

A GLACIAÇÃO STURTIANA (~750 MA), A ESTRUTURA DO RIFTE MACAÚBAS-SANTO ONOFRE E A ESTRATIGRAFIA DO GRUPO MACAÚBAS, FAIXA ARAÇUAÍ

Alexandre Uhlein¹; Roland R. Trompette²; Marcos Egydio-Silva³, Alan Vauchez⁴

Abstract

This paper is a contribution to the knowledge of the Sturtian glaciation (~800-750 Ma) and the gravitational sedimentation of the Macaúbas and Santo Onofre Groups. The primary goal of this paper is: (1) to describe glaciogenic deposits on the eastern edge of the São Francisco craton; (2) to present stratigraphic, sedimentologic and the tectonic setting of the Macaúbas-Santo Onofre rift. An extensional phase is marked by the intrusion of mafic dike swarms at 1100 – 900 Ma and alkaline rocks (750-670 Ma). The Sturtian glacial event (800-750 Ma), with formation of ice-caps in Rodinia supercontinent, is well exposed in the Jequitaiá area. Glaciomarine facies developed on the border of the craton grade laterally into debris-flow and turbidites. The Neoproterozoic Macaúbas – Santo Onofre rift evolved into a wide embayment limited by normal faults and a transfer zone. The sedimentary sequence consists of the diamictites, conglomerates, sandstones, graywackes, pelites deposited by sediment gravity flows. The Neoproterozoic Macaúbas Group represents rift to drift sedimentation related to the break-up of Rodinia. Macaúbas- Santo Onofre rift is regarded as intracontinental with a limited oceanization located at southern of the basin.

INTRODUÇÃO

Este artigo pretende apresentar dados sobre a glaciação Sturtiana que ocorreu na borda sudeste do Cráton do São Francisco e dados estruturais e estratigráficos sobre um rifte neoproterozóico que se desenvolveu na ruptura do supercontinente Rodínia, o rifte Macaúbas – Santo Onofre, estabelecido originalmente na região ocupada pela Faixa de Dobramentos Araçuaí, com prolongamento norte para o Corredor do Paramirim.

A estruturação geológica da região centro-leste do Brasil é relacionada à orogênese Brasileira, que estabeleceu uma rede de faixas de dobramentos separadas por crátons. O Cráton do São Francisco consiste em um embasamento arqueano-paleoproterozóico e coberturas sedimentares mesoproterozóicas a neoproterozóicas: o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco, em geral subhorizontais. O Cráton do São Francisco (Almeida, 1977; Alkmim *et al.*, 1993; Alkmim, 2004) corresponde a um segmento crustal consolidado ao final da orogênese Transamazônica e poupado pela orogênese Brasileira, a qual estabeleceu seus limites. É envolvido por uma rede de cinturões ou faixas dobradas brasileiras vergentes para o seu interior e denominadas de Faixas Brasília, Araçuaí, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana (Brito Neves & Cordani, 1991; Fuck *et al.*, 1993; Brito Neves *et al.*, 1999).

A Faixa Araçuaí (Almeida, 1977), localizada na borda sudeste do Cráton do São Francisco, mostra domínios estruturais ocidental e oriental. O primeiro apresenta uma estruturação de dobras e empurrões (*fold and thrust belt*) envolvendo um embasamento arqueano/paleoproterozóico, o Supergrupo Espinhaço (Paleo/Mesoproterozóico) e o Grupo Macaúbas (Neoproterozóico), com metamorfismo da fácies xisto verde a anfibolito. O domínio estrutural oriental, constituído por ortognaisses, paragnaisses kinzigíticos e granitóides, está representado pelo embasamento

polícíclico e pelo Complexo Jequitinhonha e/ou Complexo Paraíba do Sul (Siga Jr *et al.*, 1987; Pedrosa Soares *et al.*, 1992; Uhlein *et al.*, 1995).

O Corredor de Deformação do Paramirim (Alkmim *et al.*, 1993), está localizado no interior do Cráton do São Francisco. É constituído por três unidades estratigráficas (Schobbenhaus, 1993; 1996; Danderfer, 2000): o embasamento arqueano/ paleoproterozóico remobilizado, o Grupo Oliveira dos Breijinhos (Paleo/Mesoproterozóico) e relacionado ao Supergrupo Espinhaço, e, ainda, o Grupo Santo Onofre, este último correlacionado ao Grupo Macaúbas, representando sedimentação neoproterozóica no interior do Corredor do Paramirim. O Corredor do Paramirim apresenta metamorfismo da fácies xisto verde e uma estruturação em dobras e empurrões mostrando dupla vergência.

A FORMAÇÃO JEQUITAIÁ E A GLACIAÇÃO STURTIANA NA BORDA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

A Formação Jequitaiá aflora na base do Grupo Bambuí (Dardenne, 1981), na região centro-norte do Estado de Minas Gerais, nos arredores da Serra do Cabral, na borda sudeste do Cráton do São Francisco. É constituída por uma sucessão de 0-150 metros de diamictitos e raras intercalações de sedimentos psamo-pelíticos, em discordância sobre unidades do Sg. Espinhaço e recoberta por sedimentos siltico-argilosos do Grupo Bambuí.

A Formação Jequitaiá é constituída, principalmente, por paraconglomerados (diamictitos) com matriz areno-argilosa esverdeada, onde “flutuam” grânulos, seixos e matações de quartzitos, quartzo, filitos, siltitos, carbonatos, granitos e gnaisses. Este paraconglomerado foi considerado como um depósito glacial desde o

¹ UFMG, IGC- Dept. de Geologia, uhlein@netuno.lcc.ufmg.br;

² Cerege, Aix-en-Provence-FR; ³ USP- Igc, São Paulo; ⁴ Univ. Montpellier II-FR

início do século (Branner, 1919; Moraes & Guimarães, 1930).

Posteriormente, Isotta *et al.* (1969) identificaram superfície estriada e polida na Serra da Água Fria, próximo à cidade de Jequitaiá, assim como seixos estriados, facetados e polidos pelo transporte glacial (Hettich & Karfunkel, 1978; Karfunkel & Hoppe, 1988). Estas evidências permitiram interpretar os diamictitos da Formação Jequitaiá como tilitos, ritmitos intercalados nos diamictitos como possíveis varvitos e lentes de arenitos como depósitos de *eskers* (Karfunkel & Karfunkel, 1976; Hettich & Karfunkel, 1978; Rocha-Campos & Hasui, 1981; Karfunkel & Hoppe, 1988; Martins-Neto *et al.*, 1999).

Recentemente, a interpretação de tilito para os diamictitos da Formação Jequitaiá foi questionada. Estas rochas foram relacionadas à sedimentação glaciomarinha (Uhlein *et al.*, 1999; Martins-Neto & Hercos, 2002; Uhlein *et al.*, 2004; Cuckrov *et al.*, 2005), assim como os pavimentos estriados foram re-interpretados, como produzidos por geleiras marinhas flutuantes (Rocha-Campos *et al.*, 1996).

A Formação Jequitaiá consiste, predominantemente, de diamictitos maciços e estratificados com intercalações raras e pouco espessas de arenitos e ritmitos. Diamictitos apresentam clastos de granitos, gnaisses, quartzitos, calcários e quartzo, variando de grânulo a matacão. A matriz, silto-argilosa, é constituída por quartzo, sericita, feldspato e carbonatos. Na parte inferior da formação, predominam diamictitos maciços, com pouca evidência de acamamento e de intercalações sedimentares. Na parte superior, predominam camadas e lentes de diamictitos, com variações na quantidade dos seixos e na composição dos mesmos. Aparecem intercalações descontínuas de arenitos médios, maciços, geralmente lenticulares e mesmo arenitos conglomeráticos gradados e ritmitos siltico-argilosos, com pequena espessura e extensão lateral, indicando que a sedimentação da Formação Jequitaiá foi subaquosa. Apresentam destaque as lentes de arenitos maciços que aparecem no perfil da BR-365. São corpos lenticulares de arenitos maciços, feldspáticos, de granulometria média, base irregular-erosiva, topo com tendências a ser plano e formas geométricas que sugerem canais, às vezes irregulares e com brusca variação na espessura. Em uma das lentes identificou-se, na base, estrutura de injeção. A geometria, textura, caráter maciço, estrutura de injeção na base sugere tratar-se de sedimentação por fluxo gravitacional em canais de degelo subaquosos. Os diamictitos maciços e estratificados da Form. Jequitaiá na Serra do Cabral são interpretados como glaciomarinhos, depositados próximos do gelo, como fluxos de detritos glaciais. Camadas de diamictitos indicadas por variações na quantidade dos clastos e/ou composição da matriz são o resultado da justaposição de fluxos de detritos sucessivos. Este processo de ressedimentação na frente da geleira ocorre quando existe deslizamento e desmoronamento de detritos e gelo, ao adentrar a bacia marinha

(Visser, 1983; Eyles, 1993).

Atualmente um dos principais problemas da sedimentologia glacial é o reconhecimento seguro entre tilitos autênticos, depositados diretamente pela geleira no ambiente continental e diamictitos produzidos por fluxos gravitacionais que ocorrem na margem da geleira. Alguns critérios que favorecem a interpretação de tilitos são: (1) a existência de pavimentos estriados; (2) geometria lenticular, caráter não maciço e pequena espessura do diamictito; (3) ação glaciotectônica sobre o substrato e cominuição de clastos subglaciais (Boulton & Deynoux, 1981; Brodzikowski & Van Loon, 1991; Eyles, 1993). Critérios que favorecem uma origem por fluxo gravitacional na margem da geleira são: (1) associação com ritmitos e pelitos, que mostram clastos pingados (*dropstones*); (2) predomínio de diamictitos estratificados e com poucos clastos; (3) orientação dos eixos maiores paralelos ao fluxo; (4) gradação incipiente dos clastos; (5) estruturas de carga e de escape (Visser, 1983; Eyles & Eyles, 1992; Eyles, 1993).

A espessura dos diamictitos da Formação Jequitaiá, frequentes intercalações com quartzitos maciços e ritmitos silto-argilosos, ausência de fácies flúvio-glacial (*outwash facies*) sugerem sedimentação glaciomarinha através de fluxos gravitacionais na margem da geleira. Assim, formou-se, no início do Neoproterozóico, uma capa de gelo nas regiões elevadas, adjacentes às bordas soerguidas do rifte Araçuaí (Karfunkel & Hoppe, 1988; Trompette, 1994; Uhlein *et al.*, 1999; Martins Neto & Hercos, 2002; Uhlein *et al.*, 2004; Cuckrov *et al.*, 2005). Houve erosão subglacial com formação de pavimentos estriados, provavelmente no continente, e sedimentação de fácies glaciomarinhas, na forma de diamictitos depositados como fluxos gravitacionais a partir da liberação de grande volume de sedimentos devido ao recuo do gelo (deglaciação) e conseqüente aumento do nível do mar (Fig. 2).

Parcialmente sincrônico ao evento glacial ocorreu um evento tectônico extensional de abertura do rifte Macaúbas-Santo Onofre. As falhas normais, de grande rejeito, possibilitaram um processo de ressedimentação de detritos glaciais, com formação de espessa sedimentação de diamictitos e turbiditos pertencentes ao Grupo Macaúbas. Formaram-se cunhas clásticas subaquosas de sedimentação gravitacional, na forma de diamictitos e turbiditos (Fig. 2). A Formação Serra do Catuni, principal unidade diamictítica do Grupo Macaúbas é correlacionável à Formação Jequitaiá, ainda que formadas em contextos bacinais distintos, com diferentes taxas de subsidência.

