

Caracterização geológica-estrutural da conexão Araçuaí - São Francisco na área-tipo da Formação Rio Pardo Grande (Supergrupo Espinhaço, Minas Gerais)

Ana L. B. Araújo^{1*}, Débora M. D. Barbosa¹, Pedro A. S. Rosa¹, Jorge Roncato¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Centro de Pesquisas Professor Manuel Teixeira da Costa, Campus Pampulha, 31.270-901, Belo Horizonte, MG, Brasil (*autor correspondente: analuizabueno@gmail.com).

Recebido em 1 de setembro de 2019, aceito em 15 janeiro de 2020

Resumo: Na Serra do Espinhaço Meridional, a região entre os distritos de Rodeador (Monjolos) e Conselheiro Mata (Diamantina), em Minas Gerais, está localizada no contato entre a porção sudeste do Cráton do São Francisco e a porção ocidental do Orógeno Araçuaí. Afloram no local as formações Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (Grupo Conselheiro Mata), Duas Barras (Grupo Macaúbas), e Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré (Grupo Bambuí), além de diques da Suíte Pedro Lessa. Foi realizada a caracterização geológica-estrutural da área, com destaque para a Formação Rio Pardo Grande, unidade de topo do Supergrupo Espinhaço, pouco estudada até então. A Formação Rio Pardo Grande depositou-se em ambiente marinho a plataformal, e é constituída, na base, por metarrilitos, metapelitos e metarenitos finos (Fácies Fl), com lentes de metarenito grosso e metaconglomerado (Fácies Gsm), e metadolomitos com estromatólitos no topo (Fácies De). O registro de metaconglomerados da Fácies Gsm indica a ocorrência de uma regressão marinha ao final da deposição do Grupo Conselheiro Mata, modificando o modelo deposicional da unidade. A estruturação da região é marcada por expressivas deformações de caráter dúctil e rúptil desenvolvidas durante o Evento Brasileiro, separadas em duas fases deformacionais. É representada principalmente por dois grandes anticlinais de eixo NNW-SSE na porção leste da área, falha de empurrão de direção N-S e mergulho para leste, amplas dobras abertas regionais com vergência para oeste, além de fraturas subverticais orientadas segundo WNW-ESE e NNW-SSE. Indicadores cinemáticos na região apontam transporte de massa de leste para oeste.

Abstract: In Serra do Espinhaço Meridional, the region between the districts of Rodeador (Monjolos) and Conselheiro Mata (Diamantina), in Minas Gerais, is located in the contact between the southeastern portion of the São Francisco Craton and the western portion of the Araçuaí Orogen. The Córrego Pereira and Rio Pardo Grande formations (Conselheiro Mata Group), Duas Barras Formation (Macaúbas Group), and Sete Lagoas, Serra de Santa Helena and Lagoa do Jacaré formations (Bambu Group) outcrop in the area, besides metabasic Neoproterozoic dikes from the Pedro Lessa Suite that cut through the Espinhaço Supergroup units. The geological and structural characterization of the area was carried out, with emphasis on the Rio Pardo Grande Formation, top unit of the Espinhaço Supergroup, little studied until then. The Rio Pardo Grande Formation was deposited in a marine platform and is constituted, at the base, by metarrilitos, metapelites and fine metarenites (Facies Fl), with lenses of thick metarenite and metaconglomerate (facies Gsm), and metadolomites with stromatolytic structures at the top (Facies De). The registration of Facies Gsm metaconglomerates indicates the occurrence of a marine regression at the end of the deposition of the Conselheiro Mata Group, modifying the depositional model of the unit. The region's structuration is marked by expressive ductile and rúptile deformations developed during the Brasileiro Event, separated in two different deformation phases. The main features are two large NNW-SSE axis anticlineals in the eastern portion of the area, a thrust fault of N-S direction and east dip forming a regional ramp-flat context, regional wide open folds with west vergency and also considerable subvertical fractures oriented by WNW-ESE and NNW-SSE. The cinematic indicators in the region point out to mass transport from east to west.

INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço Meridional representa uma faixa orogênica entre o Cráton do São Francisco e a porção externa do Orógeno Araçuaí, que se estende por cerca de 300 km na direção N-S, alcançando o município de Olhos D'água, a norte de Minas Gerais, e o Quadrilátero Ferrífero, na região Centro-Sul mineira (Almeida Abreu, 1995). É edificada sobretudo por rochas do Supergrupo Espinhaço, que compreendem rochas sedimentares e vulcânicas dos grupos Guinda e Conselheiro Mata.

O Supergrupo Espinhaço é alvo de diversos estudos, principalmente na região de Diamantina, em Minas Gerais. No entanto, há poucos trabalhos que abordam a Formação Rio Pardo Grande (Batista et al., 1985; Batista et al., 1986; Romano et al., 2014; Fraga et al., 2014; Santos et al., 2015), unidade de topo deste supergrupo, cuja área-tipo é a região de Rodeador. Caracterizar a Formação Rio Pardo Grande permite um maior

entendimento de como o ambiente de sedimentação variou durante a deposição do Supergrupo Espinhaço, constituído majoritariamente por sedimentos terrígenos continentais a marinhos, de idade paleo/mesoproterozoica.

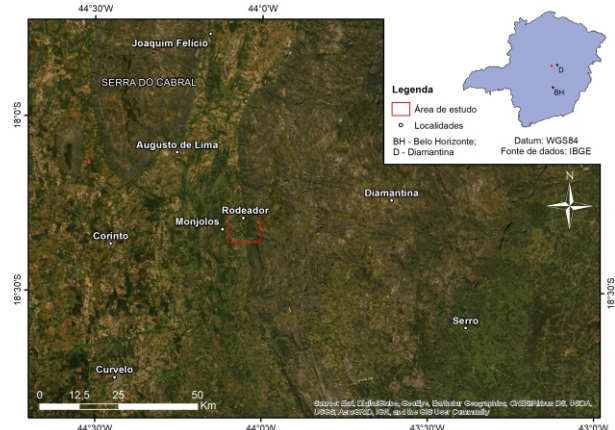


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.

10.18285/geonomos.v28i1.29652

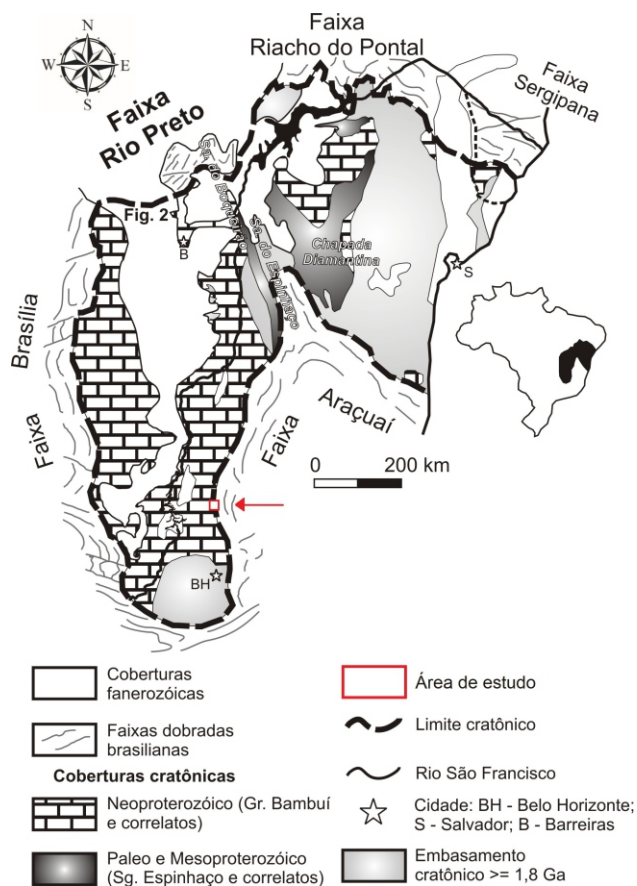


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e das faixas orogênicas que o delimitam, mostrando em vermelho a área de estudo. Adaptado de Alkmim (2004) por Caxito et al. (2012).

