

# ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DE BACIAS RIFTE PALEO-MESOPROTEROZOICAS DOS CRÁTONS AMAZÔNICO E SÃO FRANCISCO, BRASIL.

Alexandre Uhlein<sup>1</sup>, Paulo Sergio Gomes Paim<sup>2</sup>, Colombo Celso Gaeta Tassinari<sup>3</sup>,  
Augusto José Pedreira (*In memoriam*)<sup>4</sup>

1- UFMG-IGC, Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa – CPMTc, Av. Antônio Carlos, 6627. Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG.  
CEP 31270-901. auhlein@gmail.com

2 - Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Unisinos, Av. Unisinos, 950, São Leopoldo, RS, CEP 93020-000. ppaim@unisinos.br

3 - Universidade de São Paulo – USP, Instituto de Geociências, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, São Paulo, SP, CEP 05 508-080. cgtassi@usp.br

4 - CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Av. Ulysses Guimarães 2862, Centro Administrativo da Bahia, Salvador, Bahia, CEP 41213-000.

Recebido em 14 de outubro de 2015; aceito em 30 de dezembro de 2015

**Resumo:** No Brasil destacam-se dois crátons brasileiros - o Amazônico, na região norte, e o do São Francisco, que ocorre na região centro-leste. Bacias rifte Paleó (2,5-1,6 Ga) e Mesoproterozoicas (1,6-1,0 Ga) compreendem depósitos vulcano-sedimentares sub-horizontais ou deformados, situadas no interior destes crátons. No Cráton Amazônico destacam-se as coberturas Paleó-Mesoproterozoicas do Supergrupo Roraima (Escudo das Guianas), assim como o Grupo Beneficente, Grupo Gorotire, Formações Dardanelos e Palmeiral, no Escudo do Brasil Central. Essas unidades ocorrem em bacias rifte-sag alongadas segundo WNW-ESE, que incluem rochas vulcânicas ácidas e intermediárias e estratos continentais na base (sistemas deposicionais de leque aluvial e fluvial) recobertos de forma transgressiva por fácies marinhas platformais (metacalcários, metapelitos e metarenitos com estratificações cruzadas hummocky). No Cráton do São Francisco ocorrem as coberturas Paleó-Mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço (Minas Gerais e Bahia), assim como do Grupo Arai (Goiás). As sucessões mostram um desenvolvimento estratigráfico semelhante, com rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias e metassedimentos vinculados a sistemas deposicionais continentais, na base, e marinho platformal no topo. Essas unidades representam bacias tipo rifte-sag alongadas na direção N-S, caracterizadas inicialmente por subsidência mecânica, com sedimentação em ambientes de leques aluviais, fluvial e lacustre associada, seguido por uma fase de subsidência térmica-flexural, registrada por estratos marinhos, sob influência de ondas e marés. Fases de reativação distensional e sedimentação fluvial associada podem ocorrer, para o topo, principalmente no Supergrupo Espinhaço, na região da Chapada Diamantina (Bahia). Estas bacias rifte-sag foram parcialmente invertidas e soerguidas e formam hoje regiões de grande beleza natural.

**Palavras-chave:** Bacias proterozoicas, bacias rifte-sag, estratigrafia, evolução crustal.

**Abstract:** STRATIGRAPHIC ANALYSIS OF THE PALEO-MESOPROTEROZOIC RIFT BASINS IN THE AMAZONAS AND SÃO FRANCISCO CRATONS, BRAZIL. Two Brasiliano-Panafrican cratons are important in Brazil – the Amazon Craton, in the Northern region, and São Francisco Craton, in Central-Eastern Brazil. Paleoproterozoic (2.5-1.6 Ga) and Mesoproterozoic (1.6-1.0 Ga) rift basins are registered as volcano-sedimentary, subhorizontal or deformed strata located within these cratons. The Paleó-Mesoproterozoic covers include the Roraima Supergroup, in the Northern Amazon Craton (Guyana Shield), and the Beneficente and Gorotire Groups and the Dardanelos and Palmeiral Formations in the Southern Amazon Craton (Central Brazil Shield). These are WNW-ESE-trending, rift-sag basins that include intermediate to acid volcanic rocks and continental sedimentary rocks (alluvial fan and fluvial depositional systems) at their base overlain by transgressive, shelfal strata (meta-limestone and meta-sandstone with hummocky cross-stratification). The Paleó-Mesoproterozoic covers in the São Francisco Craton comprise the Paleó-Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup in the Minas Gerais and Bahia states and the Arai Group in the Goiás State. These units show similar stratigraphic development relative to the above mentioned with intermediate to acid meta-volcanic rocks and continental, meta-sedimentary rocks at their base overlain by shelfal strata at their top. They represent N-S trending, rift-sag basins initially characterized by mechanic subsidence (alluvial fan, fluvial and lacustrine depositional systems) followed by thermal-flexural subsidence (wave- and tide-influenced marine strata). Extensional reactivation phases can occur to the top, mainly in the Espinhaço Supergroup, in the Chapada Diamantina region (Bahia State). These rift-sag basins were partially folded and thrust, and then uplifted. Currently they form regions of great natural beauty, some of them protected as national parks.

**Keywords:** proterozoic basins, rift-sag basin, stratigraphy, crustal evolution.

## 1. INTRODUÇÃO

Áreas cratônicas são regiões da crosta da Terra, com diferentes dimensões, que são envolvidas por faixas dobradas (regiões orogênicas) de diversas idades, Pré-cambrianas ou Fanerozoicas. No Brasil, que possui faixas dobradas proterozoicas, os crátons são de mesma idade, ou seja, são proterozoicos, mais precisamente neoproterozoicos. Estas áreas cratônicas são regiões poupadas da deformação orogênica, ou seja, regiões da crosta não envolvidas pelos esforços formadores de cadeias de montanhas neoproterozoicas. Existem quatro crátons no Brasil, o Cráton do São Francisco, o Cráton Amazônico, o Cráton de São Luiz, o Cráton do

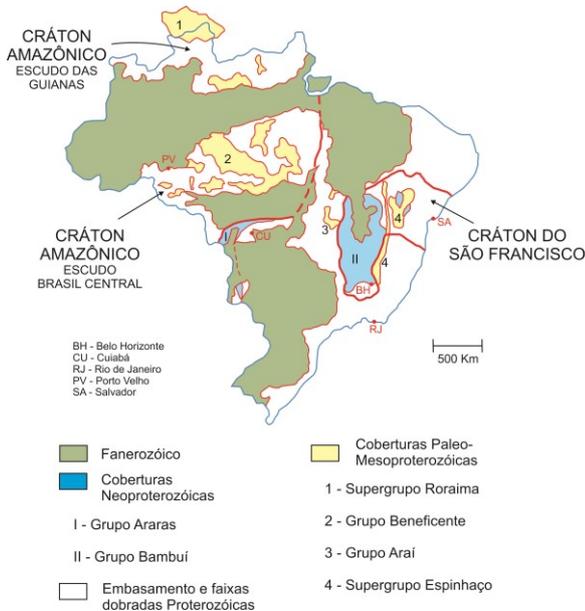
Rio de La Plata (Trompette, 1994; Cordani *et al*, 2000; Brito Neves *et al*, 2014). Destes, os maiores e com importante preservação de bacias rifte paleo e mesoproterozoicas são os Crátons do São Francisco a o Cráton Amazônico (Figura 1).

No Arqueano predominavam bacias vulcano-sedimentares marinhas e anóxicas sobre crosta relativamente fina, com alto gradiente geotermal. No Proterozoico ocorreu a aglutinação de continentes arqueanos, permitindo o desenvolvimento de supercontinentes, em função de um grande processo de cratonização na história da evolução da Terra (Windley, 1995). Formaram-se então espessas seqüências de arenitos quartzosos, depositados sobre os crátons arqueanos estabilizados, mais espessos e com menor gradiente

doi: 10.18285/geonomos.v23i2.707

geotermal. Progressivamente, ocorreu oxigenação da atmosfera, indicada pela sedimentação continental oxidante, registrada por camadas sedimentares de cores vermelhas (red beds). Sedimentos quartzosos, depositados em bacias tafrogênicas, associados a ambientes fluviais e eólicos, passaram a ter grande importância na história da Terra durante o Paleo-Mesoproterozoico (Windley, 1995).

