocidente nos termos do modelo das figuras 5 e 6.

A presença do embasamento cristalino é feição comum na frente dos orógenos (Boyer & Elliot 1982). Na proposta de Royden & Burchfiel (1989) isso é decorrência da delaminação crustal associada à fase terminal da orogênese quando domina, então, colisão continental com subducção do “tipo A” associada, impondo o carreamento e incorporação da parte superior (menos densa) da crosta à pilha de *nappes*. Pelo menos no que concerne à delaminação e incorporação apenas da parte superior da crosta ao edifício do orógeno, esse modelo aplica-se ao Sistema Espinhaço, visto que o vasto registro observado nos depósitos glaciogênicos do Grupo Macaúbas é marcado apenas por granitos e gnáisses de crosta continental superior. Também no Sistema Cordillerano do oeste dos USA, ensaios de laboratório, modelagem numérica e dados de campo e de geofísica indicam a delaminação crustal na interface rúptil-dúctil da crosta no processo de edificação desse orógeno (Kulik & Schmidt 1988, e referências citadas por esses autores).

Alguns autores (p. ex. Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995) consideram que as unidades do Grupo Serro não pertencem ao Sistema Espinhaço, sendo as seqüências supracrustais (formações Itapanhocanga, Serra do Sapo e Jacém) pertencentes ao Supergrupo Minas e as rochas da Suite Ultramáfica de Alvorada de Minas seriam integrantes de um cinturão de rochas verdes arqueano. Afora os dados estratigráficos e paleogeográficos descritos anteriormente, concorrem na direção de que as unidades em questão são integrantes e indissociáveis do Sistema Espinhaço, a similaridade da deformação imposta ao conjunto, tanto em termos de fases como orientação das estruturas desenvolvidas (Herrgesell 1984, Almeida-Abreu et al. 1989) e como deve ser esperado numa seção de um orógeno, as rochas do Grupo Serro foram deformadas em ambientes crustais mais profundos do que as rochas do Grupo Guinda (Almeida-Abreu et al. 1989). Não pode deixar de ser lembrado que aparecem filitos hematíticos intercalados nas formações Itapanhocanga e Serra do Sapo, rochas essas que representam paleo-lateritas/bauxitas (Knauer & Schrank 1993) gerados em ambiente de atmosfera oxidante. Por sua vez, a unidade basal do Supergrupo Minas mostra, pela presença de pirritas detríticas (Schorsch et al. 1982, Renger et al. 1988), condições de atmosfera redutora e isto está de acordo com os estudos da evolução da atmosfera terrestre (Holland & Rye 1997), considerando que as unidades do Supergrupo Minas foram depositadas antes de 2.2 Ga (Machado et al. 1992). Deve ser mencionado também que amostra de metariolito que aparece intercalado em rochas da Formação Itapanhocanga revelou idade de 1711 Ma

(Machado *et al.* 1989).

Ademais, restringindo o Sistema Espinhaço às unidades que impõem a orografia atual da SdEM, esse sistema passa a ser composto apenas por unidades de origem continental do Grupo Guinda (ou seja, por uma planície costeira sem conexão com qualquer outra bacia, o que parece absolutamente irreal) e pelas rochas de ambiente marinho raso do Grupo Conselheiro Mata (Tab. 1). Neste caso seria difícil de entender ou explicar, entre outros, os seguintes fenômenos: (1) o que teria motivado uma deformação tão intensa em uma "bacia intracratônica" (até 17:1 em rochas da área de Datas, Pflug, comun. pessoal), deformação típica de orógeno de colisão (Herrgesell & Pflug 1986, Rolim 1992), *nappes* de rochas do Complexo Basal na área de Ouro Fino (Almeida-Abreu *et al.* 1988) e leques imbricados na Serra do Cipó (Hagedorn 1997)? (2) sabendo-se que a deformação do Sistema Minas foi concluída em ~1.9 Ga (Machado *et al.* 1992), por que e como o *thrust belt* edificado em rochas do Grupo Serro foi violentamente empurrado sobre a SdEM?