Estudos geocronológicos recentes, baseados em U/Pb em zircões detríticos dos diamictitos (Buchwaldt *et al.*, 1999; Pimentel *et al.*, 2002; Babinski *et al.*, 2004), datação Pb/Pb em calcários pós-glaciais (Babinski & Kaufman, 2003), assim como estudos isotópicos de Sr, C, O em carbonatos (Santos *et al.*, 2000) têm sugerido idades entre 800 e 700 Ma para a

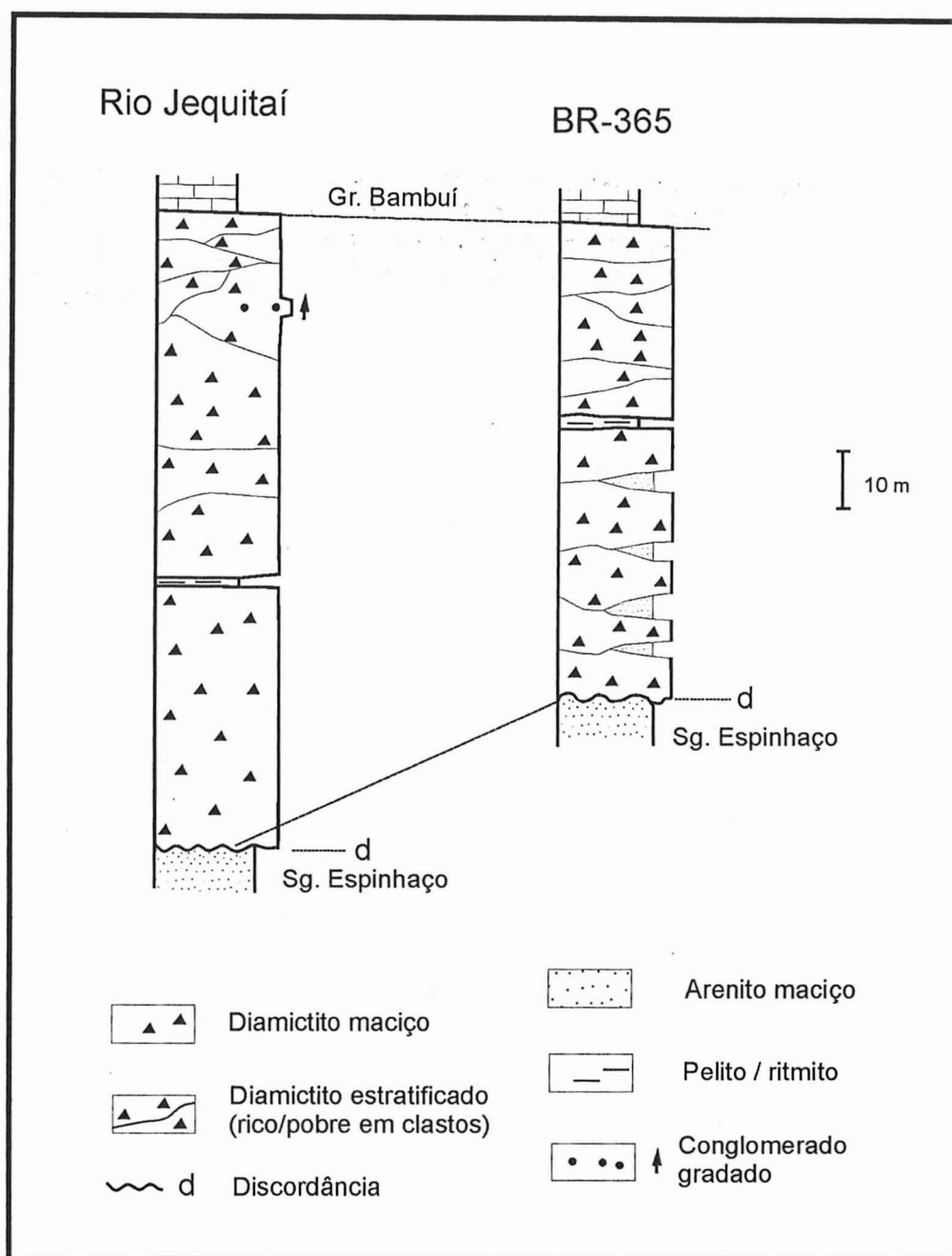


Fig. 1 – Estratigrafia e litofácies da Formação Jeiquitaí nos arredores da Serra do Cabral, MG. Segundo Uhlein *et al.* 1999 e Cukrov *et al.*, 2005.

glaciação neoproterozóica do Cráton do São Francisco e relacionada ao evento *Sturtiano* (Pimentel *et al.* 2002; Uhlein *et al.*, 2004; Cukrov *et al.*, 2005).

A FASE TECTÔNICA EXTENSIONAL MARCADA POR INTRUSÕES DE ROCHAS ÍGNEAS E A ESTRUTURA DO RIFTE NEOPROTEROZÓICO

Uma fase extensional foi responsável pela abertura do rifte Macaúbas – Santo Onofre (900 – 650? Ma), marcada por intrusões de enxames de diques máficos no Supergupo Espinhaço e seu embasamento, assim como intrusão de granitos anorogênicos e rochas alcalinas.

A região sudeste do Cráton do São Francisco, a

Faixa Araçuaí e o Corredor do Paramirim mostram, frequentemente, diques máficos intrudidos no intervalo 1,1 a 0,9 Ga encaixados no embasamento granito-gnáissico e/ou no Supergupo Espinhaço (Brito Neves *et al.*, 1979; Machado *et al.*, 1989; Renne *et al.*, 1990; Dossin *et al.*, 1993b; Silva *et al.* 1995; Corrêa-Gomes & Oliveira, 1997). Nas áreas cratônicas os diques não são metamorfizados. No Corredor do Paramirim e na Faixa Araçuaí existe deformação localizada e metamorfismo de baixo grau superimposto. As ocorrências de diques máficos são muito frequentes na região litorânea da Bahia, na Chapada Diamantina e Corredor do Paramirim, assim como no Espinhaço Meridional (Uhlein, 2004). Corrêa-Gomes & Oliveira (1997)

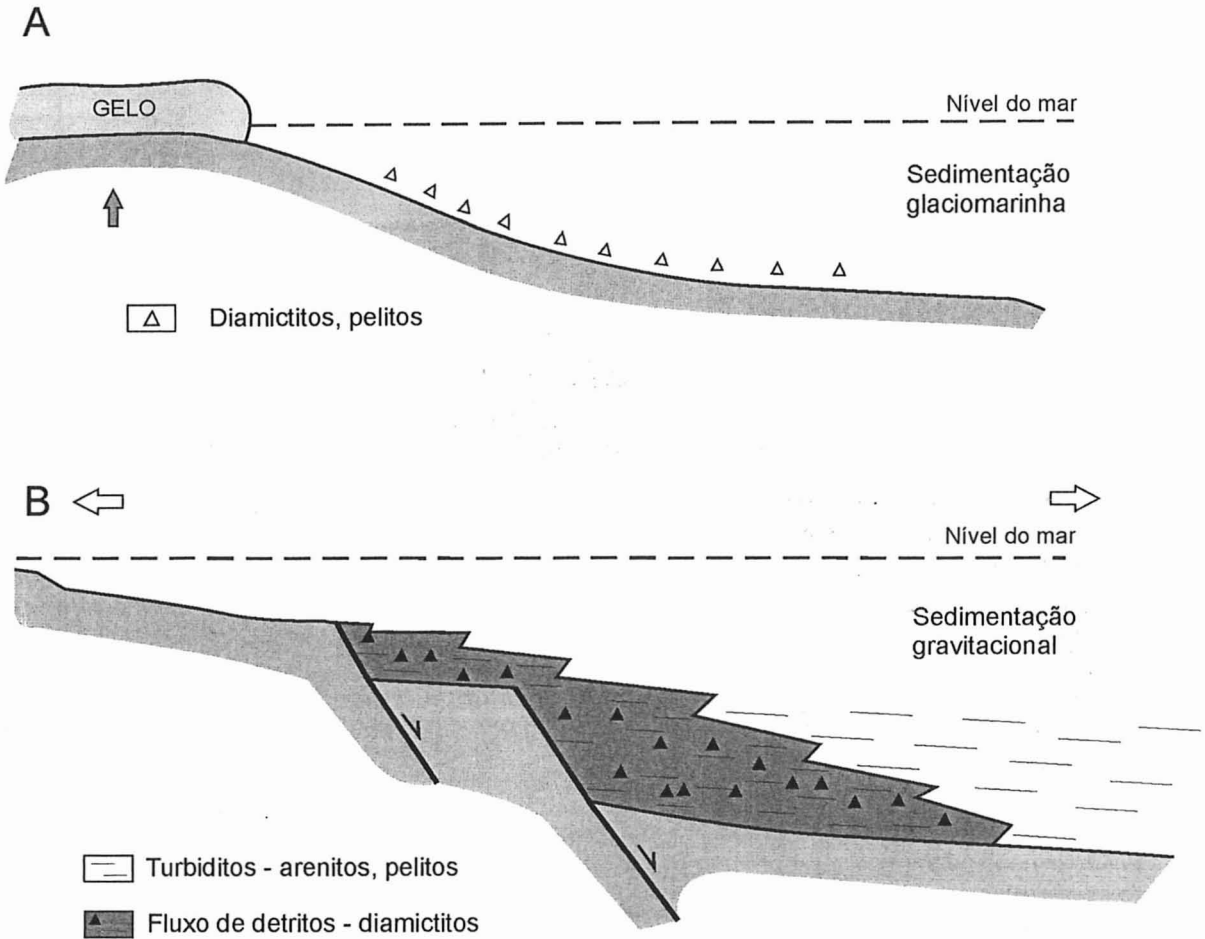


Fig.2 – Relação entre a sedimentação glacial Sturtiana (~750 Ma) da Formação Jequitai e a sedimentação gravitacional do Grupo Macaúbas (Fm. Serra do Catuni).

sugeriram um modelo de domeamento litosférico com eixo maior aproximadamente N-S, que teria ocorrido a cerca de 1.0 Ga atrás, com distribuição radial de diques máficos. Assim, um soerguimento crustal (*uplift*) elíptico teria ocorrido, no sul da Bahia e NE de Minas Gerais e abrangendo a porção contígua do Cráton do Congo. Este domeamento teria relação com uma possível pluma mantélica (*hot spot*) intracontinental. O vetor de tensão principal (σ_1) teria sido vertical, com σ_2 e σ_3 subhorizontais. Uma distribuição radial de diques, controlados por corredores ou falhas extensionais, às vezes com terminações transtensivas, teria ocorrido, no início do Neoproterozóico. A orientação principal dos diques (N-S, N-W e E-W) teria sido principalmente nos planos σ_1 - σ_2 e σ_1 - σ_3 . A distensão foi em sucessivos pulsos, indicada pelas várias gerações de diques máficos.

Granitos anorogênicos intrusivos no embasamento, às vezes com fluorita, na região de Salto da Divisa, foram datados pelo método U-Pb *shrimp* indicando 875 ± 9 Ma (Silva *et al.*, 2002).