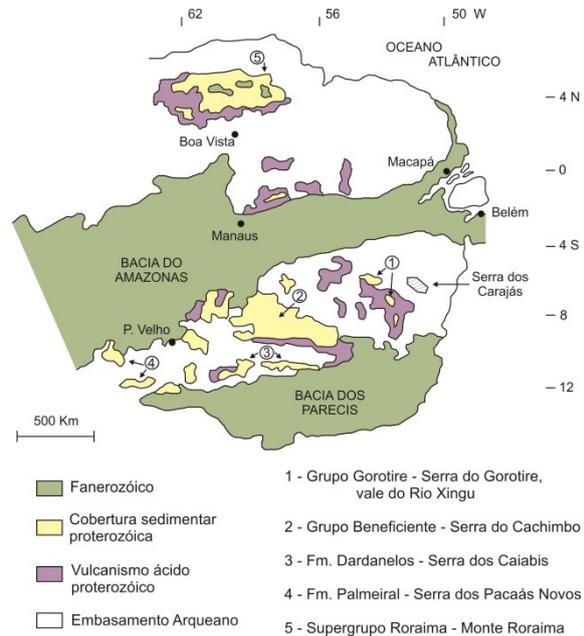
Bacias rifte paleo e mesoproterozoicas são bacias vulcano-sedimentares que ocorrem no interior ou na borda de estruturas cratônicas, geralmente envolvidas por faixas dobradas neoproterozoicas. No Brasil existem importantes bacias cratônicas paleo-mesoproterozoicas nos cratons do São Francisco e Amazônico (Schobbenhaus & Brito Neves, 2003; Uhlein, 2012). Via de regra, estas bacias registram em sua estratigrafia o crescimento crustal proterozoico, a evolução dos supercontinentes e eventos climáticos significativos, como a progressiva oxigenação da atmosfera. Estes riftes mostram na base rochas vulcânicas ácidas a intermediárias sucedidas por sucessões sedimentares siliciclásticas compostas por arenitos ou quartzitos bem selecionados, maduros, com abundantes estruturas sedimentares (e.g. estratificações cruzadas, marcas onduladas), depositados em ambientes continentais e marinhos, incluindo frequentes intrusões básicas (diabásio e gabro). No Brasil, bacias rifte paleo e mesoproterozoicas são representadas pelos Supergrupos Roraima (RR) e Espinhaço (MG-BA) e Grupos Beneficente (PA) e Araí (GO).



**Figura 1.** Mapa geológico simplificado do Brasil, com indicação de bacias rifte Paleo-Mesoproterozoicas descritas no texto. Segundo Schobbenhaus et al (1984) e Schobbenhaus & Brito Neves (2003).

O Cratão Amazônico ocorre na região norte do país, limitado ao sul e sudeste pelas faixas dobradas

neoproterozoicas do Paraguai – Araguaia - Tocantins (Santos, 2003; Tassinari & Macambira, 2004). É constituído por várias coberturas paleo-mesoproterozoicas, tanto no norte (onde também é conhecido como Cráton das Guianas), como no sul (designado também como Cráton Brasil Central (ou Guaporé)). Assim, ao norte, aflora o Supergrupo Roraima, no Cráton das Guianas, e o Grupo Beneficente e demais unidades proterozoicas no Cráton ou Escudo do Brasil Central (ou Cráton Guaporé), porção sul do Cráton Amazônico (Figura 1 e 2). O Supergrupo Roraima aflora na fronteira entre Brasil, Venezuela e Guiana (Reis & Carvalho, 1996; Reis & Yáñez, 2001, Santos et al, 2003), sendo que o marco paisagístico mais impressionante é o Monte Roraima (Reis, 2009). O Grupo Beneficente (Carvalho & Figueiredo, 1982; Santos, 2003) aflora na porção sul do cráton Amazônico, assim com o Grupo Gorotire, e as Formações Dardanelos e Palmeiral (Figura 2).



**Figura 2.** Coberturas e bacias rifte proterozoicas do Cratão Amazônico. Segundo Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004).

O Cratão do São Francisco corresponde a uma ampla região, situado nos estados de Minas Gerais e Bahia, sendo envolvido pelas faixas dobradas neoproterozoicas Araçuai, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana (Almeida, 1977, Alkmim, 2004). Da mesma forma que o Cratão Amazônico, o Cratão do São Francisco inclui riftes paleo-mesoproterozoicos. São representados pelo Grupo Araí, no limite do cráton com a Faixa Brasília (Dardenne, 1981, Dardenne, 2000) e pelo Supergrupo Espinhaço (Pedreira, 1997; Martins Neto, 1998; Uhlein & Chaves, 2003), o qual ocorre tanto junto à Faixa Araçuai, como também na região da Chapada Diamantina (Bahia) (Figura 1).

O objetivo deste trabalho é descrever e comparar a evolução estratigráfica de bacias rifte paleo-mesoproterozoicas que ocorrem nos dois principais crátons do Brasil. O trabalho também pretende contribuir com a descrição de processos sedimentares e tectônicos que atuaram no preenchimento de bacias sedimentares proterozoicas.

## 2. SUPERGRUPO RORAIMA (RR)

Aflora no norte do Estado de Roraima, na divisa com a Venezuela (Reis & Carvalho, 1996, Reis, 2009), e apresenta espessura de cerca de 2800 m. Predominam rochas sedimentares sub-horizontais ou basculadas, às vezes suavemente dobradas, depositadas no Período Orosiriano (2050 – 1800 Ma), do Paleoproterozoico. É constituído na base pelas rochas vulcânicas ácidas e intermediárias do Grupo Surumu (RR) ou Iricoumé (AM). Estas vulcânicas apresentam idade U-Pb de 2,1 a 1,9 Ga (Tassinari & Macambira, 2004). Conforme Pinheiro *et al* (1990), o Supergrupo Roraima subdivide-se na Formação Arai, Grupo Suapi (subdividido nas Formações Verde, Pauré, Nicarã, Quinô) e, para o topo, nas Formações Uailã e Matauí (Figura 3). Conforme Reis & Yáñez (2001), que alteraram a coluna estratigráfica inicial (Figura 3), a sucessão sedimentar inicia com a Formação Arai, constituída por conglomerados e arenitos grossos, arcoseanos, ricos em estratificações cruzadas, e subordinados pelitos, relacionados a ambientes continentais (leque aluvial, lacustre e fluvial entrelaçado), desenvolvidos em clima árido. Os conglomerados fluviais incluem clastos de rochas vulcânicas e zircões detríticos com idades de 2,1 a 2,0 Ga (Santos *et al*, 2003) As paleocorrentes são para o Sul. Acima da Formação Arai ocorrem várias unidades que representam ciclos transgressivos e regressivos representados pela intercalação de pacotes de origem transicional (principalmente flúvio-deltaicos) e plataformal. Ocorre, na base, a Formação Uiramutã (arenitos deltaicos influenciados por marés, figuras 4A e 4B), a qual registra a primeira transgressão (Wankler & Paim, 2005). Sucodem-se as formações Verde (ritmitos plataformais vinculados a tempestades), Pauré (arenitos flúvio-deltaicos regressivos), Cuquenán (folhelhos e arenitos finos turbidíticos), Quinô (arenitos flúvio-deltaicos), Uaimapué (conjunto vulcano-sedimentar com arenitos flúvio-deltaicos a marinho raso e rochas piroclásticas com idade de 1,87 Ga) e Matauí (arenitos flúvio-deltaicos regressivos). A sucessão sedimentar é cortada por gabros e diabásios da suíte Avanavero, com idade de 1,78 Ga (Santos *et al*. 2000, 2003; Reis & Yáñez 2001). Assim, a idade da bacia Roraima foi então estimada entre 1873 ± 4 Ma (idade de tufos da Formação Uaimapué) e 1782 ± 3 Ma (idade de sills básicos do magmatismo Avanavero), conforme Santos *et al* (2003).

Reid (1972) considerou a bacia Roraima como sendo pós-orogênica do tipo foreland. Posteriormente, Santos *et al* (2003), adotaram a mesma interpretação de bacia foreland, com sedimentos provenientes de um cinturão orogênico Transamazônico localizado ao norte. Alternativamente, Pinheiro *et al* (1990) e Costa (1999), interpretaram a bacia como distensional, com falhas normais lítricas E-W. Recentemente, Vieira & Fernandes (2012) descrevem a evolução geológica do Supergrupo Roraima relacionada a um evento extensional formador de bacia rifte.