Portanto, a estratigrafia, a paleogeografia e a ambiência tectônica não permitem a dissociação das sequências da borda oriental da SdEM, i. e., o Grupo Serro, do Sistema Espinhaço. Na realidade, a SdEM, embora impressiva pelo volume e orografia, que é secundária no conjunto pois a calha principal da bacia, tão bem como o foco da deformação foram centrados no domínio ocupado pelo Grupo Serro.

Deve ser ressaltado ainda, que o fronte do *thrust belt* que bordeja o oriente da SdEM, a exemplo do que ocorre nas cadeias Cordillerana e dos Apalaches (USA – cf. Kulik & Schmidt 1988), situa-se exatamente ao longo do limite externo da bacia marinha (miogeoclinal). Além disso, a sinuosidade do fronte de cavalgamentos, incluindo truncamentos e segmentações, está de acordo com o contorno natural dos domínios costeiros que no seu curso apresenta, freqüentemente, enseadas e promontórios controlados ou não por falhas normais e/ou de transferência ativas durante o desenvolvimento da bacia. Remanescente de promontório no sudeste da SdEM foi reconhecido por Almeida-Abreu (1995).

Neste contexto, o modelo de geossinclinal proposto por Pflug (1965) para o Sistema Espinhaço da SdEM refere-se à seção desde o Cráton do São Francisco (antepaís) a oeste até a parte interna da faixa orogênica a leste compondo, em termos conceituais modernos, uma margem continental passiva clássica. Neste particular, respeitado a atualização conceitual, o modelo é perfeitamente válido exceto no que concerne a inclusão de rochas gnáissicas como supracrustais distais metamorfisados em médio-alto grau e, naturalmente, a correlação das formações ferríferas do Sistema Espinhaço com aquelas do Supergrupo Minas que afloram para o sul. Essa correlação, inclusive, já foi descartada por aquele autor, conforme discutido em Almeida-Abreu & Pflug (1994).

As unidades do Supergrupo Espinhaço da região de Planalto de Minas (Fig. 1b) mostram-se, também, efetivamente metamorfisadas na fácies xisto verde médio, bastante deformadas (Chula 1996) e com vergência tectônica para W. Portanto, uma espessa pilha de rochas foi empurrada e esteve sobre as unidades em questão que, em vista dos indicadores cinemáticos, foram oriundos do E e/ou ESE e nessa direção acham-se apenas, como rochas supracrustais metamorfisadas e deformadas, xistos da Faixa Araçuaí (Formação Salinas). Isso sugere que estes xistos são integrantes do Sistema Espinhaço, reforçando a proposta de Almeida-Abreu (1993, 1995) que, com

base na distribuição das unidades estratigráficas e fácies sedimentares na seção compreendendo a Serra do Espinhaço Setentrional – Faixa Araçuaí, propôs a correlação e evolução tectônica comum a essas duas entidades. Sendo assim, deve-se considerar que os anfíbolitos da Faixa Araçuaí com idade de cerca de 800 Ma (Sm/Nd – Pedrosa-Soares *et al.* 1992) revelaram valores distorcidos ou que representam apenas corpos magmáticos intrusivos em níveis crustais mais baixos, relacionados ao magmatismo da Suíte Pedro Lessa.

As rochas precambrianas sobrepostas às unidades do Supergrupo Espinhaço na área de Planalto de Minas (Fig. 1b) são sequências glacio-lacustres do Grupo Macaúbas (Chula 1996, Almeida-Abreu & Renger, em prep.). A discordância angular e erosiva entre as duas entidades é perceptível mesmo pelo mapa geológico simplificado da Figura 1d e enquanto as "rochas Espinhaço" mostram notável recrystalização metamórfica e imbricamento tectônico (homoclinal W-vergente), as "rochas Macaúbas" mostram, se algum, apenas metamorfismo incipiente e camadas de padrão regional horizontal, mais ou menos amarrotadas, com ou sem clivagem de alto ângulo associada. A glaciação, conforme referido anteriormente, ocorreu em torno de 1050 Ma e seus depósitos assentaram-se sobre diferentes partes do Orógeno Espinhaço já completamente estruturado, metamorfisado e profundamente erodido (Fig. 1 e 7).