Rochas alcalinas de granulação grosseira afloram no sul da Bahia, nas regiões de Itarantim e Potiraguá, na forma de sienitos com nefelina e sodalita, intrusivos no Embasamento. Análises geocronológicas U-Pb indicam

valores de 740 a 675 Ma (Rosa *et al.*, 2005; Teixeira *et al.*, 1997). A ambiência geotectônica destas rochas é compatível com extensão e rifteamento, indicando que a fase extensional teve longa duração.

A fase extensional descrita evoluiu para a abertura de um sistema de riftes aproximadamente sincrônico com o evento glacial *Sturtiano*. Os principais elementos tectônicos do rifte então formado são (Fig.3):

- (1) o sistema frontal de falhas normais, na margem ocidental;
- (2) a zona de transferência na margem norte;
- (3) o *hemi-graben* Santo Onofre, um apêndice NNW, que se projeta para o interior do Estado da Bahia.

A delimitação das falhas normais sinsedimentares foi efetuada considerando aspectos sedimentológicos. As ocorrências de metadiamicitos em faixas lineares, com centenas de metros de espessura, e interpretados como depósitos gravitacionais tipo fluxo de detritos são indicativas das zonas de falhas sinsedimentares. Os diamictos são entendidos como depósitos de cunhas clásticas subaquosas, sedimentados no sopé de falhas normais ou oblíquas, de grande rejeito. Durante a inversão do rifte Araçuai estas falhas foram reativadas e invertidas como falhas de empurrão e/ou transcorrentes. No *hemi-graben* Santo Onofre, que

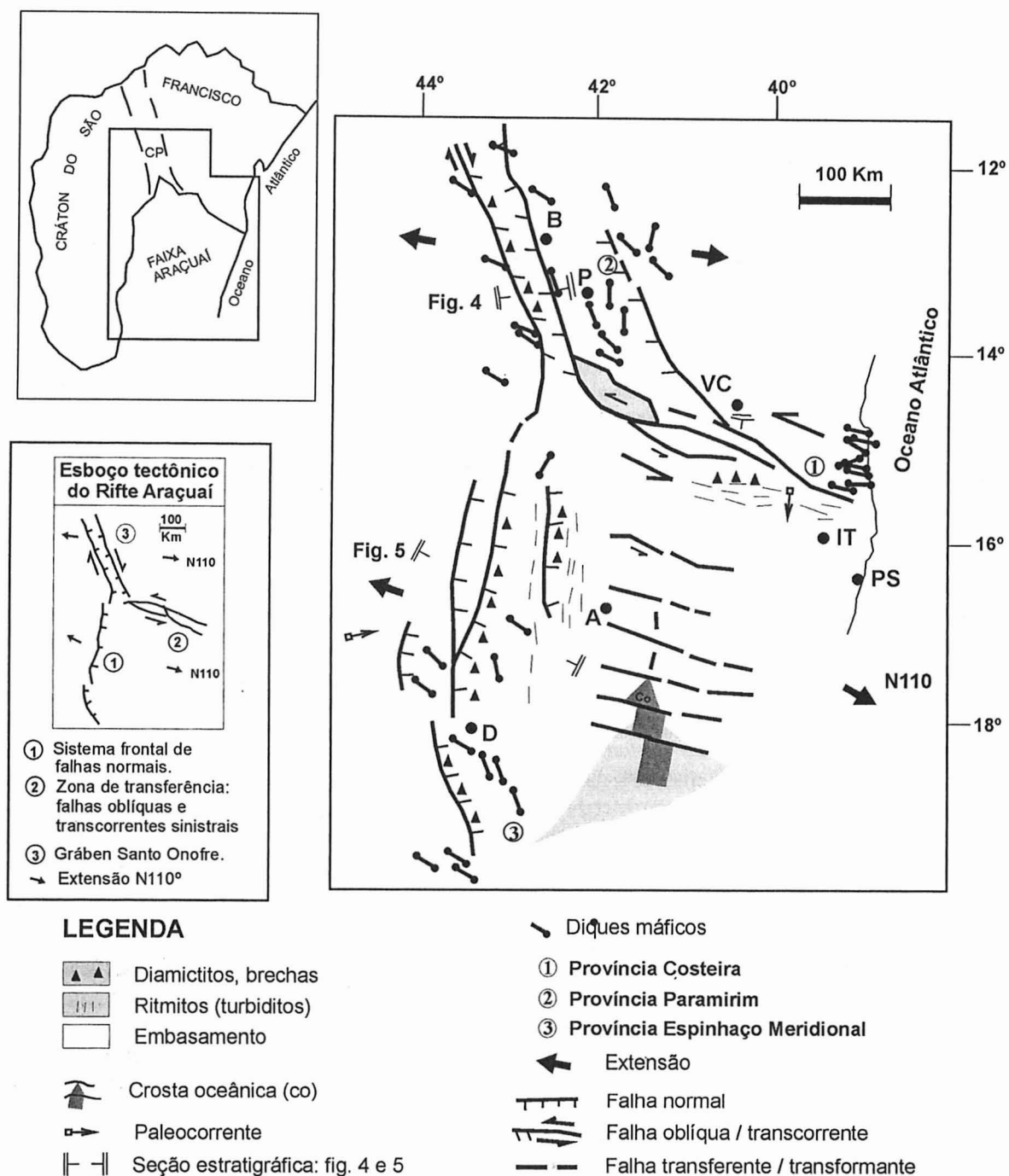


Fig.3 – Paleogeografia e estrutura tectônica do rifte Macaúbas – Santo Onofre, desenvolvido na Faixa Araçuaí e com prolongamento para o Corredor do Paramirim. Modificado de Pedrosa Soares et al, (1992), Danderfer (2000) e Uhlein (2004).

apresenta magnitude de deformação menor, Danderfer (2000) identificou falhas normais ainda preservadas, não completamente invertidas pelo evento orogenético Brasileiro. Destaca-se a Falha do Muquém que, a norte, onde a intensidade da deformação é muito fraca, comporta-se, ainda, como falha normal dextral e ao sul, como reversa sinistral de alto ângulo, devido a inversão tectônica do Corredor do Paramirim.

O principal controle para a localização destas falhas foi a anisotropia do embasamento, em especial as direções tectônicas e falhas do rifte Paleo-Mesoproterozóico do Supergrupo Espinhaço. O

controle exercido pelo rifte Espinhaço é evidenciado pelo paralelismo entre os traços estruturais principais e as falhas de borda do rifte Neoproterozóico Araçuaí. Este controle é entendido como herança tectônica na superposição de rifteamentos no Centro-Leste do Brasil (Trompette, 1994; Uhlein et al., 1995; Schobbenhaus, 1996).

O sistema frontal de falhas normais constitui um sistema de falhas norte-sul com mergulho para leste e rejeitos elevados, considerando a grande espessura da cunha de diamictitos aflorante. As falhas normais devem ter tido geometria planar e foram sistematicamente

ativas. Estas falhas deveriam constituir um sistema anastomosado e escalonado com blocos baixos sucessivamente a leste. Em profundidade deveriam mostrar geometria lítrica, conforme o modelo de Wernicke (1981), onde falhas normais planares tornam-se curvas em profundidade, próximas à transição dúctil-rútil da crosta continental.

A zona de transferência constitui a margem norte da bacia, limitando e separando um segmento do embasamento (futuro cráton) ao norte, com a zona móvel da bacia sedimentar ao sul. A estrutura formou-se em decorrência do bloco norte ter permanecido fixo, enquanto que o bloco sul moveu-se para leste, devido à extensão mais proeminente, submetendo a região a um regime de cisalhamento simples sinistral. Assim, formou-se um sistema de falhas normais oblíquas a transcorrentes sinistrais que teriam acomodado diferentes taxas de deformação extensional. Uma cunha clástica com diamictitos, de orientação WNW-ESE, entre Itambé (BA) e Maiquinique (BA) auxilia na delimitação desta borda de bacia e permite inferir a orientação das falhas oblíquas com maior rejeito (Uhlein, 2004).

O *hemi-graben* Santo Onofre corresponde a uma estrutura linear, com cerca de 30 a 50 Km de largura, limitado por falha normal-dextral NNW, denominada de Falha do Muquém (Danderfer, 2000), possivelmente com maior rejeito. Apresenta geometria de gráben assimétrico ou *half-graben*. Para leste predominam falhas de menor rejeito, como a falha do Carrapato (Danderfer, op.cit). Metabrechas e conglomerados, interpretados como depósitos gravitacionais do tipo cunha ou avental clástico, com cerca de 3 a 5 centenas de metros de espessura, alongados NNW, indicam a provável localização da falha principal de borda (Danderfer e Dardenne, 1997; Danderfer, 2000).

A extensão responsável pela abertura do rifte Macaúbas - Santo Onofre, foi orientada N100 a 110, aproximadamente normal ao sistema frontal de falhas normais. A extensão foi menor ao norte, no Gráben Santo Onofre, conforme sugerido pela espessura dos sedimentos aí depositados, e deve ter sido bem maior ao sul, no rifte Macaúbas, como sugerem as espessuras dos sedimentos e, em especial, dos diamictitos preservados como cunhas clásticas. As diferentes taxas de extensão foram acomodadas na zona de transferência da borda norte. Mesmo dentro do rifte Macaúbas deve ter ocorrido extensão diferencial, acomodada por falhas transferentes, que culminaram, na região sudeste da bacia, com geração de crosta oceânica (Pedrosa Soares *et al.* 1992, 1998). No Gráben Santo Onofre as principais falhas de borda possuem orientação N 340 a 330 e ocorrem em ângulo com a direção principal de extensão (N110) sugerindo tratar-se de uma estrutura oblíqua. Pode-se inferir, também, uma componente dextral associado à extensão do Gráben Santo Onofre (Fig. 3). O Golfo de Suez e o Mar Vermelho, no Egipto, representam duas

estruturas recentes muito semelhantes ao Gráben Santo Onofre e Rift Araçuaí (Debelmas & Mascle, 1991).

ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DOS GRUPOS MACAÚBAS E SANTO ONOFRE

Grupo Santo Onofre

Esta unidade estratigráfica foi definida por Schobbenhaus (1972 in Uhlein, 1991) englobando as rochas metavulcânicas e metassedimentares da Serra do Espinhaço Setentrional e assim foi utilizada por Inda & Barbosa (1978) e Fernandes *et al.* (1982 in Uhlein, 1991) em trabalhos de cunho regional no Estado da Bahia. Posteriormente, Schobbenhaus (1993 e 1996) redefiniu esta unidade, retirando-a do Supergrupo Espinhaço e correlacionando-a ao Grupo Macaúbas. Segundo este autor, o Grupo Santo Onofre limita-se por discordância angular e erosiva com o subjascente Sg. Espinhaço apresenta conjunto sedimentar distinto, com sedimentação turbidítica expressiva, e não é cortado por diques básicos, como o Supergrupo Espinhaço. Segundo Schobbenhaus (1996), o Grupo Santo Onofre seria Neoproterozóico e um equivalente lateral do Grupo Macaúbas.