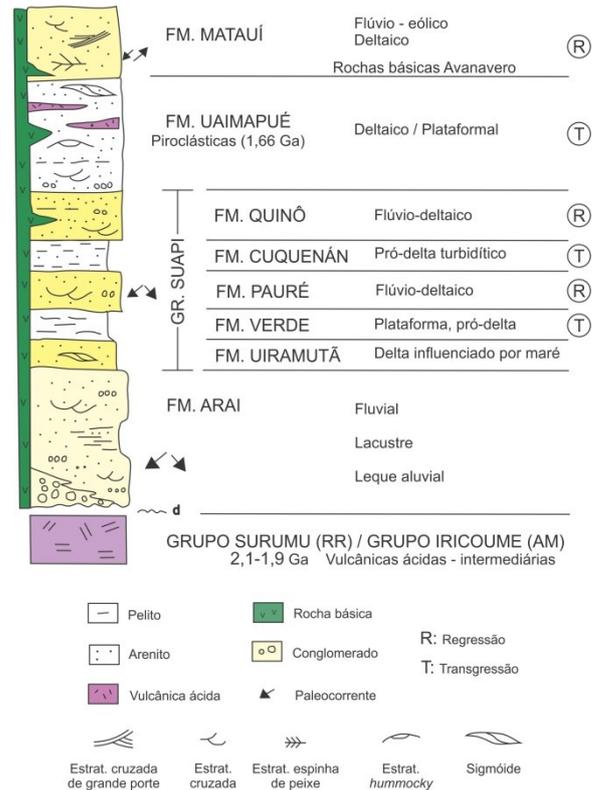
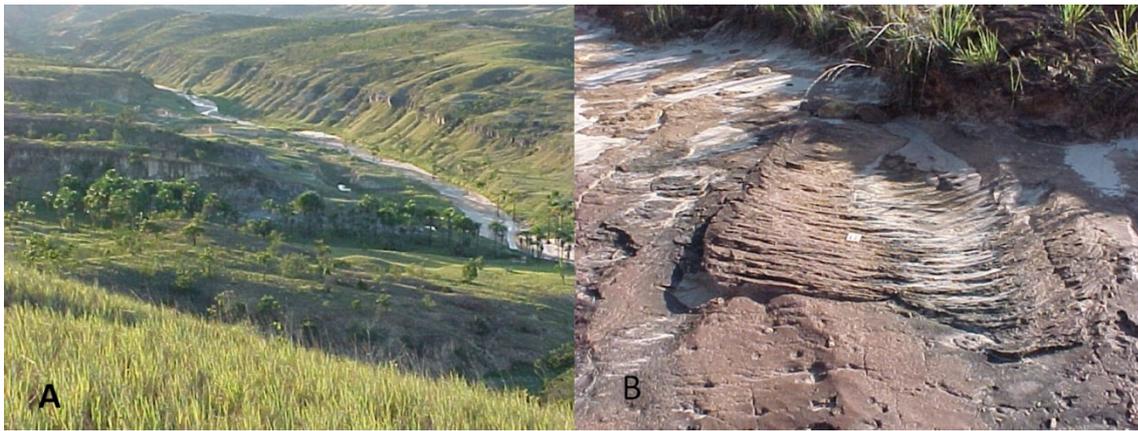


Figura 3. Estratigrafia do Supergrupo Roraima. Segundo Pinheiro *et al* (1990) e Reis e Carvalho (1996), modificada por Reis & Yáñez (2001).

A sucessão estratigráfica registrada no Supergrupo Roraima sugere uma bacia do tipo riftesag, com rochas vulcânicas na base, seguidas por rochas clásticas grosseiras, depositadas em sistemas deposicionais de leques aluviais, adjacentes a rampas, possivelmente falhas normais, num contexto de subsidência mecânica. Para o topo, ocorre a intercalação de estratos deltaicos e marinhos que caracterizam ciclos transgressivos e regressivos (Figura 3), que registram uma possível fase térmica-flexural. A bacia rifte deve ter tido orientação aproximada NW-SE como indica a disposição preferencial dos sedimentos, com distensão orientada aproximadamente NE-SW.

As rochas do Supergrupo Roraima formam afloramentos de grande beleza natural, como o Monte Roraima, na fronteira entre Brasil, Venezuela e Guiana, com cerca de 2 700 m de altitude (Reis, 2009).



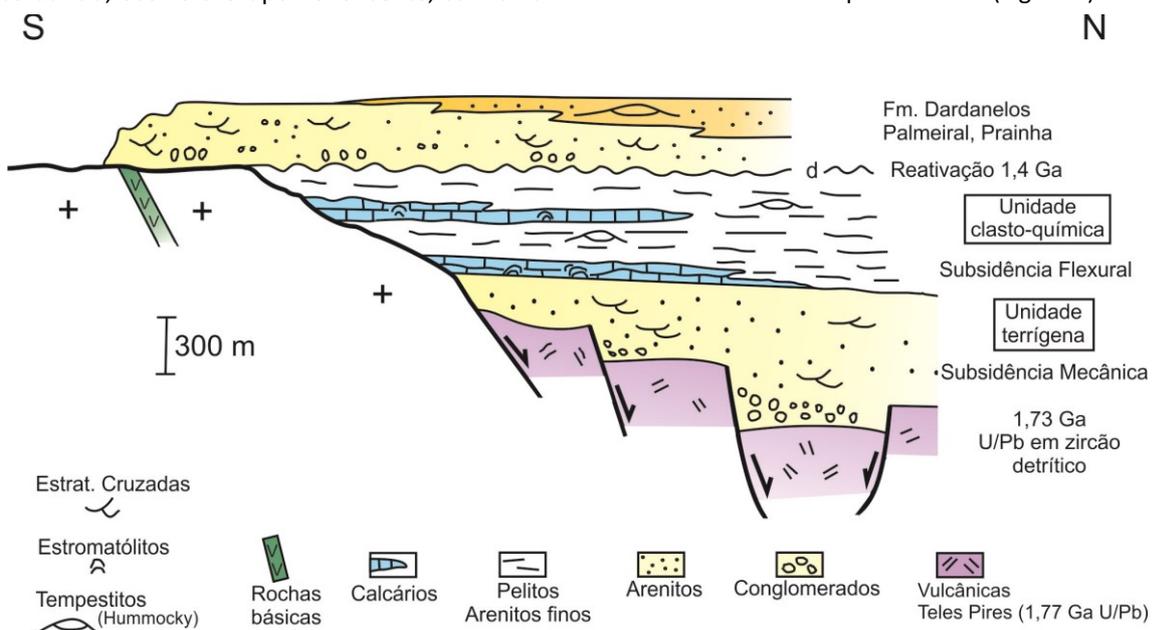
**Figura 4.** Fotos do Supergrupo Roraima. **A:** fisiografia da Formação Uiramutã, mostrando relevo de cuevas e mesetas que refletem pacotes arenosos intercalados em pelito. **B:** quartzo-arenitos em camadas sigmoidais, com estratificações cruzadas, da Formação Uiramutã. Fotos de Paulo Sergio Gomes Paim.

### 3. GRUPO BENEFICENTE (PA)

Aflora na porção sul do Cráton Amazônico, no chamado Escudo do Brasil Central, na Serra ou Chapada do Cachimbo, Estado do Pará. Predominam rochas sedimentares sub-horizontais na porção norte da Chapada do Cachimbo e dobradas na porção sul (Carvalho & Figueiredo, 1982; Santos, 2003). Na base da sucessão ocorre o Grupo Iri ou Teles Pires composto por rochas efusivas ácidas a intermediárias, cuja idade, obtida pelo método U-Pb em zircão, é de 1,77 Ga (Leite & Saes, 2003). Compreendem derrames riolíticos a dacíticos com idades que variam regionalmente entre 1,87 a 1,76 Ga (Tassinari & Macambira, 2004), geneticamente associados a granitos sub-alcálinos a alcalinos, anorogênicos, tipo Maloquinha e Teles Pires. Em discordância, ocorre o Grupo Beneficente, com uma

unidade terrígena inferior, composta por conglomerados e arenitos de ambiente de leque aluvial e fluvial e uma unidade clasto-química superior, caracterizada por arenitos bem selecionados, pelitos e calcários estromatolíticos. A unidade terrígena mostra zircões detríticos que apresentam idades U-Pb de 1,73 Ga (Leite & Saes, 2003).

A unidade terrígena (inferior) foi depositada em contexto de subsidência mecânica, com falhas normais ativas durante a sedimentação, em contexto distensional, enquanto que a unidade superior reflete uma sedimentação com subsidência termal, com deposição de sedimentos transicionais e marinhos (Leite & Saes, 2003). Em discordância, ocorrem arenitos fluviais da Formação Dardanelos relacionados ao Mesoproterozoico (Figura 5).