CONSIDERAÇÕES FINAIS Autores que desenvolvem pesquisas na SdEM e domínios contíguos têm considerado a Serra do Espinhaço como o produto de uma orogênese do final do Precambriano (o conhecido Ciclo Brasileiro). Isso porque as datações geocronológicas K/Ar efetuadas em rochas cristalinas de diferentes regiões das faixas que bordejam o Cráton do São Francisco apresentaram valores em torno de 500-600 Ma (ver referências em Uhlein 1991 e Almeida-Abreu 1993).

Também (e talvez muito mais por isto), devido às relações do Supergrupo Espinhaço com o Grupo Bambuí na borda ocidental da SdEM, ou seja, os carbonatos e pelitos neoproterozóicos desse grupo mostram, em certos domínios, deformação intensa e complexa na margem da SdEM, em tese devido ao cavalgamento das "rochas Espinhaço" sobre as unidades do Grupo Bambuí embora nenhuma relação de idade de sedimentação e ambiência possa ser estabelecido entre essas duas entidades.

O Grupo Bambuí constitui uma associação de rochas depositadas numa extensa plataforma (mar epicontinental, Pflug & Renger 1973) que recobriu grande parte dos Estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia, incluindo a SdEM conforme registrado por remanescentes de rochas desse grupo no alto desta serra, como também pela ausência de depósitos rudíticos bordejando o ocidente da SdEM (Almeida-Abreu 1993).

É certo que nos últimos 100 milhões de anos do Neoproterozóico vasta região do leste-sudeste do Cráton do São Francisco (e suas extensões orientais) foi submetida a aquecimento crustal com reativação tectônica associada, incluindo a SdEM (Almeida-Abreu 1995, Chula 1996, Renger *et al.* 1997, Fraga 1999). O motivo para esta reativação tectônica com aquecimento crustal regional associado pode ter sido, conforme proposto por Almeida-Abreu (1993) e Almeida-Abreu & Renger (1998) a inversão tectônica da Bacia W-Congoleza que mostra estruturação típica de um orógeno de colisão (incluindo depósitos de uma profunda e extensa *foreland basin* – Alvarez & Maurin 1990) e geometria estrutural que sugere a subducção de sua crosta oceânica para oeste, ou seja, sob o Cráton do São

Francisco. Nesse período, sem dúvida, a SdEM sofreu movimento epigênético positivo em decorrência do espessamento crustal residual e, assim, propagando-se sobre a área cratônica adjacente.

A figura 8 esquematiza as conseqüências dessa epigênese, destacando que em domínios de menor espessamento crustal o reajuste isostático foi relativamente pequeno (compare a Fig. 8 a e b com as Figs. 5 e 6), enquanto que nos domínios de pronunciado espessamento crustal o soerguimento do orógeno propiciou deslizamentos gravitacionais das rochas do Grupo Bambuí (Fig. 8 b). Processos de deslizamento gravitacional são conhecidos em outras faixas orogênicas e têm sido exemplificados na maioria dos livros-textos de geologia estrutural modernos.

Agradecimentos Os resultados de trabalhos de campo e estudos efetuados através das atividades acadêmicas do Centro de Geologia Eschwege estão incluídos neste trabalho, portanto manifestamos agradecimentos aos funcionários desse Centro, em especial ao Sr. Geraldo Dupim pelos desenhos, como também aos estudantes que participaram das campanhas de campo. Os trabalhos de pesquisa tiveram apoio financeiro da FAPEMIG (Proc. CEX 1065/94), e do CNPq, (processos 000400012/97 e 420022/98-8). A reavaliação e integração dos dados foi desenvolvido dentro do programa de pós-doutorado de um dos autores (P. A. Almeida-Abreu) que contou com o efetivo apoio da CAPES (Proc. BEX-0391/98-0). Expressamos agradecimentos também ao mestre Wander P. Queiróz pela digitalização das figuras. Aos revisores da RBG pelas análises críticas do manuscrito.

Figura 8 – Esquema da expansão das unidades da faixa orogênica para a área cratônica adjacente durante a epigênese imposta à SdEM no final do Neoproterozóico. Note o diferente grau de soerguimento de acordo com o espessamento crustal residual (compare com as Fig. 5 e 6) e os deslizamentos gravitacionais provocados nas rochas do Grupo Bambuí nas zonas de pronunciado soerguimento (modificado de Almeida-Abreu & Renger 1998).