O Grupo Santo Onofre, com cerca de 4000 metros de espessura, pode ser subdividido em três unidades estratigráficas (Danderfer, 2000): unidade Canatiba (pelitos), unidade Boqueirão (sedimentos psamopelíticos) e unidade João Dias (ruditos). As três unidades mostram relação de interdigitamento lateral e vertical, com os ruditos predominando a oeste e os pelitos a leste (fig. 4).

As principais litofácies da unidade João Dias, segundo Danderfer (2000), são: conglomerados clasto a matriz-suportados, desorganizados ou eventualmente gradados, diamictitos, brecha clasto-suportada e arenitos. A brecha sedimentar clasto a matriz suportada constitui a litofácies predominante, com fragmentos angulosos, que variam de seixo a matacão, cuja composição são gnaisses, granitóides, arenitos, dolomitos e pelitos carbonosos. A matriz é dominada por areia grossa e, em outros locais, por argila. Possui espessura de centenas de metros e constitui a litofácies predominante da unidade João Dias. Mostra intercalações de conglomerados, diamictitos e arenitos grossos.

A unidade Boqueirão é constituída por diversos tipo de arenitos que variam de arcóseo lítico a litoarenito feldspático, de granulometria grossa a fina, apresentando-se maciços, gradados, com laminação horizontal ou cruzada e com marcas de sola. Os arenitos podem apresentar intercalações locais de ritmitos, pelitos carbonosos (grafitosos) e conglomerado matriz-suportado com intraclastos de lamitos. A unidade Canatiba é constituída principalmente por pelitos carbonosos (grafitosos) e, secundariamente, por arenitos de granulometria fina e ritmitos, estes últimos com interaleitamento centimétrico a milimétrico de arenito e pelito.

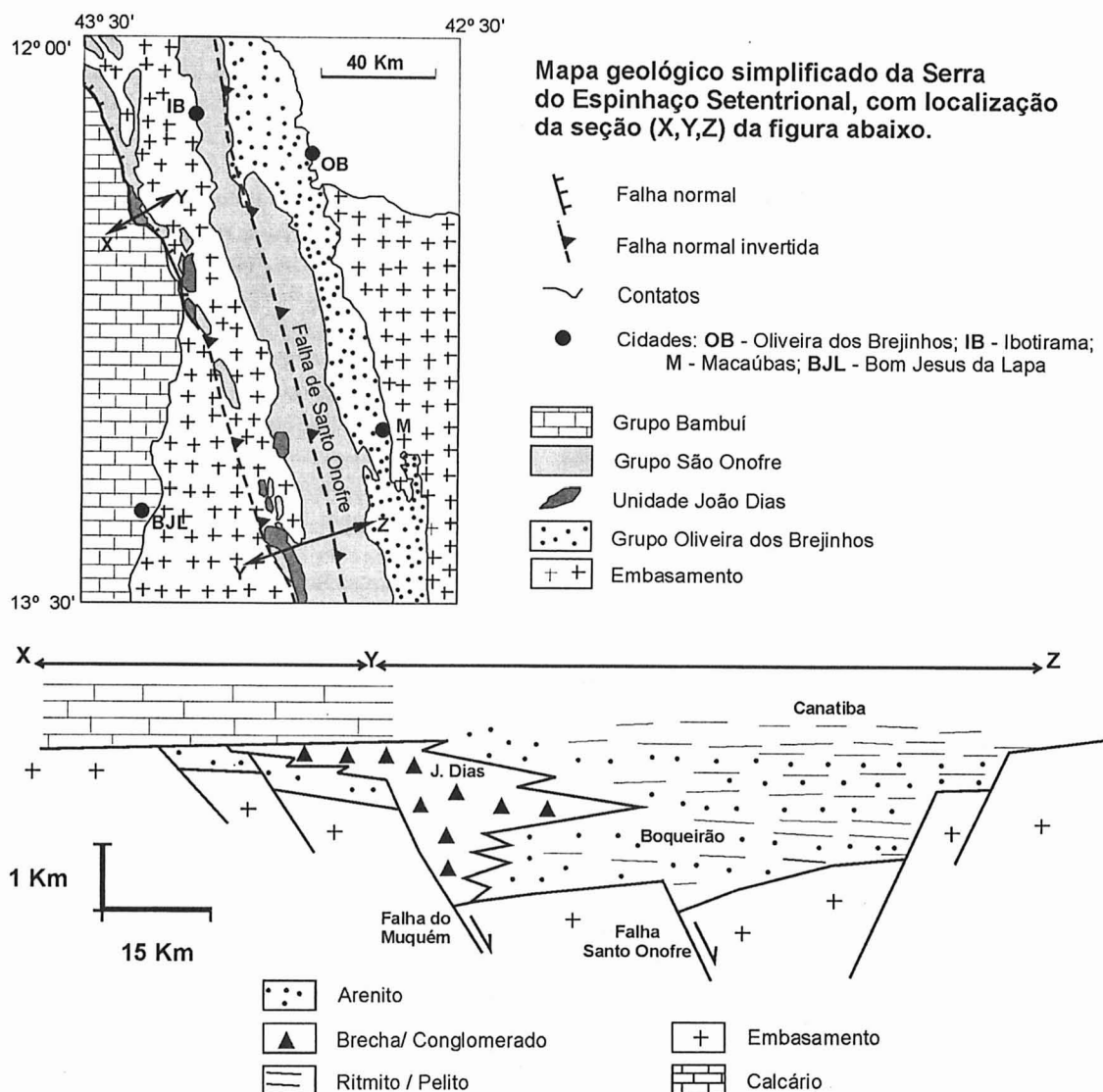


Fig.4 – Seção estratigráfica e modelo deposicional do Grupo Santo Onofre. Segundo Danderfer & Dardenne (1997) e Danderfer (2000).

Os mecanismos de transporte e sedimentação das litofácies descritas acima referem-se a fluxos gravitacionais de sedimentos (Danderfer, 2000). Assim, a unidade João Dias, constituída pela brecha clasto a matriz suportada, constitui diversos tipos de fluxos gravitacionais proximais, em especial o produto de queda de rocha, ou seja, quando material litificado cai pelo talude ou rampa de falha, com fragmentos angulosos extraformacionais e intraformacionais. Os demais conglomerados e o diamictito associado representam fluxos de detritos hiperconcentrados, variando de coesivos a não-coesivos. As fácies arenopelíticas da Unidade Boqueirão registram sedimentação gravitacional na forma de fluxo turbidítico de alta e baixa densidade. As fácies mais finas, com ritmitos e pelitos, representam sedimentação por correntes de turbidez diluídas, que se alternam com estágios de suspensão. Na unidade Canatiba predomina a sedimentação por

suspensão, que ocorre nas caudas diluídas de fluxos turbidíticos de baixa densidade.

O modelo deposicional para o Grupo Santo Onofre, conforme Danderfer (2000), é de fan-delta, com avental ou franja de detritos subaquosos/subaéreos (*debris-apron*) na unidade João Dias, que grada a leste para as unidades Boqueirão e Canatiba, estas últimas representando sedimentação por correntes de turbidez de alta e baixa concentração, num contexto de leque submarino mediano a distal.

A bacia era alongada NNW-SSE, com borda de falha normal-dextral a oeste (Falha do Muquém, segundo Danderfer, 2000), do tipo *hemi-graben* ou *graben* assimétrico. As brechas e conglomerados da Unidade João Dias constituem um tálus ou avental de detritos de borda de falha sin-sedimentar, com aporte do material vindo de oeste. Para leste predominava a sedimentação turbidítica distal das unidades Boqueirão

e Canatiba. A Falha de Santo Onofre provavelmente controlou a subsidência na porção central da bacia. Para leste estabeleceu-se uma borda flexural ou falhas com pequeno rejeito. A direção de transporteedimentar era também logitudinal, de NW para SE. Assim, o modelo deposicional é do tipo *debris-apron* ou avental de clastos grosseiros com fácies de borda de falha sinsedimentar, tectonicamente ativa a oeste, e sedimentação turbidítica predominando a leste, em ambiente lacustrino a marinho (Danderfer, 2000).

Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas constitui a unidade estratigráfica relacionada ao preenchimento do rifte neoproterozonico que se desenvolveu nos limites da faixa de dobramentos Araçuai (Almeida, 1977; Uhlein, 1991; Pedrosa Soares *et al.*, 1992; Pedrosa Soares *et al.*, 2001).

O termo Macaúbas foi introduzido por Morais & Guimarães (1930) para referência a conglomerados de origem glacial que ocorrem nas margens da Serra do Espinhaço. Pflug & Renger (1973) consideraram o Gr. Macaúbas como *molassa* da Série Minas/Espinhaço, portanto como unidade tardi a pós-orogênica. Almeida (1977) considerou o Gr. Macaúbas como unidade geossinclinal, com sedimentação, deformação e metamorfismo relacionado ao orógeno Araçuai, desenvolvido durante o Ciclo Brasileiro.

Karfunkel & Karfunkel (1976), na região de Itacambira e Terra Branca, apresentam uma subdivisão estratigráfica do Grupo Macaúbas em Fm. Califorme

(quartzitos), Fm. Terra Branca (metadiamictitos) e Fm. Carbonita (quartzitos, xistos, metarritmitos com seixos isolados, calcissilicáticas, xistos verdes metabasálticos e xistos grafitosos) no topo. Hettich (1977), na região entre Couto de Magalhães de Minas e Senador Mourão, subdividiu o Gr. Macaúbas em diversos níveis estratigráficos informais, designados como níveis A (quartzitos), B (metadiamictitos), C (metarritmitos), D (quartzitos), E (xistos verdes) e F (filitos e xistos). Entre Salinas e Porteirinha, no norte de Minas Gerais, Viveiros *et al.* (1979) identificaram as formações Rio Peixe Bravo (filitos e quartzitos) e Nova Aurora (diamictitos ferruginosos ou não, filitos, quartzitos hematíticos bandados).

Mais recentemente, ocorreu a identificação de estratificações gradacionais em quartzitos e metarritmitos e parte da seqüência do Gr. Macaúbas foi considerada como de origem turbidítica (Uhlein, 1991; Pedrosa Soares *et al.*, 1992; Uhlein *et al.*, 1999; Pedrosa Soares (1995); Pedrosa Soares & Pedreira, 1996; Martins Neto *et al.*, 2001).