**Figura 5.** Evolução estratigráfica do rifte Paleo-Mesoproterozoico Beneficente. Segundo Leite & Saes (2003).

A análise estratigráfica do Grupo Beneficente sugere uma bacia do tipo rifte-sag relacionada ao Paleo-Mesoproterozoico, com rochas vulcânicas ácidas e intermediárias (1,87 a 1,76 Ga) e estratos continentais (< 1,73 Ga), na base, recobertos por depósitos marinhos no topo. Inclui também uma importante fase de reativação no Mesoproterozoico, com sedimentos fluviais e marinhos, além de intrusões de rochas básicas (~ 1,4 Ga) (Figura 5). Este rifte foi orientado segundo NW-SE, conforme o alongamento atual da bacia Beneficente, o que sugere distensão orientada segundo o quadrante NE-SW.

Além do rifte proterozoico Beneficente destacam-se, na porção sul do Cráton Amazônico, outras coberturas, tais como o Grupo Gorotire e as Formações Dardanelos e Palmeiral. O Grupo Gorotire (Lima & Pinheiro, 1999) aflora no vale do Rio Xingu e compreende depósitos de leques aluviais e fluviais (principalmente arenitos e conglomerados) na base e marinhos (arenitos, pelitos e carbonatos estromatolíticos) no topo. A Formação Dardanelos, que aflora na Serra de Caiabis, ao sul da Chapada do Cachimbo, apresenta arenitos e conglomerados de ambiente fluvial, representando, possivelmente uma fase de reativação do rifte Beneficente. Por fim, a Formação Palmeiral (Bahia & Pedreira, 2007), que aflora na Serra dos Pacaás Novos, é constituída por arenitos e conglomerados de ambiente fluvial, relacionados ao final do Mesoproterozoico.

A análise estratigráfica baseada na sucessão de sistemas deposicionais das unidades proterozoicas da região (Figura 6), sugere que os Grupos Gorotire

e Beneficente sejam correlacionados, como possíveis riftes paleo-mesoproterozoicos. As Formações Dardanelos e Palmeiral, por sua vez, podem representar remanescentes de coberturas de bacias intracratônicas mesoproterozoicas (<1,4 Ga).

Estes riftes Paleo-Mesoproterozoicos do Cráton Amazônico foram gerados num supercontinente denominado Colúmbia (Rogers & Santosh, 2002, Geraldes, 2007). Reconstruções paleogeográficas consideram que partes do Cráton Amazônico estaria inserido nos supercontinentes Laurentia, Báltica e Rodínia. Posteriormente, houve desagregação do supercontinente Rodínia, levando diferentes blocos a se aglutinarem durante o Ciclo Brasiliano-Panafricano, levando à geração das faixas neoproterozoicas Paraguai-Araguaia e Brasília. A colagem ou colisão destas faixas neoproterozoicas permitiu, então, a inserção do Cráton Amazônico na Plataforma Brasileira.

#### 4. GRUPO ARAÍ (GO)

Aflora na transição entre a Faixa Brasília e a parte oeste do Cráton do São Francisco (Figura 1), no norte do Estado de Goiás. Compreende quartzitos e metarenitos sub-horizontais ou regularmente dobrados em anticlinais e sinclinais, com eixos orientados Norte-Sul devido à influência do tectonismo da Faixa Brasília. Aflora no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e arredores, no Estado de Goiás, próximo da cidade de Alto Paraíso (Martins, 1999; Dardenne, 2000; Dardenne & Campos, 2002; Marques, 2009; Uhlein *et al*, 2012).

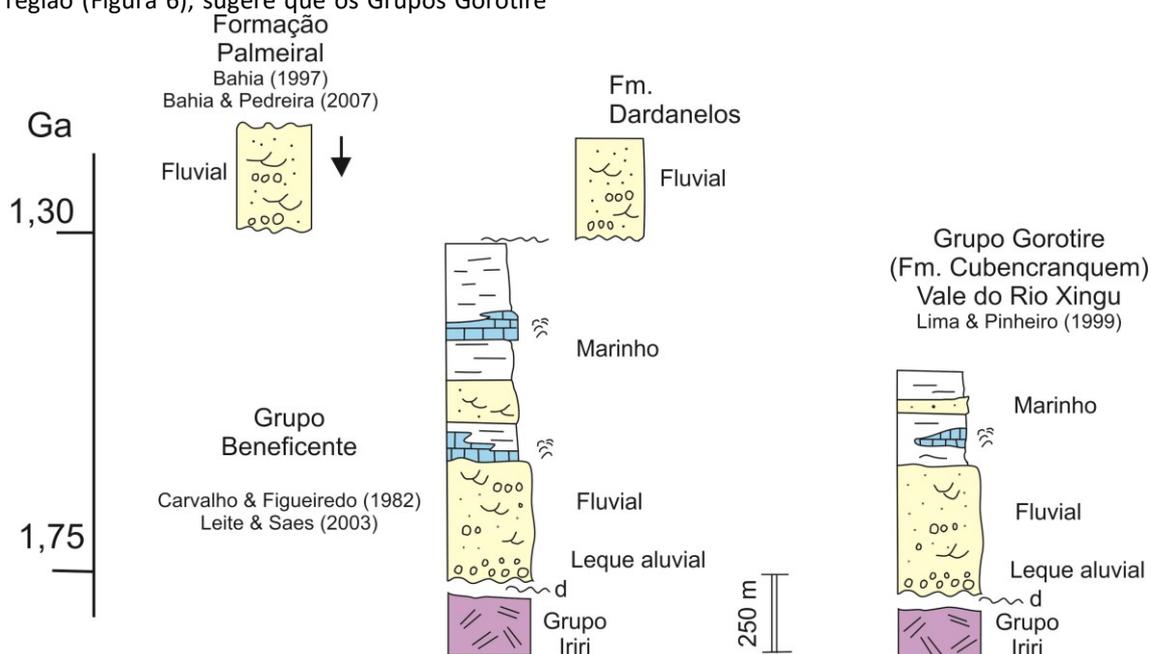
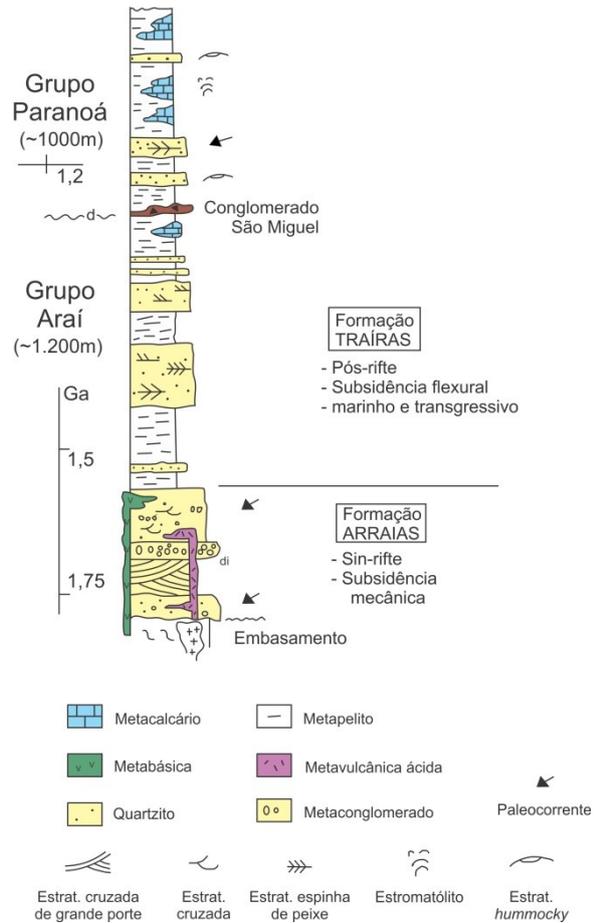


Figura 6. Correlações estratigráficas no sul do Cráton Amazônico.