Referências

- Almeida-Abreu P.A. 1993. *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil*. Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutorado, 150 p.
- Almeida-Abreu P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço: O rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3: 1-18
- Almeida-Abreu P.A., Knauer L.G., Hartmann M.B., Santos G.G.V. dos, Guimarães M.L.V., Abreu F.R. de, Schrank A., Pflug R. 1989. Estratigrafia, faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Serro - Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. *Zbl. Geol. Paläont.*, 5/6: 857-873.
- Almeida-Abreu P.A., Pflug, R. 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont.*, 1/2: 21-44
- Almeida-Abreu P. A., Queiróz W. P., Rosière C. A., Renger F.E. 2001. A Bacia Foredeep do Orógeno Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. In: SBG, Simp. Nacional Estudos Tect (SNET), 5, Recife, *Anais*, 171-174.
- Almeida-Abreu P.A., Quintão N.H., Rolim V.K., Abreu F.R. de, Magalhães P.M. 1988. Tectônica de nappes na região de Ouro Fino, Conceição do Mato Dentro, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, 18: 141-148.
- Almeida-Abreu P.A., Renger F.E. 1998. Effects of the West-Congolian belt orogeny on the tectonic evolution of the eastern São Francisco craton during Neoproterozoic times. In: Intern. Conf. Precamb. and Craton Tectonics, 14, Ouro Preto, *Abstracts*, 38-40.
- Almeida-Abreu P.A., Renger F.E. 1999. Discussão – “O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozoico”, de M. A. Martins-Neto, *Rev. Bras. Geoc.*, 29: 663-665.
- Almeida-Abreu P.A., Renger F.E. A origem dos diamantes da Serra do Espinhaço Meridional: o exemplo do distrito diamantífero de Sopa-Guinda (Diamantina – MG). *Rev. Bras. Geoc.*, 31:
- Alvarez P., Maurin J-C. 1990. Evolution sedimentaire du Supergroupe Ouest-Congolien (Proterozoïque Supérieur – Paleozoïque) et stratigraphie sequentielle du cycle schisto-calcaire au Congo; implications en Afrique centrale (Congo, Gabon, Bas-Zaïre, Angola). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311: 693-698.
- Beaumont C. 1981. Foreland basins. *J. Geoph. Astron. Soc.*, 65: 291-329.
- Boillot G., Féraud G., Recq M., Girardeau J. 1989. Undercrusting by serpentinite beneath rifted margins. *Nature*, 341: 523-525.
- Boyer S.E.; Elliot D. 1982. Thrust systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 1196-1230.
- Brito Neves B.B., Kawashita K., Cordani U.G., Delhal J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *Rev. Bras. Geoc.* 9: 71-85.
- Chula A.M.D. 1996. *Caracterização geológica e geoquímica dos metamagmatitos e metassedimentos da região de Planalto de Minas, município de Diamantina, MG*. Inst. Geociências, UFMG, Belo Horizonte, Dissertação de