Análise lito-estratigráfica do Grupo Macaúbas

Uma seção estratigráfica W-E (Fig.5) entre Bocaiúva e Carbonita permite reconhecer as principais unidades estratigráficas de cobertura do Cráton do São Francisco (Formação Jequitai e Grupo Bambuí) e as unidades estratigráficas que preencheram o rifte Macaúbas, a saber: Formações Duas Barras, Serra do Catuni, Chapada Acauã e Ribeirão da Folha

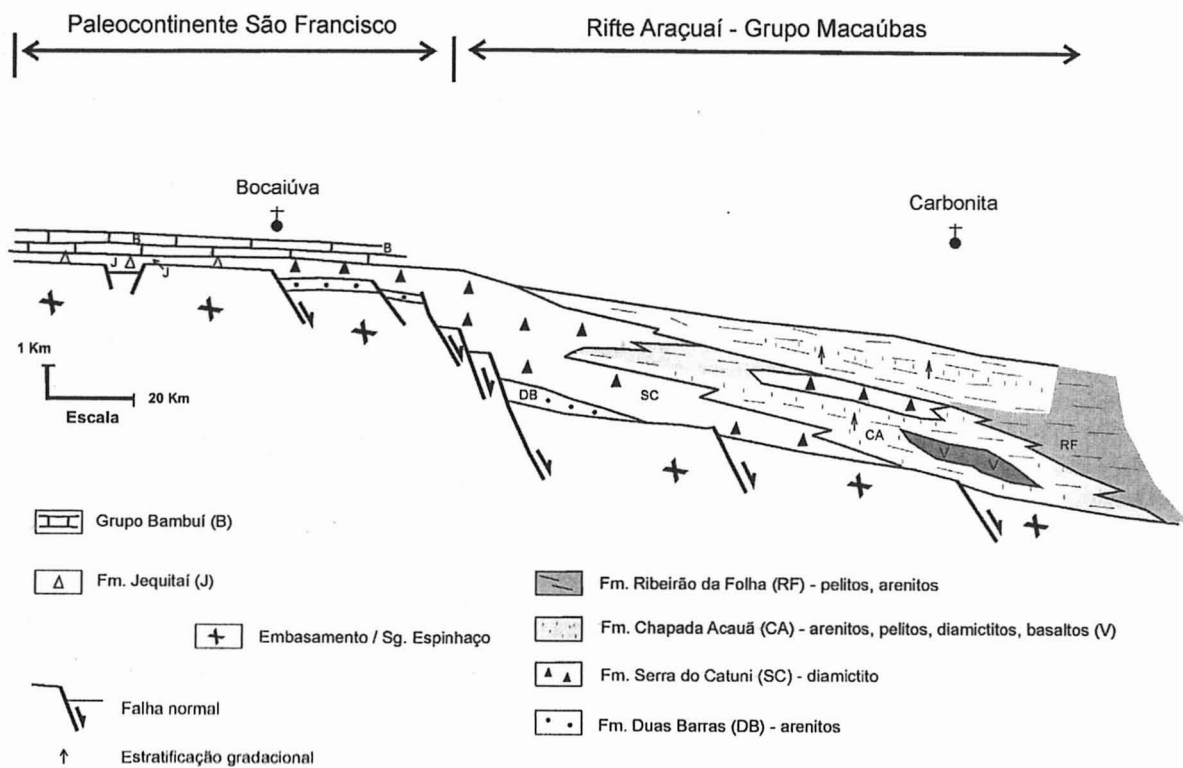


Fig.5 – Relações estratigráficas no paleocontinente São Francisco (Formação Jequitai, Grupo Bambuí) e no rifte neoproterozóico Macaúbas (Formações Duas Barras, Serra do Catuni, Chapada Acauã e Ribeirão da Folha) através de uma seção W-E entre Bocaiúva e Carbonita.

Catuni, Chapada Acauã e Ribeirão da Folha. Pode-se observar através da Fig. 5 a arquitetura estratigráfica do rifte, assim como diferenças significativas de espessura nos dois conjuntos sedimentares, o que reflete diferente comportamento tectônico (subsidência).

Noce *et al.* (1997) apresentaram uma detalhada subdivisão estratigráfica fruto do mapeamento geológico realizado no âmbito do Projeto Espinhaço (UFMG/COMIG). Da base para o topo, foram descritas oito formações:

- Form. Duas Barras: quartzitos e conglomerados;
- Form. Domingas: metassiltitos e metadolomitos estromatolíticos;
- Form. Serra do Catuni: metadiamicititos com quartzitos e filitos;
- Form. Rio Peixe Bravo: quartzitos e filitos;
- Form. Nova Aurora: metadiamicititos com quartzitos e filitos;
- Form. Chapada Acauã: quartzitos, metadiamicititos e metapelitos
- Form. Salinas: xistos bandados, calciosilicáticas, quartzitos;
- Form. Capelinha: xistos e quartzitos.

No domínio do Espinhaço Meridional, a unidade basal do Grupo Macaúbas compreende a Formação Duas Barras (quartzitos, às vezes conglomeráticos, com estratificações cruzadas e marcas onduladas, com lentes pouco espessas de conglomerados monomíticos) e, localmente, a Formação Domingas (metassiltitos e metadolomitos estromatolíticos). A Form. Duas Barras foi, anteriormente, denominada como Formação Califorme por Karfunkel & Karfunkel (1976). Este conjunto basal possui ampla ocorrência em torno da Serra do Espinhaço, tanto a leste como a oeste, mostrando espessuras de 0-200 m. Na região do anticlinal de Porteirinha pode ter continuidade na Formação Rio Peixe Bravo (Viveiros *et al.*, 1978), constituída por quartzitos com estratificações cruzadas e marcas onduladas, com intercalações de filitos. Os quartzitos grossos, arcoseanos, ricos em estratificações cruzadas, mostrando intercalações conglomeráticas indicam sedimentação fluvial. Localmente, na região de Mendanha e na Serra do Cipó, identificou-se arenitos finos a médios, bem selecionados, exibindo estratificações cruzadas de grande porte indicando retrabalhamento eólico. Trata-se, então, de uma sedimentação fluvio-eólica a marinha costeira, que precede o evento glacial Sturtiano. Dados geocronológicos U-Pb *shrimp* em zircões detríticos foram apresentados por Martins (2006), indicando fontes antigas e valores da ordem de 900 Ma, sugerindo idade de sedimentação em torno de 850 Ma para a Formação Duas Barras.

Em discordância sobre as unidades anteriores e marcando uma fase de ampliação da bacia Macaúbas, pois mostra contatos também com o Embasamento,

aflore a Formação Serra do Catuni, constituída por metadiamicititos, geralmente maciços, às vezes mostrando intercalações lenticulares de quartzitos e filitos ou metarritmitos. Os metadiamicititos apresentam grande espessura, da ordem de 150 a 2000 metros. A unidade foi denominada, anteriormente, de Formação Terra Branca por Karfunkel & Karfunkel (1976) e Karfunkel & Hoppe (1988). Trata-se de uma sedimentação gravitacional subaquosa, com predomínio de fluxos de detritos e com intercalações lenticulares de turbiditos, que podem ser correlacionados aos sedimentos glaciomarinheiros pouco espessos da Formação Jequitai. Pode-se, então, inferir uma idade de sedimentação de cerca de ~800 a 750 Ma para a Formação Serra do Catuni. Um importante tectonismo extensional, com abertura de riftes é responsável pela sedimentação gravitacional da Formação Serra do Catuni. Um hiato de aproximadamente 50 Ma entre a Formação Duas Barras e a Formação Serra do Catuni (Fig. 6) pode ser evidenciado, pelas diferenças de idades, diferença de sistema deposicional, pela discordância entre ambas unidades e fase de expansão da bacia Macaúbas, onde a Formação Serra do Catuni ocorre diretamente sobre o Embasamento.

Estratigraficamente acima da Formação Serra do Catuni afloram quartzitos de origem turbidítica, assim como metapelitos, metarritmitos, metamargas, recorrências de metadiamicititos e xistos verdes metabasálticos, para os quais utiliza-se a designação Formação Chapada Acauã (Noce *et al.*, 1997). Os metabasaltos mostram estruturas ígneas preservadas (*pillow-lava*), constituindo-se em vulcanismo contemporâneo a sedimentação, possivelmente relacionado a uma crosta continental adelgada pelo rifteamento (Gradim *et al.*, 2005). A espessura da Formação Chapada Acauã é difícil de precisar devido ao tectonismo, mas pode representar 2000 a 3000 metros. Para leste, a Formação Chapada Acauã grada para a Formação Ribeirão da Folha, constituída por mica xistos, metarritmitos, quartzitos e calciosilicáticas. Na região do Ribeirão da Folha ocorrem também rochas metaultrabásicas e anfíbolitos com intercalações de formações ferríferas consideradas como remanescentes de uma crosta oceânica neoproterozóica (Pedrosa Soares *et al.*, 1998, 2001). Desta forma, as Formações Serra do Catuni, Chapada Acauã e Ribeirão da Folha representam a evolução de uma sedimentação rifte para margem passiva.

Ao norte, no flanco leste do anticlinal de Porteirinha, aflora a Formação Nova Aurora (Viveiros *et al.*, 1979), constituída por metadiamicititos, e, subordinadamente, quartzitos, filitos, metaconglomerados e metarritmitos. Os metadiamicititos mostram clastos de quartzitos, granitos, filitos e calcários imersos em matriz silto-argilosa ou areno-argilosa. A Form. Nova Aurora apresenta espessuras da ordem de 1000 a 2000 m (podendo atingir 3000 m, Mourão *et al.*, 1996-Folha Padre Carvalho), com predomínio de metadiamicititos, considerados como fluxos de detritos (*debris-flow*) sub-aquosos.

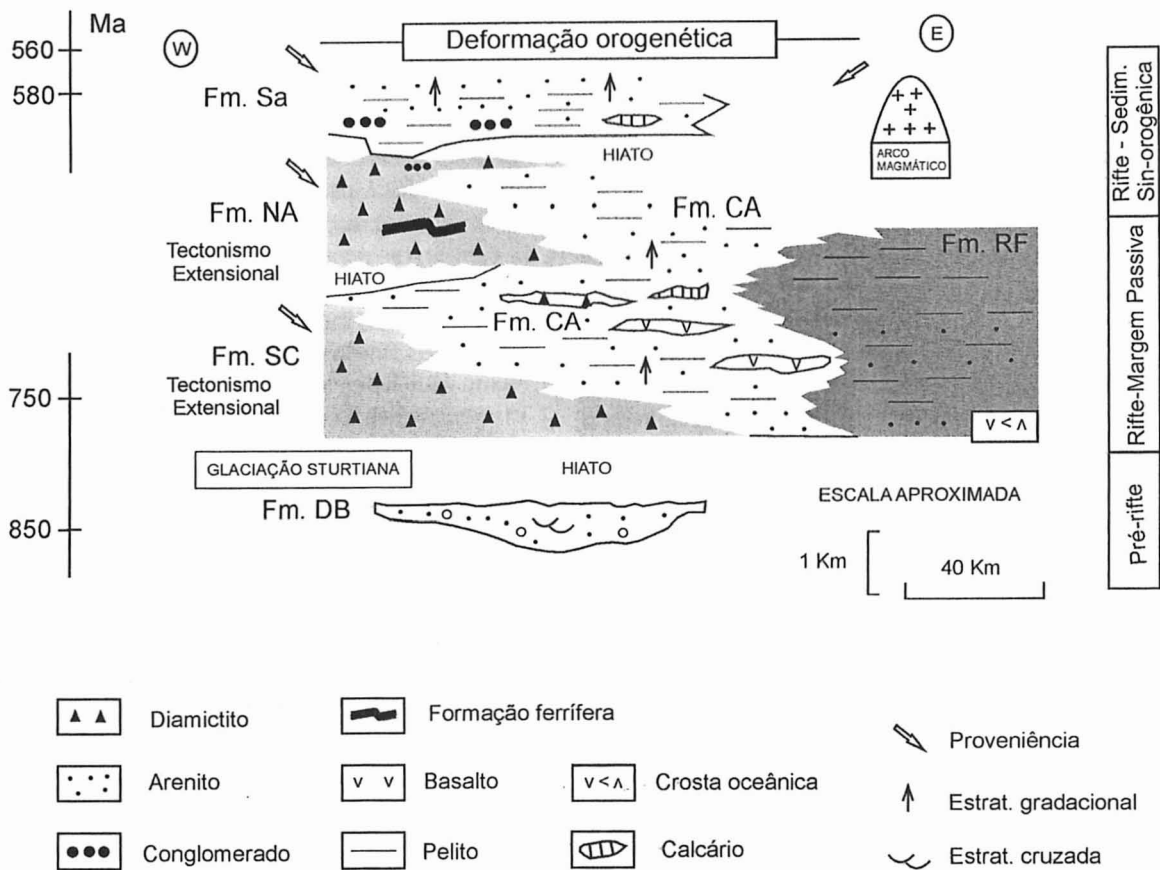


Fig. 6 - Diagrama estratigráfico esquemático da bacia Macaúbas com indicação de possíveis hiatos durante a sedimentação, indicação de eventos que influenciaram na sedimentação e fases tectono-sedimentares da bacia.