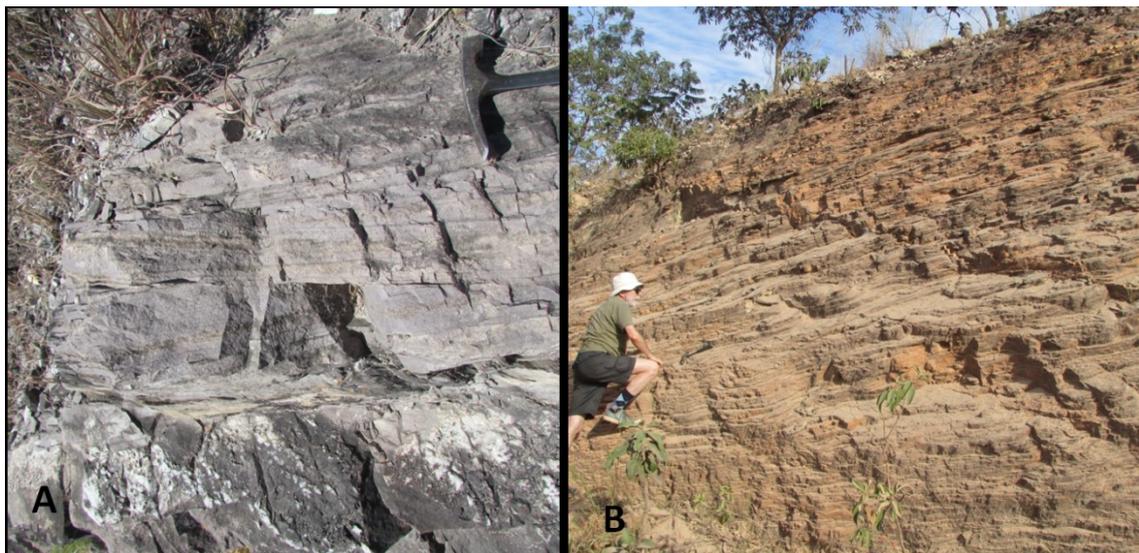
O Grupo Araí é constituído pelas Formações Arraias, na base, e Traíras, no topo, totalizando cerca de 1500 metros de espessura (Figura 7). A Formação Arraias é composta por quartzitos médios e grossos, com frequentes estratificações cruzadas (Figura 8A) e níveis ou lentes de metaconglomerados polimíticos, depositados em ambientes de leque aluvial, fluvial e eólico. Representa a fase de subsidência mecânica vinculada a evento distensional Paleoproterozoico. Paleocorrentes fluviais indicam transporte de sedimentos para SW. Diques, derrames e sills de rochas metavulcânicas ácidas – intermediárias (riolitos, dacitos, piroclásticas) são frequentes na base da seção sedimentar e foram datadas pelo método U-Pb em 1,77 Ga (Pimentel *et al*, 1991). Ocorrem ainda granitos anorogênicos portadores de estanho, intrusivos no embasamento, com idades variando de 1,7 a 1,5 Ga. Rochas básicas ocorrem localmente, geralmente como diques.

A Formação Traíras mostra quartzitos bem selecionados (Figura 8B), intercalados em metapelitos, depositados em ambientes litorâneos e marinhos plataformais (marinho raso), sob a ação de marés e ondas. Metacalcários afloram no topo, localmente. Esta unidade foi relacionada à subsidência flexural relativa a fase pós-rifte. Em discordância sobre o Grupo Araí ocorre o Grupo Paranoá (Mesoproterozoico, com idades em torno de 1,2 Ga), apresentando arenitos bem selecionados, pelitos e calcários estromatolíticos, cuja base é marcada pelo conglomerado São Miguel (Dardenne, 1981; Dardenne, 2000).



**Figura 7.** Evolução estratigráfica do rifte Araí – GO. Segundo Martins (1999); Dardenne (2000) e Dardenne & Campos (2002).

A análise estratigráfica do Grupo Araí, indica uma bacia do tipo rifte-sag do Paleo-Mesoproterozoico, orientada aproximadamente Norte-Sul, vinculada a um importante episódio distensional no sentido Leste-Oeste.



**Figura 8.** Fotos do Grupo Araí (Goiás e sul de Tocantins). **A:** quartzitos médios a grossos, com estratificações cruzadas (facies fluviais) da Formação Arraias, cidade de Arraias, TO. **B:** quartzitos finos, bem selecionados, da Formação Traíras, na região do Parque Nacional Chapada dos Veadeiros (GO).

Este rifte Paleo-Mesoproterozoico foi inicialmente preenchido por sedimentos continentais, durante a fase de subsidência mecânica, e posteriormente por estratos marinhos depositados durante a fase de subsidência flexural (Martins, 1999; Dardenne, 2000).

As rochas sedimentares que constituem o Grupo Arai, principalmente quartzitos, formam relevo imponente, com campos rupestres ou de altitude, onde se destaca o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, em Goiás (Dardenne & Campos, 2002).

### 5.SUPERGRUPO ESPINHAÇO (MG E BA)

Aflora na transição entre o Cráton do São Francisco e a Faixa Araçuai e constitui a Serra do Espinhaço, uma importante feição orográfica que inicia próximo à cidade de Ouro Preto (Minas Gerais) e se estende por mais de 1000 km até o norte da Bahia. Na região central da Bahia forma a Chapada Diamantina, onde existe um importante Parque Nacional. A Serra do Espinhaço mostra dobramentos Norte-Sul e falhas reversas vinculados ao tectonismo da Faixa Araçuai. Na Chapada Diamantina ocorrem sedimentos deformados a oeste, próximos do Corredor do Paramirim, e sedimentos sub-horizontais a leste. Os quartzitos do Supergrupo Espinhaço formam um relevo significativo, com cotas que variam desde 1200 metros até 2000 metros de altitude, no Planalto Central Brasileiro (Figura 9). Existe um evidente contraste geomorfológico (Figura 10) entre os quartzitos do Supergrupo Espinhaço e os carbonatos do Grupo Una, situados ao norte da Chapada Diamantina.

Em Minas Gerais, o Supergrupo Espinhaço pode ser subdividido no Grupo Diamantina, formações São João da Chapada (quartzitos), Sopa-Brumadinho (quartzitos e conglomerados) e Galho do Miguel (quartzitos maduros, bem selecionados) e no Grupo Conselheiro Mata, constituído pelas Formações Santa Rita (metapelitos), Córrego dos Borges (quartzitos), Córrego Bandeira (metapelitos) Córrego Pereira (quartzitos) e Rio Pardo Grande (metapelitos e carbonatos). No Grupo Diamantina predominam ambientes de sedimentação continentais, principalmente leque aluvial, fluvial e eólico. No Grupo Conselheiro Mata predominam ambientes transicionais (deltaico) e marinho raso, alternadamente, caracterizando ciclos transgressivos e regressivos (Martins Neto, 1998; Uhlein & Chaves, 2003). Datações recentes pelo método U-Pb em zircão detrítico (Chemale et al, 2012) tem indicado que os conglomerados polimíticos diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho tem cerca de 1,2 Ga (Mesoproterozoicos). Assim, no Espinhaço

Meridional os sedimentos Paleoproterozoicos têm expressão reduzida, predominando os Mesoproterozoicos. Em função destes dados geocronológicos recentes, Santos et al (2013) descrevem o Supergrupo Espinhaço Meridional relacionado a um rifte statheriano (~1,7 Ga) superposto por um rifte-sag steniano (~1,1 Ga).

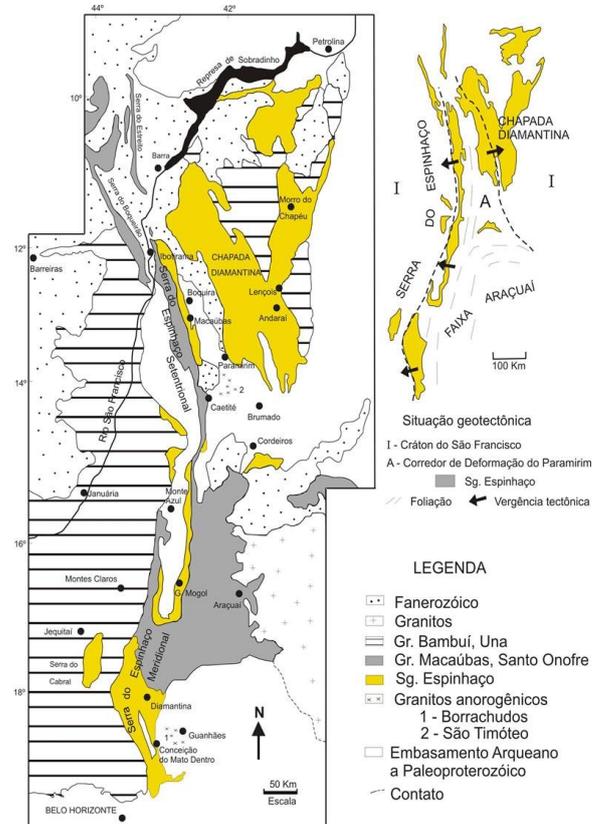


Figura 9. Situação geográfica e geotectônica do Supergrupo Espinhaço no Brasil Central (MG-BA). Segundo Uhlein & Chaves (2001).