- Mestrado, 142 p.
- Cordani U.G., Iyer S.S., Taylor P.N., Kawashita K., Sato K., McReath I. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5 – 1.0 Ga.). *J. South Am. Earth. Sci.*, **5**:33-46.
- D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Teixeira W., Onstott T.C., Renne P.R. 1990. Paleomagnetic evidence for the evolution of Meso- to Neoproterozoic rocks in central-eastern Brazil. *Palaeog., Palaeoclim., Palaeoec.*, **80**:255-265.
- Dossin I.A., Garcia A.J.V., Uhlein A., Dardenne M.A., Dossin T.M. 1987. Facies eóico na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço (MG). In: SBG, Simp. Sistem. Depos. Precamb., Ouro Preto, *Anais*, 85-96.
- Dossin I.A., Dossin T.M., Charvet J., Cocherie A., Rossi P. 1993. Single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, Southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: SBG, Simp. Cráton São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 39-42.
- Dupuy C., Mével C., Bordinier J-L., Savoyant L. 1991. Zabargad peridotite: evidence for multistage metasomatism during Red Sea rifting. *Geology*, **19**:722-725.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, **3**:19-26.
- Eschwege W.L.v. 1822. Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten. Weimar, *Landes Industrie Comptoir*, 44p.
- Fraga L.M.S. 1999. *O Supergrupo Espinhaço e sua bacia flexural adjacente (Grupo Macaúbas) no nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, região de Domingas – Inhaí, Diamantina, Minas Gerais*. Inst. Geociências, UFMG, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 140 p.
- Galloway W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* **73**:125-142.
- Hagedorn M.G. 1997. *Geologie am Südwest-Rand der Serra do Cipó, Cardeal Mota (Minas Gerais, Brasilien)*. Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha, Diplomarbeit, 96 p.
- Herrgesell G. 1984. *Das Präkambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien)*. Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutorado, 247 p.
- Herrgesell G. & Pflug R. 1986. The thrust belt of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Palaont.*, **9/10**:1405-1414.
- Holland H.D. & Rye R. 1997. Evidence in pre-2.2 paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terrestrial biota: (Comment). *Geology*, **25**:857-858.
- Hynes A. 1982. Stability of the oceanic tectosphere – a model for early Proterozoic intercratonic orogeny. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **61**:333 – 345.
- Jeanloz R. & Morris S. 1986. Temperature distribution in the crust and mantle. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**:377-415.
- Lucchi, F.R. 1985. Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. In: G.G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*, D. Reidel Publish. Co., Dordrecht, p. 19-46.
- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central – eastern Brazil: Synthesis and model. *Palaeog., Palaeoclim., Palaeoec.*, **65**:1-21.
- Knauer L.G., Schrank A. 1993. A origem dos filitos hematíticos da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *Geonomos*, **1**:33-38.
- Köster J. 1984. *Geologie der nordwestlichen Serra Mineira südöstlich von Buenópolis (Proterozoikum, Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien)*. Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha, Diplomarbeit, 85 p.
- Kulik D.M. & Schmidt C.J. 1988. Region of overlap and styles of interaction of Cordillera thrust belt and Rocky Mountain foreland, in: C.J. Schmidt and W.J. Perry Jr. (eds.) *Interactions of Rocky Mountain foreland and the Cordilleran Thrust Belt*. Geol. Soc. Amer., Mem. **171**:75-98.
- Lindenberg S. F., Góes H., Silva M.F.L. 1997. *Geologia da região de Domingas, Couto de Magalhães de Minas, Minas Gerais*. Inst. Geociências, UFMG, Belo Horizonte, Trabalho de Graduação, 58 p.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R. de, Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, *Anais*, 171 –174.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo de Oliveira O. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**:1221 – 1227.
- Martins-Neto M.A. 1993. The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Freiburg, *Freiburger geowiss Beitr.*, 155 p. (Bd. 4).
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleol/Mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:151 – 168.
- Miall A. D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. New York, (Springer) 668 p., 2. ed.
- Morey G.B. 1999. High-grade iron ore deposits of the Mesabi range, Minnesota: A product of a continental-scale Proterozoic ground-water flow system. *Econ. Geol.*, **94**: 133-142.
- Nicholls I.A., Ferguson J., Jones H., Marks G.P., Mutter J.C. 1981. Ultramafic blocks from ocean floor southwest of Australia. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **56**:362 – 374.
- Ojakangas R.W. 1983. Tidal deposits in the early Proterozoic basin of the Lake Superior region –The Palms and Pokegama formations: Evidence for subtidal-shelf deposition of Superior-type banded iron-formation. *Geol. Soc. Amer. Mem.* **160**:49 – 66.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Vidal Ph., Monteiro R.L.B.P., Leonards O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa-) belt. *J. South Am. Earth Sci.*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares A.C., Cordani U.G., Nutman A. 2000. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: First U-Pb (SHRIMP) data of detrital zircons. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**:151 – 168.
- Pflug R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM/DGM, 55 p. (Boletim 226).
- Pflug R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM/DGM, 20 p. (Notas Prelim. Estudos 142).
- Pflug R., Renger F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracajú, *Anais*, **2**:5-19.
- Platt J.P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*

97:1037 – 1053.