Intercalações subordinadas de quartzitos e metarritmitos são consideradas como produto de correntes de turbidez (turbiditos). Possui um membro denominado Riacho dos Poções, com espessura de cerca de 600 m, que reúne metadiamictitos, quartzitos e metapelitos enriquecidos em ferro (hematita), apresentando formação ferrífera bandada-bif (Viveiros *et al.*, 1979). A Formação Nova Aurora mostra intercalações de rochas ferríferas de grande espessura e grada lateralmente para a Formação Chapada Acauã, que aflora mais ao sul, estratigraficamente acima dos metadiamictitos da Fm. Serra do Catuni. Em função disto, acredita-se que a Fm. Nova Aurora represente uma segunda cunha clástica, tratando-se de um segundo nível, descontínuo, de metadiamictitos na bacia Macaúbas. Esta recorrência de diamictitos em níveis estratigráficos diferentes é fruto de movimentações tectônicas extensionais na borda da bacia neoproterozóica. Esta unidade pode ser parcialmente contemporânea do Grupo Bambuí. Uma parte dos clastos de carbonatos que ocorrem nos metadiamictitos da Formação Nova Aurora podem ser provenientes de erosão da Formação Sete Lagoas.

No topo do Grupo Macaúbas aflora a Formação Salinas, constituída por quartzitos, metapelitos, metaconglomerados lenticulares e rochas metacalcisilicáticas, de origem turbidítica. Foi anteriormente relacionada a evolução da margem

passiva do Grupo Macaúbas, abrangendo uma grande área, hoje relacionada a Formação Ribeirão da Folha (Grossi Sad *et al.*, 1997, Pedrosa Soares *et al.*, 2001, Pinto *et al.*, 2003-Mapa Geológico do Estado de MG). Para Uhlein *et al.*, (1999) as Formações Nova Aurora (metadiamictitos) e Salinas (metaturbiditos) representam um ciclo de sedimentação gravitacional, do tipo leque submarino, com proveniência sedimentar de noroeste para sudeste. Entretanto, Lima *et al.* (2002) com argumentos geocronológicos (idade U-Pb em zircão detrítico retirado de metagrauvacas indicando 588 ± 24 Ma) e geoquímicos (proveniência de arco magmático) sugerem que a Formação Salinas seja retirada do Grupo Macaúbas. Em função disto, pelos dados geocronológicos de Lima *et al.* (2002), optou-se, no quadro estratigráfico (Fig. 6), por indicar um hiato entre o restante do Grupo Macaúbas e a Formação Salinas. A Formação Salinas compreende um sistema turbidítico com fácies canalizada (conglomerados lenticulares) e fácies não canalizadas (arenitos, ritmitos, pelitos). Os conglomerados são do tipo clasto-suportado, com seixos e matações, subarredondados a angulosos. O diâmetro dos clastos sugere área fonte próxima. Os canais, provavelmente efêmeros e sinuosos, permitiam a passagem de correntes de turbidez que, com a desaceleração e desconfinamento do fluxo, possibilitavam a sedimentação dos turbiditos.

Predominam turbiditos do tipo Tabc ou Tab, na forma de arenitos gradados, maciços ou com estratificação plana, arenitos com marcas onduladas assimétricas, às vezes com marcas de sola e estruturas de carga. Paleocorrentes foram medidas nas laminações cruzadas das *ripples* assimétricas indicando que as correntes de turbidez movimentavam-se para SE (100 a 150 Az), a partir da borda da bacia, situada a NW. Em função disto, acredita-se que a Formação Salinas tenha dupla proveniência. As correntes de turbidez, assim como os clastos dos conglomerados (quartzitos, gnaisses, carbonatos e mesmo os de metavulcânicas) seriam provenientes da área cratônica. O arco magmático contribuía com material piroclástico fino, rico em zircões e plagioclásios, que eram retrabalhados pelas correntes de turbidez. Assim, acredita-se que a Formação Salinas tenha participado inicialmente da fase rifte e, progressivamente, mostre maior influência sedimentar sin-orogênica (Fig. 6).

Estratigrafia genética - análise de fácies sedimentares na bacia Macaúbas

O Grupo Macaúbas possui espessura variável, desde algumas centenas de metros até 5 a 10 Km de espessura e consiste de diamictitos que gradam verticalmente e lateralmente para ritmitos, representados por arenitos, siltitos, folhelhos e calcários/margas. Apresenta um metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito, crescente para leste e uma intensidade de deformação variável. Apesar disto, mostra estruturas sedimentares preservadas e será utilizada uma terminologia sedimentar para descrição das rochas. Assim sendo, as litofácies serão designadas conforme nomenclatura de Eyles *et al.* (1983). No Grupo Macaúbas é possível caracterizar cinco principais litofácies: diamictitos, conglomerados, arenitos, ritmitos e pelitos (tabela 1).

Os diamictitos apresentam clastos que variam de grânulos até matacões e matriz silto-argilosa ou arenosa. Os clastos são principalmente de quartzitos, vários tipos de granitóides e gnaisses, calcários, quartzo e xisto. A matriz é rica em material carbonático. Os clastos variam de angular a subarredondados mas são, frequentemente, alongados tectonicamente. Os diamictitos formam camadas com espessuras variáveis, desde alguns decímetros até 20 ou 25 metros. A geometria dos corpos diamictíticos é difícil de ser visualizada, mas, eventualmente, pode-se observar geometria lenticular. O contato basal é plano, não erosivo. O acamamento pode ser identificado em função de intercalações de arenito, conglomerado ou ritmito no próprio diamictito ou, ainda, em função de variações composicionais da matriz (arenosa ou argilosa) e na quantidade e natureza dos diversos clastos. Contato entre camadas de diamictitos é mais raramente observado com segurança, devido a falta de contraste litológico na interface do contato. Esta litofácia é interpretada como fluxos de detritos subaquosos, indicada pôr aspectos texturais, grande espessura e associação (intercalações) com

sedimentos finos, turbidíticos.

O conglomerado é do tipo clasto-suportado, com seixos subarredondados de quartzitos, granitóides, quartzo, calcário e xistos, com matriz arenosa. Ocorre como intercalação no diamictito, com espessura decimétrica a métrica e também como lentes mais espessas (4 a 6 m). Mostra estratificação gradacional (Cg) ou apresenta-se maciço, com estrutura desorganizada (Cd), com seixos e calhaus densamente empacotados e matriz arenosa. Os contatos são irregulares ou erosivos e, no topo, mostram-se planos. Esta litofácia é interpretada (Tabela 1) como formada por processos de fluxos de detritos não coesivos (litofácies Cd) ou a partir de correntes de turbidez de alta concentração (litofácies Cg).

Os arenitos maciços mostram má seleção, granulometria média a grosseira e contatos não erosivos e bruscos. São desorganizados, não exibindo estrutura gradacional. Mostram espessura de 1 a 5 metros e são interpretados como depósitos gravitacionais tipo fluxo de grãos/fluxo liquefeito. Os arenitos gradados associam-se, via de regra, com ritmitos e conglomerados. Afloram na forma de camadas ou, mais raramente, como lentes, decimétricas a métricas, com variação na granulometria desde arenito conglomerático, arenito grosseiro até fino, com estratificação gradacional. Associa-se a arenitos com estratificação plana, sugerindo divisões Tab da seqüência clássica de Bouma (1962). São litofácies interpretadas como o produto de correntes de turbidez de alta a baixa densidade, associadas com diminuição do declive e perda de competência do fluxo.

Os ritmitos aparecem como intercalações milimétricas a decimétricas de camadas e lâminas plano-paralelas de arenito médio/fino, siltito e argilito, configurando vários arranjos de espessuras e arranjos litológicos. Aparecem ritmitos argilosos, com predomínio de pelitos e ritmitos arenosos, com predomínio de psamitos. Gradação, laminação plana e cruzada podem ser localmente identificadas. Esta litofácia é interpretada como relacionada a correntes de turbidez de baixa densidade, com sedimentação de areia, silte e argila por desaceleração do fluxo.

Os pelitos aparecem como filitos e xistos, devido ao metamorfismo. Ocorrem em camadas de dezenas de metros de espessura até lâminas pouco espessas nos ritmitos. São interpretados como sedimentos pelágicos a hemi-pelágicos, depositados pelo assentamento da carga de suspensão (decantação). Associação com ritmitos indica influência de correntes de turbidez distais, representando fluxos diluídos (tabela 1).

Dois principais associações de litofácies podem ser identificadas no Grupo Macaúbas:

- a) associação de diamictitos, presentes nas Formações Serra do Catuni e Nova Aurora;
- b) associação de turbiditos, presentes principalmente nas Formações Chapada Acauã e Salinas;

A associação de diamictitos ocorre preferencialmente

Tabela 1 – Principais litofácies do Grupo Macaúbas, segundo Uhlein et al. (1999) e Martins Neto et al. (2001).

LITOFACIES		DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO Processos Depositionais
Diamictito	Dm	Conglomerado suportado pela matriz arenosa ou silto-argilosa, com cerca de 2 a 15% de grânulos a matacões.	Fluxo de detritos coesivos, Subaquosos
Conglomerado C	Cg Cd	Arcabouço sustentado por grânulos ou seixos, matriz arenosa, com estratificação gradacional (Cg) ou maciço e desorganizado (Cd).	Fluxo de detritos não-coesivos (Cd) Corrente de turbidez de alta densidade (Cg)
Arenito A	Am Ag	Camadas ou lentes de arenitos de granulometria grossa a fina, com estratificação gradacional (Ag) ou maciços, desorganizados, com estratificação plana (Am)	Correntes de turbidez de alta-baixa densidade (Ag). Fluxo de grãos ou liquefeito (Am).
Ritmito	R	Camadas decimétricas a centimétricas e lâminas plano-paralelas de arenito médio-fino, siltito e argilito às vezes carbonoso (grafitoso).	Correntes de turbidez de baixa densidade.
Pelito	P	Argilitos ou folhelhos, constituídos por mica, grafita, carbonatos, quartzo.	Sedimentação por decantação da carga em suspensão. Correntes de turbidez diluídas.

na borda do rifte Araçuai, constituindo espessas camadas de diamictitos, com intercalações menores de arenitos, ritmitos e, localmente, conglomerados. A associação inferior (Formação Serra do Catuni) possui de 0 a 1500 metros de espessura e a associação superior (Formação Nova Aurora) possui cerca de 2000m de espessura. A associação de litofácies de diamictitos ocorre alongada norte-sul, na forma de uma cunha ou avental de clastos, marcando a borda da bacia do rifte Araçuai e indicando a localização de possíveis

falhas sinsedimentares. As intercalações mais comuns, quartzitos e conglomerados, geralmente lenticulares, maciços ou gradados são consideradas como relacionadas a fluxos de detritos não coesivos, fluxos de grãos ou correntes de turbidez de alta concentração, típicas de fácies proximais, associadas com fluxos de detritos coesivos, tipo *debris-flow* e/ou *mud-flow*, depositados em leques submarinos, com períodos de atividade tectônica.