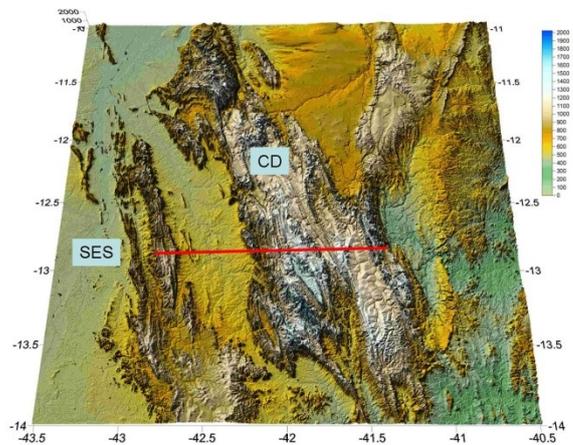


Figura 10. Modelo digital do terreno da parte norte da Serra do Espinhaço e da Chapada Diamantina, Estado da Bahia. A barra vermelha indica a localização da seção geológica E-W da Figura 11.

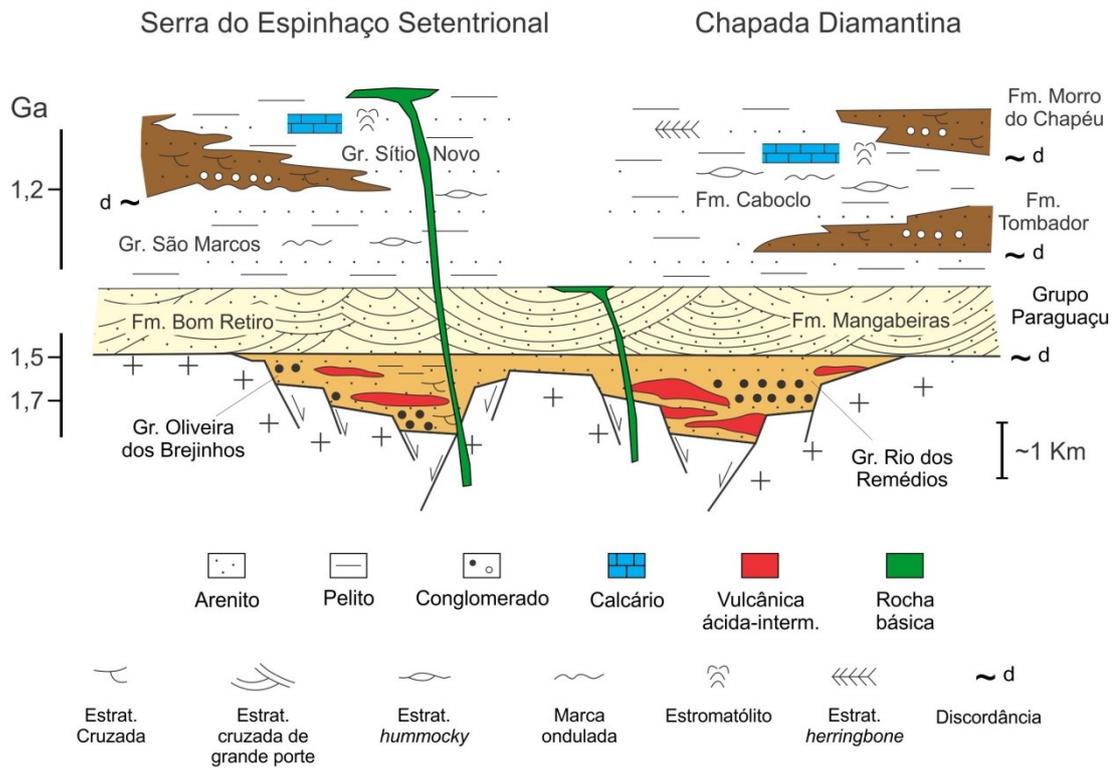
Na parte Norte da Serra do Espinhaço e na Chapada Diamantina (Estado da Bahia), a bacia rifte é mais completa, com predomínio de sedimentos Paleoproterozoicos (Figura 11). Na Serra do Espinhaço Setentrional ocorre, na base, o Grupo Oliveira dos Brejinhos, com quartzitos médios a grossos, ricos em estratificações cruzadas, metaconglomerados polimíticos, metarritmitos areno-pelíticos, depositados em ambientes sedimentares de leque aluvial, fluvial e lacustre. Metavulcânicas ácidas e intermediárias aparecem intercaladas nos sedimentos continentais, em bacias dominadas por grábens e horsts, com ação de falhas normais (subsidiência mecânica – fase sinrifte). Para o topo, ocorre o Grupo São Marcos, com as Formações Bom Retiro (quartzitos bem selecionados, de ambiente eólico, Figura 12A) e as Formações Riacho do Bento/Mosquito (quartzitos e metapelitos de ambiente marinho), representando uma fase pós-rifte, com subsidiência flexural. Para o topo ocorre o Grupo Sítio Novo, representando uma bacia intracratônica mesoproterozoica, com sedimentos continentais na base (Formação Fazendinha/Serra Vereda, com sedimentos flúvio-eólicos e litorâneos) e Formação Garapa (quartzitos, metapelitos e metacarbonatos de ambiente marinho), totalizando cerca de 3000 a 4000 metros de espessura. (Schobbenhaus, 1996; Danderfer, 2000; Guimarães *et al*, 2008; Loureiro *et al*, 2009). Destaca-se na região o “Quartzito Azul” da região de Oliveira dos Brejinhos (BA), pertencente a Formação Serra da Vereda (Figura 12 B). As intercalações de vulcânicas ácidas no Grupo Oliveira dos Brejinhos apresentam idade U-Pb de 1,73 a 1,57 Ga (Danderfer *et al*, 2009).

Na Chapada Diamantina aflora na base o Grupo Rio dos Remédios (Figura 13D), com rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias e metassedimentos de ambiente continental, como leque aluvial (conglomerados), fluvial, eólico (metarenitos) e lacustre (arenitos finos e pelitos). Falhas normais, relacionadas a subsidiência mecânica, compartimentavam a bacia em grábens e horsts (fase sinrifte). Para o topo, aflora a Fm. Mangabeiras (arenitos eólicos bem selecionados, Figura 13C) e a Fm. Açuruá-Guiné (sedimentos deltaicos e marinhos), caracterizando uma fase pós-rifte, com subsidiência termo-flexural, conforme Pedreira (1997) e Guimarães *et al*. (2008). No topo aflora o Grupo Chapada Diamantina, em contexto de

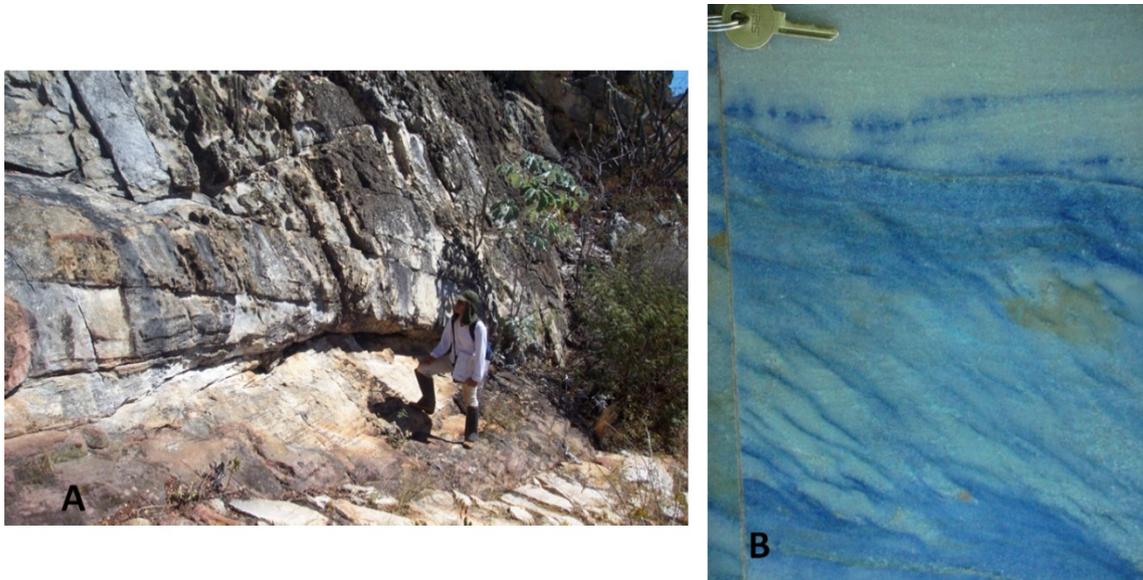
bacia intracratônica, com as Formações Tombador (quartzitos e conglomerados diamantíferos, Figura 13A), Caboclo (pelitos e arenitos, Figura 13B) e Morro do Chapéu (quartzitos).