- Projeto Espinhaço 1996. *Mapas Geológicos de 23 folhas na escala de 1:100.000*. (Coord. J. H. Grossi Sad). Belo Horizonte, Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG)/Instituto de Geociências-UFMG.
- Posamentier H.W., Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and systems tract models. Soc. Econ. Petrol. Miner., Spec. Publ. 42:125–154.
- Queiróz W.P. 1999. *Mapeamento geológico: Região de Buenópolis, Minas Gerais, borda leste da Serra do Cabral*. Inst. Geociências, UFMG, Belo Horizonte, Trabalho de Graduação, 89 p.
- Renger F. 1970. Fazies und Magmatismus der Minas-Serie in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol. Rundschau*, 50:1253–1292.
- Renger F. 1972. As rochas ultrabásicas da Serra do Espinhaço, MG. *Rev. Bras. Geoc.*, 2:151–160.
- Renger F. 1979: Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 1, Diamantina, *Atas*, 9–28.
- Renger F.E. & Almeida-Abreu P.A. 2000: The Southern Espinhaço range: Its geodynamic evolution and diamond mineralization, Minas Gerais State, eastern Brazil. 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro Post-Congr. Field Trip (Aft-19), *Field Guide*, 36 p.
- Renger F.E., Almeida-Abreu P.A., Knauer L.G.; Hagedorn M.G. 1997. O Meso-Neoproterozóico no âmbito da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais – uma análise (geo)lógica do registro cartográfico da discordâncias Espinhaço/Macaúbas. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 8, Ouro Preto, *Anais*, 3-8.
- Renger F.E. & Knauer L.G. 1995. Espinhaço – Quo vadis? (Onde está – aonde vai) A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. *Geonomos*, 3:31–39
- Renger F.E., Silva R.M.P., Suckau V.E. 1988. Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal de Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, 1:44-57.
- Rodrigues da Silva R. 1995. Contribution to the stratigraphy of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic) between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. Freiburg, *Freiburger Geowiss.*, 115 p. (Beitr. 8).
- Romeiro-Silva P.C. et al. 2000. São Francisco Basin - Geology and Geophysics of a prospective Proterozoic area in Central Brazil. 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, Abstracts, CD-Rom.
- Royden L. & Burchfiel B.C. 1989. Are systematic variations in thrust belt style related to plate boundary processes? (The western Alps versus the Carpathians). *Tectonics*, 8:51–61.
- Schobbenhaus C. 1993. *O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste: Uma revisão*. Univ. Freiburg, Freiburg, Alemanha, Tese de Doutorado, 155 p.
- Schobbenhaus C. Hoppe A., Baumann A., Lork A. 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: SBG, Congr. Brasil. Geol., 38, Camboriú, *Anais*, 2:397–399.
- Schöll W.U. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 1, Diamantina, *Atas*, 55–73.
- Schorscher H.D., Santana F.C., Polonia J.C., Moreira J.M.P. 1982. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais state: Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. In: SBG, Intern. Symp. Archaean Early Proterozoic Geol. Evol. Metallog. (ISAP), *Excursion Guide*, 46 p.
- Siga Jr. O., Cordani U.G., Kawashita K., Basei M.A.S., Taylor P.N. 1987. Aplicação dos isótopos de Sr e Pb nas rochas gnáissico-migmáticas de Itacambira-Barroco. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, *Anais*, 45–57.
- Teixeira W., Dossin I.A., Dossin T.M., Salvador E.D., Siga Jr. O., Sato K. 1990. Interpretação do contexto geotectônico do embasamento na borda leste do Sistema Espinhaço, região de Guanhães e Gouveia-MG, com base numa integração do seu conjunto geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 36, Natal, *Anais*, 6:2711–2722.
- Uhlein A. 1991. *Transição cráton – faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Inst. Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 295p.
- Windley B. F. 1984. *The Evolving Continents*. 2 ed., New York, John Wiley & Sons, 399 p.
- Young G.M. 1983. Tectono-sedimentary history of early Proterozoic rocks of the northern Great Lakes region. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 160:15–32.

Manuscrito A-1139

Recebido em 30 de dezembro de 1999

Revisão dos autores em 26 de dezembro de 2001

Revisão aceita em 05 de janeiro de 2002