A associação de diamictitos é entendida como um

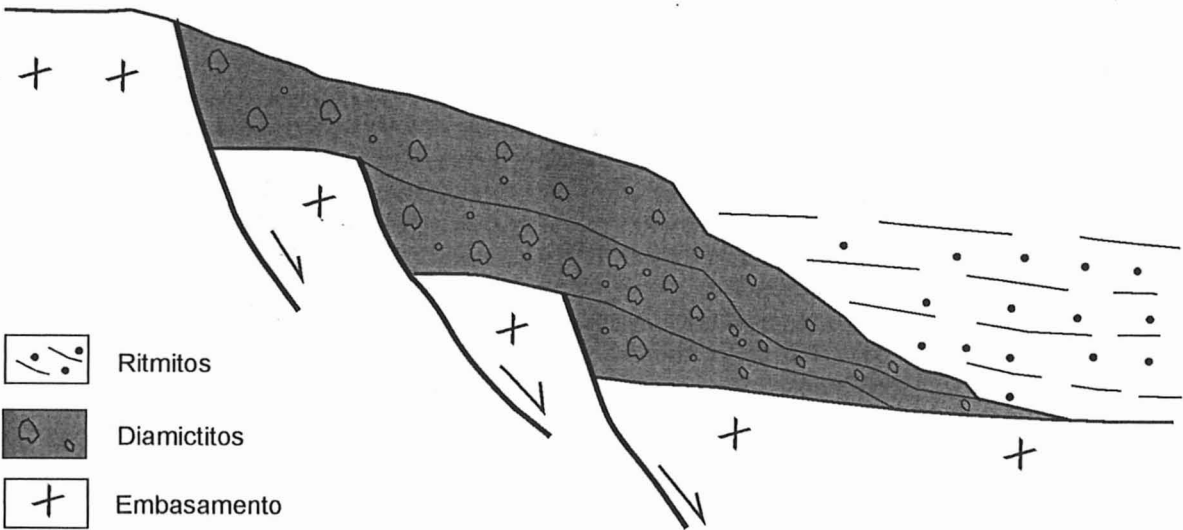


Fig. 7 – Modelo de evolução do sistema de borda, com degrau escalonado e cunha conglomerática proveniente do flanco soerguido. Formação de diamictitos (fluxos de detritos) espessos e ritmitos arenosos e areno-pelíticos (turbiditos). Segundo Uhlein et al, 1999; Uhlein, 2004.

sistema de borda de falha, ou seja, o resultado da ação de uma falha normal de grande rejeito (possivelmente mais de 1 km), um degrau escalonado e a cunha conglomerática proveniente do flanco soerguido (Fig. 7). A geometria da falha de borda é difícil de reconstituir devido a inversão tectônica da bacia, com falhas inversas ocupando o sítio das antigas falhas normais. Os degraus escalonados formam-se durante fases de recuo tectônico das bordas, devido a retrofalhamentos.

As bordas do rifte mantiveram-se isostaticamente soerguidas em consequência do alívio de carga resultante da progressiva denudação das ombreiras por erosão. Os detritos (produto da erosão) foram acumulados como diamictitos na margem da bacia. A feição de degraus escalonados e a conseqüente coalescência de corpos de diamictitos permite compreender a grande espessura dos diamictitos de borda de bacia.

A associação de turbiditos é constituída por conglomerados grosseiros-finos, gradados, arenitos de granulometria grossa a fina, maciços e/ou gradados, assim como ritmitos areno-siltico-argilosos. Geralmente predominam arenitos grosseiros a finos, bem estratificados, mostrando internamente estratificação gradacional. Uma alternância regular de pelitos, arenitos e rochas calcisilicáticas em escala centimétrica a métrica, distribuída numa grande área, são características típicas desta associação de litofácies. Estruturas como estratificação gradacional e plano-paralela, laminações cruzadas e *ripples* assimétricas, marcas de sola, permitem interpretar as fácies como relacionada a sedimentação por fluxos gravitacionais, na forma de correntes de turbidez. Pode-se reconhecer diferentes associações de fácies turbidíticas no Grupo Macaúbas como:

- a) depósitos de lobos com canais associados – conglomerados lenticulares suportados pelo clasto, arenitos maciços ou gradados e pelitos subordinados;
- b) depósitos não canalizados – predomínio de ritmitos (arenitos finos, siltitos e folhelhos interestratificados, com espessura centimétrica a métrica) com estratificação plana, representando fluxos desconfinados, com baixo poder erosivo.

Tectônica extensional associada com atividade sísmica pode explicar a origem dos fluxos gravitacionais subaquosos responsáveis pelo preenchimento da bacia. Movimentos tectônicos na borda do rifte, associado com falhas normais, pode gerar deslizamentos que evoluem para fluxos de detritos e correntes de turbidez.

As associações de fácies podem ser descritas como um *slope-apron system*, ou seja, um tipo de leque submarino que incluiu uma franja ou cunha de clásticos marcando a rampa principal e borda da bacia, assim como fácies turbidíticas que representam a sedimentação mais distal, do interior da bacia (Eisele, 1992). A associação de diamictitos constitui uma cunha subaquosa de clásticos que marca a zona de influência das escarpas de falha. Esta associação passa lateralmente para fácies turbidíticas distais, marcando a transição para ação de correntes de turbidez, nos processos sedimentares.

O principal controle para o desenvolvimento deste sistema deposicional é tectônico. Assim, movimentos sismotectônicos liberam material clástico/carbonático na forma de fluxo de detritos e correntes de turbidez. A contínua subsidência da bacia permite a preservação dos sedimentos. Nova atividade sísmica e tectônica recorrente, disponibiliza mais material para a bacia. Diminuição do tectonismo, do aporte sedimentar e mesmo elevação do nível do mar pode explicar o padrão *fining upward* de preenchimento bacinal.

Os fluxos gravitacionais desempenham um importante papel no transporte e deposição de sedimentos, principalmente na sedimentação marinha. Fluxo gravitacional de sedimentos é o deslocamento de uma mistura de partículas de textura variada (argila até matacão) e um fluido, normalmente água, induzido e controlado pela força gravitacional. Em superfícies inclinadas, a gravidade atua sobre as partículas sólidas da mistura induzindo-a ao fluxo. A mistura mantém-se em movimento enquanto a componente gravitacional exceder a resistência por fricção e persistir a ação dos mecanismos de sustentação que inibem a sedimentação dos grãos. Com base na reologia e nos mecanismos de suporte dominantes, os fluxos gravitacionais de sedimentos são classificados em: correntes de turbidez, fluxos de detritos coesivos e não-coesivos, fluxo liquefeito e fluxo de grãos (Dott Jr., 1963; Hampton, 1972; Middleton e Hampton, 1976; Lowe, 1979; 1982; Walker, 1984; Pickering *et al.*, 1986; Eisele, 1992).

Na corrente de turbidez a mistura de sedimento e água comporta-se como um fluido de baixa viscosidade. Dois tipos de correntes de turbidez podem ser reconhecidos: de baixa densidade e de alta densidade. A corrente de turbidez de baixa densidade transporta sedimentos das frações argila, silte, e areia de granulação média, com mecanismo de transporte associado a turbulência. A corrente de turbidez de alta densidade pode transportar areia grossa, grânulos e seixos. No fluxos de detritos as partículas são sustentadas pela força e densidade da matriz (água e argila), que possibilita o transporte de material variado, até megaclastos, em declives relativamente suaves. A sedimentação ocorre por congelamento do fluxo devido a desaceleração. Os fluxos liquefeito e de grãos apresentam menor importância, predominando mecanismos de escape de fluidos e pressão dispersiva, gerando arenitos maciços.

CONCLUSÕES

Do exposto, conclui-se que a borda sudeste do Cráton do São Francisco e a porção adjacente da Faixa Araçuai experimentaram os seguintes eventos tectônicos e sedimentares.

- (1) ocorreu extensão regional, com intrusão de diques máficos (1100-900 Ma), granitos anorogênicos

e rochas alcalinas (740-670 Ma), principalmente no embasamento.

(2) ocorreu sedimentação continental fluvial-eólica, localmente marinha, pré-glacial, em torno de 850 Ma (Karfunkel & Hope, 1988; Martins, 2006).

(3) ocorreu uma glaciação continental denominada de *Sturtiana*, em áreas estáveis soerguidas, com avanço e recuo glacial (deglaciação), a cerca de 800-750 Ma (Uhlein et al., 2004; Cuckrov et al., 2005);

(4) abertura de um rifte de grandes proporções, oceânico na porção sul e continental na porção norte, com subsidência mecânica, falhamentos normais orientados N-S, zona de transferência sinistral orientada E-W e prolongamento norte para o Corredor do Paramirim, formando um *hemi-graben* setentrional (Santo Onofre), conforme Uhlein (2004). Dados estratigráficos, sedimentológicos e o modelo deposicional suportam a correlação entre o Grupo Macaúbas e o Grupo Santo Onofre.

(5) pulsos tectônicos nas bordas do rifte Macaúbas originaram espessa sedimentação gravitacional, com fluxos de detritos (diamictitos) e turbiditos (arenitos-ritmitos em camadas planas), assim como geração de crosta oceânica localizada (816 ± 72 Ma, conforme Pedrosa Soares et al., 1992; 1998), por extensão diferencial na região sul da bacia.

(6) a sedimentação no rifte Macaúbas se prolonga até 580 Ma com a Formação Salinas mostrando dupla proveniência, de oeste-noroeste, e também de sudeste, a partir da contribuição de material piroclástico proveniente do arco magmático do orógeno Araçuaí.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Comissão Organizadora do Simpósio do Sudeste-2007 e aos editores da Geonomos pelo convite e oportunidade. A FAPEMIG (projeto CRA-505/06) e a FAPESP pelos recursos financeiros disponibilizados para pesquisa. Ao CNPq, na forma de bolsa de produtividade em pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F.F., Brito-Neves, B.B. & Alves, J.A.C. 1993. Arcabouço Tectônico Do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (eds.), *O Cráton do São Francisco*. Reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/Núcleo BA-SE/SGM/CNPq, p.45-62.

Alkmim, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Organizadores: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B., 17-34 p., São Paulo.

Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira Geociências*, 7 (4): 349-364.

Babinski, M. & Kaufman, A.J. 2003. First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Salvador, *Short Papers*, 1: 321-323.

Babinski, M., Liu, D., Trindade, R.I.F., Brito Neves, B.B. Santos,

R.V. 2004. Idade e proveniência dos sedimentos glaciais da Formação Bebedouro, Cráton do São Francisco, com base em dados U-Pb SHRIMP em zircões detríticos. *Congresso Brasileiro de Geologia*, S 16: 751, CD-Room, Araxá, MG.

Boulton, G.S. & Deynoux, M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, 15: 397-422.