A bacia Espinhaço, principalmente no Estado da Bahia (Figura 11), apresenta desenvolvimento que indica evolução bacinal do tipo rift-sag, com uma porção basal com rochas vulcânicas ácidas-intermediárias (riolitos-dacitos e piroclásticas) e sedimentos continentais no Paleoproterozoico (Grupo Rio dos Remédios), com idade U-Pb de 1,75 Ga (Schobbenhaus, 1996). Tectônica distensional gerou falhas normais permitindo a sedimentação de sistemas de leques aluviais e flúvio-eólicos, em parte ainda interdigitados com rochas vulcânicas ácidas, que se prolongam até 1,57 Ga (Danderfer *et al*, 2009), especialmente na Serra do Espinhaço Setentrional. Sedimentos eólicos espessos caracterizam uma fase de subsidiência termal posterior, com estabilidade crustal, tanto na Serra do Espinhaço Setentrional (Formação Bom Retiro) como na Chapada Diamantina (Formação Mangabeira), há cerca de 1,5 Ga. Posteriormente, sucessivos ciclos transgressivos e regressivos produziram sedimentos transicionais e marinhos em bacia do tipo intracratônica, constituindo a parte final da sedimentação mesoproterozoica (Figura 11), associados com fases de reativação, com sedimentos flúvio-eólicos e conglomerados diamantíferos (Pedreira, 1997; Uhlein & Chaves, 2003; Guimarães *et al*, 2008, 2012; Loureiro *et al*, 2009; Alkmim & Martins Neto, 2012). Na Serra do Espinhaço Setentrional, destaca-se o Grupo Sítio Novo, enquanto que na Chapada Diamantina ocorre o Grupo homônimo, constituído pelas Formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu, relacionadas ao intervalo 1,4 – 1,1 Ga e correlacionadas, em parte, ao Grupo Paranoá, do Brasil Central (Goiás). Recentemente, Guadagnin *et al* (2015) apresentam dados geocronológicos U-Pb em zircões vulcânicos e detriticos e dividem a bacia em tres ciclos bacinais, o basal statheriano (~1,7), do tipo rifte, o médio calimiano (1,5 a 1,4 Ga), com características de bacia intracratônica, e o superior steniano (1,2 a 1,1 Ga) com características rifte-sag.

No Supergrupo Espinhaço destaca-se o Parque Nacional da Chapada Diamantina, uma região de grande beleza natural, em especial o Morro do Pai Inácio (Pedreira & Bomfim, 2002), um anticlinal suave, dissecado pela erosão (Figura 14).



**Figura 11.** Seção geológica W-E (ver localização na Fig. 10) com reconstituição do Rifte Paleo-Mesoproterozoico do Supergrupo Espinhaço na Bahia. Segundo Schobbenhaus (1996), Pedreira (1997), Danderfer (2000), Uhlein & Chaves (2001), Guimarães et al (2008, 2012), Alkmim & Martins Neto (2012).



**Figura 12.** Fotos do Supergrupo Espinhaço na Serra homônima Setentrional, Bahia. **A:** Quartzito com estratificação cruzada de grande porte, de ambiente eólico, Formação Bom Retiro, região de Macaúbas, BA. **B:** Quartzito azul da região de Oliveira dos Brejinhos, BA, Formação Serra da Vereda, sedimento litorâneo, rico em boro.



**Figura 13.** Fotos de afloramentos do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina, Bahia. **A:** conglomerado diamantífero da Formação Tombador em Lençóis. **B:** estratificação hummocky em arenito fino (Formação Caboclo) em Morro do Chapéu; **C:** estratificação cruzada de grande porte em arenito da Formação Mangabeiras, ambiente eólico, em Barra da Estiva; **D:** visão paisagística da Formação Rio dos Remédios na região de Paramirim, BA.



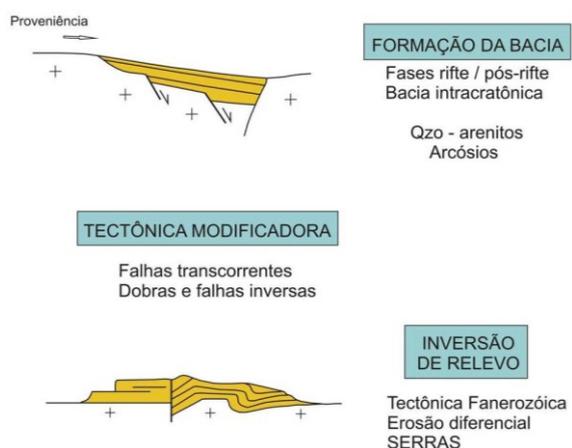
**Figura 14.** Visão da paisagem do Morro do Pai Inácio, Chapada Diamantina, BA.

## 5. CONCLUSÃO - EVOLUÇÃO E SÍNTESE DAS BACIAS RIFTE PALEO-MESOPROTEROZOICAS

As bacias Paleo-Mesoproterozoicas mostram traços evolutivos comuns quando comparadas (Figura 15). Estas bacias apresentam um predomínio de quartzitos ou metarenitos, que ocorrem em bacias rifte-sag, com deposição de sedimentos continentais na base e marinhos a transicionais no

topo. Apresentam uma fase distensional basal, mostrando influência de falhas normais geradas por subsidência mecânica, com deposição de sedimentos continentais, principalmente conglomerados e arenitos grossos de ambientes de leque aluvial e fluvial, com abundantes estruturas sedimentares (estratificações cruzadas, marcas onduladas). Para o topo, ocorrem depósitos marinhos, principalmente pelitos e arenitos finos,

bem selecionados, de ambiente litorâneo a marinho plataforma, retrabalhados por marés e ondas. Calcários estromatolíticos podem ocorrer em quantidade muito subordinada. Para o topo, predominam sedimentos transicionais e marinhos, em ciclos transgressivos – regressivos, relacionados a uma possível subsidência termal. Os sedimentos são em geral bem selecionados (quartzo-arenitos e subarcósios) indicando proveniência do embasamento gnáissico, com longo transporte. Apresentam rochas vulcânicas ácidas-intermediárias anorogênicas na base e intrusivas básicas (diabásios e gabros) são freqüentes, como diques e soleiras, em vários níveis estratigráficos. Estas bacias rifte-sag destacam-se no Cráton Amazônico, o Supergrupo Roraima (RR) e o Grupo Beneficente (PA), e, no Cráton do São Francisco, o Grupo Arai (GO) e o Supergrupo Espinhaço (MG e BA).



**Figura 15.** Quadro síntese da evolução das bacias rifte-sag Paleomesoproterozoicas dos Crátons Amazônico e São Francisco.

As diferentes bacias paleomesoproterozoicas mostram intensidade de deformação distintas. As coberturas do Cráton Amazônico mostram predominância de camadas subhorizontais, enquanto que as bacias junto ao Cráton do São Francisco mostram-se deformadas e metamorfizadas devido a influência do Ciclo Brasileiro, com superposição das deformações das Faixas Brasília e Araçuaí sobre o Grupo Arai e o Supergrupo Espinhaço, respectivamente. No Cráton Amazônico observa-se influência maior de falhamentos transcorrentes geralmente E-W, deformando, de maneira localizada, os sedimentos, enquanto que no Cráton do São Francisco, as deformações são dúcteis e rúpteis, com dobras de eixo N-S e xistosidade plano-axial, além de falhas reversas e empurrões.

Ao longo do Fanerozoico, o soerguimento epirogenético do Planalto Central combinado com erosão diferencial geraram uma inversão de relevo. Assim, as áreas deprimidas e subsidentes durante o Proterozoico tornam-se elevadas. O predomínio de metarenitos quartzosos, resistentes ao

intemperismo, facilita, então, a preservação das unidades estratigráficas proterozoicas, na forma de serras de grande beleza natural, tais como Monte Roraima (RR) na fronteira Brasil - Venezuela, Chapada do Cachimbo – Grupo Beneficente, no Estado do Pará, Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO), situado sobre rochas do Grupo Arai e, finalmente, o Parque Nacional da Chapada Diamantina (BA), situado em rochas do Supergrupo Espinhaço-BA, de grande beleza natural e paisagística.