Branner, J.C. 1919. Outlines of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brazil. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 30 (2): 189-338.

Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C. & Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22 (3): 155-166.

Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.

Brito-Neves, B.B., Kawashita, K., Cordani, U.G. & Delhal, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9: 71-85.

Brodzikowski, K. & Van Loon, A.J. 1991. *Glacigenic sediments*. Amsterdam, Elsevier, 674 p.

Buchwaldt, R., Toulkeridis, T., Babinski, M., Santos, R., Noce, C.M., Martins Neto, M. & Hercos, C.M. 1999. Age determination and age related provenance analysis of the proterozoic glaciation event in central eastern Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Córdoba: 387-390.

Corrêa-Gomes, L.C. & Oliveira, E.P. 1997. O enxame radial gigante de diques máficos da província Bahia-Congo: implicações reológicas e tectônicas da presença de uma pluma mantélica na interface América do Sul – África, 1.0 Ga atrás. *5 Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, SBG, Pirenópolis (Go)*: 52-55.

Cukrov, N., ALVARENGA, C.J.S., Uhlein A. 2005. Litofácies da glaciação neoproterozóica nas porções sul do Cráton do São Francisco: exemplos de Jequitai (MG) e Cristalina (GO). *Revista Brasileira de Geociências* 35 (1): 69-76.

Danderfer, A. 2000. *Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 494 p.

Danderfer, A. & Dardenne, M.A. 1997. Sedimentologia, relações estratigráficas e significado geológico dos depósitos de rochas rudáceas da unidade João Dias, na borda oeste do Espinhaço Setentrional (Bahia). In: *9 Simp. Geologia de Minas Gerais*, Ouro Preto, SBG-MG: 14-16.

Dardenne, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa dobrada Brasília. *Anais I Simp. Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*. SBG-Núcleo BA, CPM/SME: 140-157.

Debelmas, J. & Mascle, G. 1991. *Les grandes structures géologiques*. Masson, 299 p.

Dossin, T.M., Dossin, I.A., Charvet, J., Pouclet, A. & Lapierre, H. 1993. Late proterozoic mafic dykes swarm from the Espinhaço Range (Minas Gerais, Brazil): geochemistry and tectonical setting. *Anais II Simp. Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG/SGM, p.128-130.

Dott Jr., R.H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional process. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 47 (1): 104-128.

Einsele, G. 1992. *Sedimentary basins*. Springer-Verlag, Berlin, 628 p.

Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth-Science Review*, 34: 1-248.

Eyles, N. & Eyles, C.H. 1992. Glacial Depositional Systems. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, Stittsville, 73-100 p.

Eyles, N., Eyles, C.H. & Miall, A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profile analysis: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, v. 30: 393-410.

Fuck, R.A., Sá, E.F.J., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A. & Soares, A.C.P. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do

- São Francisco: síntese do conhecimento. In: DOMÍNGUEZ, J.M.L. & MIST, A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. SBG/SGM/CNPq, Salvador, 161-186.
- Gradim, R.J., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Noce, C.M., 2005. Xistos verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: vulcanismo básico do rifte neoproterozóico Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (4-Suplemento): 59-69.
- Hampton, M.A. 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.
- Hettich, M. 1977. A glaciação proterozóica no Centro-Norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 87-101.
- Hettich, M. & Karfunkel, J. 1978. Um esker, um varvito e seixos estrados no Grupo Macaúbas, Norte de Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto*, 34 (2): 5-8.
- Inda, H. & Barbosa, J.F. 1978. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, esc. 1:1 000 000*. CPM/SME/CBPM, Salvador, 137p.
- Isotta, C.A.L., ROCHA-CAMPOS, A.C. & YOSHIDA, R. 1969. Striated pavement of the Upper-Precambrian glaciation in Brazil. *Nature*, 222: 466-468.
- Karfunkel, B. & Karfunkel, J. 1976. Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira - Botumirim). In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 29, Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, SBG, v.2, p.169-178.
- Karfunkel, J. & Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65: 1-21.
- Lima, S.A.A., Martins-Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U.G. & Nutman, A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e idades U-Pb Shrimp. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (4): 491-500.
- Lowe, D.R. 1979. Sediment gravity flow: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle, L.J. & Pilkey, O.H. (eds.). *Geology of Continental Slopes*. SEPM-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n. 27, Tulsa, 75-82 p.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52 (1): 279-297.
- Machado, N., Schrank A., Abreu, F.R., Knauer, L.G. & Almeida-Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Anais V Simp. Geologia de Minas Gerais*, SBG- Núcleo MG, Bol. 10, p.171-174, Belo Horizonte.
- Martins, M. de S. 2006. *Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG)*. Tese de doutoramento, UFMG-IGC, 248 p.
- Martins Neto, M.A., Gomes, N.S., Hercos, C.M. & Reis, L.A. 1999. Fácies glaciocontinentais (outwash plain) na megassequência Macaúbas, norte da Serra da Água Fria (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2): 281 – 292.
- Martins-Neto, M.A., Pedrosa Soares, A.C. & Lima, S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 141-142: 343-370.
- Martins-Neto, M.A. & Hercos, C.M. 2002. Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in south-eastern Brazil. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 33: 383-403.
- Middleton, G.V. & Hampton, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, D.J. & Switt, D.J.P. (eds). *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. New York, Wiley, 197-218.
- Moraes, L.J. & Guimarães D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 2:153-186.
- Mourão, M.A.A., Roque, N. Grossi Sad, J.H. 1996. Mapa geológico da Folha Padre Carvalho, MG. *Projeto Espinhaço*. COMIG-UFMG.
- Noce, C.M., Pedrosa Soares, A.C., Grossi Sad, J.H., Baars, F.J., Guimarães, M.L.V., Mourão, M.A.A., Oliveira, M.J.R. & Roque, N.C. 1997. Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozóica. *Anais 9 Simpósio Geologia de Minas Gerais*, SBG – MG, Bol. 14: 29-31, Ouro Preto.
- Pedrosa Soares, A.C. 1995. *Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, Minas Gerais: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico*. Tese de Doutorado, IG-UnB, 177 p.
- Pedrosa Soares, A.C. & Pedreira, A.J. 1996. O Setor Setentrional da Faixa Araçuaí. vExcursão E-12. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG Núcleo BA-SE, 58 p.
- Pedrosa Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.B.P. & Leonardos, O.H. 1992. Toward 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., Noce, C.M., Wiedmann, C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí – West Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research* 110: 307 – 323.
- Pedrosa Soares, A.C., Vidal, P., Leonardos, O.H. & Brito-Neves, B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí – West Congo Orogen. *Geology* 26: 519 – 522.
- Pflug, R. & Renger, F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do cráton Sanfranciscano. *Anais XXVII Congresso Bras. de Geologia*, 2: 5-19, Aracaju.
- Pickering, K., Stow, D.A.V., Watson, M. & Hiscott, R. 1986. Deep water facies, process and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Review* 23, 75-174.
- Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S. & Armstrong, R. 2002. Proveniência da Formação Jequitai, Brasil Central, com base em dados U/Pb Shrimp em zircões detríticos. *Anais XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, p. 503, João Pessoa (PB).
- Pinto, C.P., Silva, L.C., Leite, C.A. 2003. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, 1: 1 000000. CPRM-CODEMIG, Belo Horizonte.
- Renne, P.R., Onstott, T.C., D'Agrella Filho, M.S., Pacca, I.G. & Teixeira, W. 1990. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of 1,0 - 1,1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth and Planetary Science Letters* v. 101, n. 2-4, p. 349-366.
- Rocha-Campos, A.C. & Hasui, Y. 1981. Tillites of the Macaúbas Group (Proterozoic) in central Minas Gerais and southern Bahia, Brazil. In: HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (Eds). *Earth pre-pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, 933-938 p.
- Rocha-Campos, A.C., Young, G.M., Santos, P.R. 1996. Re-examination of a striated pavement near Jequitai, MG: implications for proterozoic stratigraphy and glacial geology. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 68 (4): 593.
- Rosa, M. de L.da S., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Marinho, M.M., Menezes, R.C.L., Cunha, M.P., Rios, D.C. 2005. Magmatismo neoproterozóico no sul do Estado da Bahia, Maciço Sienítico Serra das Araras: geologia, petrografia, idade e geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (1): 111-122 p.
- Santos, R.V., Alvarenga, C.J.S.de, Dardenne, M.A., Sial, A.N., Ferreira, V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá Group. *Prec. Res.* 104: 107-122.
- Schobbenhaus, C. 1993. *O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à Região Centro-Leste*. Freiburg, 166p. (Tese de Doutorado, Albert-Ludwigs-Universität).
- Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, 26: 265-276.
- Siga Jr., O., Cordani, U.G., Basci, M., Teixeira, W., Kawashita, K. & Van Schmmus, W.R. 1987. Contribuição ao estudo geológico e geocronológico da porção nordeste de Minas Gerais. *Anais 4 Simp. Geologia de Minas Gerais*, SBG-Núcleo MG, Bol. 7: 29-44, Belo Horizonte.
- Silva, A.M., Chemale Jr., F., Kuyumjian, R.M. & Heaman, L. 1995. Mafic dike swarms of Quadrilátero Ferrífero and

- Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25** (2): 124-137.
- Silva, L. C., Armstrong, R., Noce, C. M., Carneiro, M., Pimentel, M., Pedrosa-Soares, A. C., Leite, C., Vieira, V. S., Silva, M., Paes, V. & Cardoso-Filho, J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**, 513-528.
- Teixeira, W., Kamo, S.L. & Arcanjo, J.B.A. 1997. U-Pb zircon and baddeleyite age and tectonic interpretation of the Itabuna alkaline suite, São Francisco Cráton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **10** (1) 91-98.
- Trompette, R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African – Brasiliano aggregation of South America and Africa*. A.A.Balkema, Rotherdam, 350 p. Uhlein, A. 1991. *Transição craton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Tese de Doutorado, IG/Univ. de São Paulo, 295 p..
- Uhlein, A., Trompette, R., Egydio-Silva, M. 1995. Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, **3**: 99-107.
- Uhlein, A., Trompette, R., Alvarenga, C.J.S. de 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Science* **12**: 435-451.
- Uhlein, A. 2004. *Paleogeografia e inversão tectônica da Faixa Araçuaí e do Corredor do Paramirim, região Centro-Leste do Brasil*. Tese de Livre-Docência, USP, 130 p.
- Uhlein, A., Alvarenga, C.J.S.De, Trompette, R., Dupont, H.S.J.B., Egydio-Silva, Cuckov, N., Lima, O.N.B.De, 2004. Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Organizadores: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B., 539-553 p., São Paulo.
- Visser, J.N.J. 1983. Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. *Sedimentology*, **30**: 511-523.
- Viveiros, J.F.M., Sá, E.L., Vilela, O.V., Santos, O.M. & Moreira, J.M.P. 1979. Geologia dos vales dos Rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, Norte de Minas Gerais. *Atas 1º. Simp. Geologia de Minas Gerais, SBG – Núcleo MG*, Bol. nº. 1, 75-88, Diamantina (MG).
- Walker, R.G. 1984. Turbidites and associated coarse clastic deposits. In: Walker, R. G. (ed.). *Facies Models*, Geological Association of Canada, second edition, Toronto, 171-188.
- Wernicke, B. 1981. Low angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in a extending orogen. *Nature*, **291**: 645-647.t