## 6. AGRADECIMENTOS

Aos geólogos Júlio Carlos D. Sanglard e Guilherme L. Suckau (ambos atualmente na Petrobras) e Gabriel Jubé Uhlein (UFMG) pela ajuda na confecção de figuras. Às instituições UFMG, USP e Unisinos e CPRM-Serviço Geológico do Brasil pelo apoio na pesquisa. Aos órgãos de fomento à pesquisa, em especial ao CNPq e a FAPEMIG, pelos recursos financeiros.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Ed. Beca, p17-35.
- ALKMIM, F.F. & MARTINS NETO, M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 33, 127-139.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1977 O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364.
- BAHIA, R. B.C. & PEDREIRA, A.J. 2007 A sedimentação proterozóica (Steniana – Toniana) na borda oeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (2) : 268-280.
- BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M. 2014. The Brazilian collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.
- CARVALHO, M.S.de & FIGUEIREDO A.J.A. 1982 Caracterização litoestratigráfica da bacia de sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucunduri – AM. 1o Simp. Geologia da Amazônia, Belém, Anais, p. 26 – 44.
- CHEMALE Jr., F. DUSSIN, I.A., ALKMIM, F.F., MARTINS, M.S., QUEIROGA, G., ARMSTRONG, R., SANTOS, M.N. 2012 Unravelling a proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22, 200-206.
- CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D.A. 2000. Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31 st International Geological Congress, 855 p.
- COSTA, J.A.V. 1999 Tectônica da região Nordeste do Estado de Roraima. Tese de Doutorado. UFPa – Centro de Geociências, Belém, 315 p.

- DANDERFER, A. 2000 Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional. Tese de Doutorado, UnB, Brasília, 498 p.
- DANDERFER, A., De WAELE, B., PEDREIRA, A.J., NALINI, H.A. 2009. New constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton – Brazil. *Precambrian Research*, v. 170, p. 116-128.
- DARDENNE, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. In: Simp. Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, Anais. Salvador: SBG/BA p. 140-157.
- DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz, A., Filho & Campos, D.A. (ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG, p.231-263.
- DARDENNE, M.A. & CAMPOS, E.L.G. 2002 Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, GO. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, vol.1, p. 323-334.
- GERALDES, M.C. 2007 A paleogeografia da Amazônia e as reconstruções dos supercontinentes. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Volume 5: p. 49–62.
- GUADAGNIN, F., CHEMALE JR, F., MAGALHÃES, A.J., SANTANA, A., DUSSIN, I., TAKEHARA, L. 2015. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup : Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the São Francisco Craton. *Gondwana Research*, 27, 363-376.
- GUIMARÃES, J.T., SANTOS, R.A.dos, MELO, R.C. 2008 Geologia da Chapada Diamantina Ocidental. Projeto Ibitiara – Rio de Contas. *Série Arquivos Abertos*, vol. 31, CBPM, Salvador.
- GUIMARÃES, J.T., ALKIMIM, F.F., CRUZ, S.C.P. 2012 Supergrupos Espinhaço e São Francisco. In: *Geologia da Bahia. Pesquisa e atualização*. Barbosa, J.S.F. (Coordenador). *Série Publicações Especiais*, 13, CBPM, Salvador, BA, volume 2, 33-85 p.
- LEITE, J.A.D. & SAES, G.S. 2003 Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista Instituto Geociências – USP, Ser. Científica*, São Paulo, vol.3, p.113-127.
- LOUREIRO, H.S.C., BAHIENSE, I.C., NEVES, J.P., GUIMARÃES, J.T., TEIXEIRA, L.R., MELO, R.C. 2009 Geologia e Recursos Minerais da parte norte do Corredor de Deformação do Paramirim (Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos) *Série Arquivos Abertos*, vol.33, CBPM.
- MARQUES, G.C. 2009. Geologia dos Grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul de Tocantins. *Dissertação de mestrado*. IG-UnB, 116 p.
- MARTINS, F.A.L. 1999. Análise faciológica e estratigráfica do Paleo-Mesoproterozóico: sequência Araí no Parque Nacional Chapada dos Veadeiros, Goiás. *Dissertação de Mestrado*. IG-UnB, 137 p.
- MARTINS NETO, M.A. 1998 O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleomesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, p. 151-168.
- PEDREIRA, A.J. 1997 Sistemas deposicionais da Chapada Diamantina Centro Oriental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27 (3) : p. 229-240.
- PEDREIRA, A.J. & BOMFIM, L.F.C. 2002 Morro do Pai Inácio, Bahia. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 1ª. Ed., Brasília, DNPM/CPRM, vol.1: 307-312.
- PIMENTEL, M.M., HEAMAN, L., FUCK, R.A., MARINI, O.J. 1991 U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental type acid magmatism in Central Brazil. *Precambrian Research*, v. 52, p. 321-335.
- PINHEIRO, S.S, REIS, N.J., COSTI, H.T. 1990 Geologia da região de Caburá, Nordeste de Roraima. Conv. DNPM-CPRM, 91 p. (Rel.Final).
- REID, A.R. 1972 Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela. In *Memoria*, 9th Conf. Geol. Interguianas, Caracas, Min. Minas y Hidrocarburos, Bol.Geologia, Publicacion 6: 343-353.
- REIS, N.J. 2009 Monte Roraima, RR - Sentinelada de Macunaima. In: *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, vol.1, p. 323-334.
- REIS, N.J. & CARVALHO, A.S.C. 1996 Coberturas sedimentares do Mesoproterozóico do Estado de Roraima. Avaliação e discussão do modo de ocorrência, com especial enfoque ao Bloco Pacaraima (Supergrupo Roraima). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26 (4): p. 217-226.
- REIS, N.J. & YANEZ, G. 2001 O Supergrupo Roraima ao longo da faixa Fronteira entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén, Monte Roraima). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol.2, p.113 – 143.
- ROGERS, J.J.W. & SANTOSH, M. 2002 Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research* ( 5): 5-22.
- SANTOS, J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidoti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 169-226.
- SANTOS, J.O.S., HARTMANN, L.A., GAUDETTE, H., GROOVES, D.I., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and the geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, p. 435-488.
- SANTOS, J.O.S., POTTER, P.E., REIS, N.J., HARTMANN, L.A., FLETCHER, I.R., MCNAUGHTON, N.J. 2003 Age, source and regional regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *GSA Bull*, v.115 (3): p. 331-348.
- SANTOS, M.N., CHEMALE JR, F., DUSSIN, I., MARTINS, M.S., ASSIS, T.A.R., JELINEK, A.R., GUADAGNIN, F., ARMSTRONG, R. 2013. Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the statherian and stenian Espinhaço rift system, Brazil. *Sedimentary Geology* 290, 47-59.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., ASMUS, H.E. 1984 Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais, escala 1:2 500 000. MME/DNPM, Brasília.
- SCHOBENHAUS, C. 1996 As trafoçônes superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26 : p. 265-276.
- SCHOBENHAUS, C. & BRITO NEVES, B.B. 2003. A Geologia do Brasil no contexto da plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidoti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 169-226.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 2004 A evolução do Cráton Amazonico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. (eds.) *Geologia do*

- Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca. p. 471 - 485.
- TROMPETTE, R.R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. A.A. Balkema, 350 p.
- UHLEIN, A. 2012. Coberturas cratônicas proterozóicas do Brasil. *Boletim Geociências Petrobras*, vol 21: 9-38 p.
- UHLEIN, A. & CHAVES, M.L.S.C. 2001 O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais e Bahia: correlações estratigráficas, conglomerados diamantíferos e evolução geodinâmica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31 (4): p. 433-444.
- UHLEIN, A., FONSECA, M.A., SERR, H.J., DARDENNE, M.A. 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. *Geonomos* 20, n.2: 1-14.
- VIEIRA, J.A. & FERNANDES, M.L. 2012 Monte Roraima e Pico da Neblina: pontos culminantes do Brasil. In: *Geologia do Brasil*. Organizadores: Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M, Bartorelli, A., Ed. Beca, São Paulo, 190-199.
- WANKLER, F.L. & PAIM, P.S.G. 2005 Fácies sedimentares, elementos arquiteturais e ambientes deposicionais da Formação Uiramutã (Supergrupo Roraima), Mesoproterozóico do Escudo das Guianas. In: *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol.4, 208-220.
- WINDLEY, B.F. 1995 *The Evolving Continents*. John Wiley, 526 p.