Há uma grande variedade de litotipos incluídos na Formação Rio Pardo Grande e a espessa camada de dolomitos no topo da unidade apresenta até mesmo estruturas estromatolíticas. Nesse sentido, o detalhamento da Formação Rio Pardo Grande torna-se importante como contribuição ao avanço do conhecimento geológico acerca das bacias proterozoicas do território brasileiro e como elas foram afetadas pela deformação brasileira.

A região de estudo está situada na porção central do estado de Minas Gerais, nas proximidades da Serra do Espinhaço Meridional e a sudeste da Serra do Cabral, compreendendo uma área de 100 km² (Figura 1). Engloba o distrito de Rodeador, pertencente ao município de Monjolos, e parte do distrito de Conselheiro Mata, pertencente ao município de Diamantina.

Foi realizada a caracterização geológica-estrutural, na escala 1:25.000, da Formação Rio Pardo Grande em sua área-tipo e das demais unidades aflorantes na região de Rodeador. Como produtos, foram gerados um mapa geológico da área de estudo e um mapa faciológico da Formação Rio Pardo Grande, subdividindo-a em três fácies distintas: Fácies Fl - metapelitos, metarritmitos, metarenitos finos; Fácies Gsm - metarenitos grossos e metaconglomerados; e Fácies De - metadolomitos. O reconhecimento dessas fácies permitiu a proposição de um novo modelo deposicional para a unidade. Além disso, foram estimadas as espessuras das unidades e elaboradas colunas estratigráficas e um bloco-diagrama

que exibe os diferentes domínios estruturais.

MÉTODOS DE ANÁLISE

Para a caracterização geológica-estrutural das unidades cartografadas, foram visitados 412 pontos em toda a área de estudo, onde foram coletadas 85 amostras de rochas, a partir das quais foram confeccionadas 17 lâminas petrográficas pelo Laboratório de Laminação do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC/IGC-UFMG). Os dados estruturais coletados em campo foram analisados através dos softwares OpenStereo e Stereonet. Dentre os elementos estruturais observados estão incluídas 620 medidas de planos de acamamento, 469 de planos de foliação, 492 de fraturas e 63 de lineação mineral.

As espessuras das camadas foram obtidas através de perfis elaborados a partir do mapa geológico. Tratam-se de estimativas, uma vez que as rochas encontram-se dobradas na região, o que torna difícil a determinação exata das espessuras. Mapas geológicos e colunas estratigráficas, assim como os bloco-diagramas construídos, facilitam a interpretação e visualização dos resultados.

A análise estratigráfica da Formação Rio Pardo Grande baseou-se nos critérios de Reading (1986) e Miall (1996) para a definição de fácies. De acordo com Reading (1996), fácies são unidades rochosas com características claras, reconhecíveis e passíveis de serem medidas. Uma fácies representa uma unidade rochosa específica que se formou sob determinadas condições de deposição, refletindo determinados processos ou ambientes sedimentares, representando um evento deposicional (Miall, 1996). As fácies podem variar lateralmente e/ou verticalmente numa sucessão sedimentar, a partir da mudança de um ou mais parâmetros definidores da fácies.

A nomenclatura das fácies se baseou na metodologia proposta por Miall (1996), com algumas modificações visando uma maior adequação aos litotipos observados. A primeira letra, maiúscula, representa a granulometria predominante (ex.: G = cascalho, S = areia, F = pelito) e as minúsculas, indicam as características marcantes (ex.: l = laminado, sm = suportado pela matriz, e = estromatolíticos).

GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está situada no contato entre a porção sudeste do Cráton do São Francisco e a porção ocidental da Orogênio Araçuai (Figura 2), na Serra do Espinhaço Meridional (SdEM). Nesta região, a transição entre o Cráton São Francisco e o Orogênio Araçuai é marcada principalmente por uma extensa falha de empurrão e por megadobramentos que se estendem na direção norte-sul (Romano et al., 2014). Entretanto, em alguns locais, como no Anticlinal de Santa Rita, a presença de falhas se torna ausente e a transição é marcada por uma paraconformidade (Filizzola et al., 2019).

A transição Orógeno Araçuai - Cráton São Francisco também foi recentemente estudada por Féres (2020), que, a partir da integração de mapeamento geológico e estimativas geofísicas, fornece informações para a caracterização da estrutura crustal e da evolução geológica das unidades pré-cambrianas.

O Cráton do São Francisco é representado pela porção centro-leste da Plataforma Sul-americana, que não foi modificada por processos orogênicos do Evento Brasileiro (Almeida, 1977; Alkmim, 2004), sendo peça fundamental na história evolutiva do supercontinente Gondwana (Heilbron et al., 2017; D'Agrela-Filho & Cordani, 2017). É circundado por cinturões orogênicos neoproterozoicos, excetuando-se a leste, aonde vai de encontro à margem continental brasileira (Alkmim & Martins-Neto, 2001). A porção externa da Orógeno Araçuai compreende um cinturão de dobramentos e cavalgamentos, formado a partir de uma série de colisões diacrônicas envolvendo o paleocontinente São Francisco-Congo durante a Orogênese Neoproterozoica (Almeida, 1977; Alkmim et al., 1993; Alkmim, 2004; Pedrosa-Soares et al., 2007).

A Bacia do São Francisco, depositada sobre o embasamento do Cráton do São Francisco de idade arqueana consolidado após o Evento Transamazônico, recobre uma área de cerca de 500.000 km², situada nos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás (Alkmim & Martins-Neto, 2001).

Atuou como sítio deposicional em no mínimo quatro estágios distintos no tempo posterior a 1,8 Ga, registrando duas fases de rifteamento, uma inversão parcial durante o Evento Brasileiro no Neoproterozoico,

glaciação Permo-Carbonífera e marcantes repercussões da abertura do Atlântico no Eocretáceo, com novo rifteamento (Alkmim & Martins-Neto, 2001; Alkmim, 2004). Rochas paleo/mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço e rochas neoproterozoicas do Supergrupo São Francisco ocorrem preenchendo a Bacia do São Francisco.

O Supergrupo Espinhaço é constituído por uma espessa sucessão de sedimentos terrígenos que passam de continentais intercalados com vulcânicas na base, para marinhos no topo (Alkmim & Martins-Neto, 2001, Santos et al., 2015). Subdivide-se em duas unidades principais: Grupo Guinda e Grupo Conselheiro Mata (Dossin et al., 1985). O Grupo Guinda reúne as formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel (Dossin et al., 1984). Já o Grupo Conselheiro Mata (Dossin et al., 1984) reúne as cinco formações superiores do Supergrupo Espinhaço (Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande).

A Formação Rio Pardo Grande, importante unidade no local, é composta por intercalações de metassiltitos, filitos e metarenitos muito finos. São comuns laminações lenticulares e wavy, além de estruturas penecontemporâneas de fluidização (Dossin et al., 1990). Em direção ao topo da unidade, camadas de metarenitos finos e de metacalcários tornam-se mais comuns (Romano et al., 2014). O ambiente deposicional é definido como marinho raso, com porções da bacia sujeitas à atuação de ondas e marés, além de porções mais restritas, onde se deu a sedimentação carbonática (Dossin et al., 1990; Santos et al., 2015).

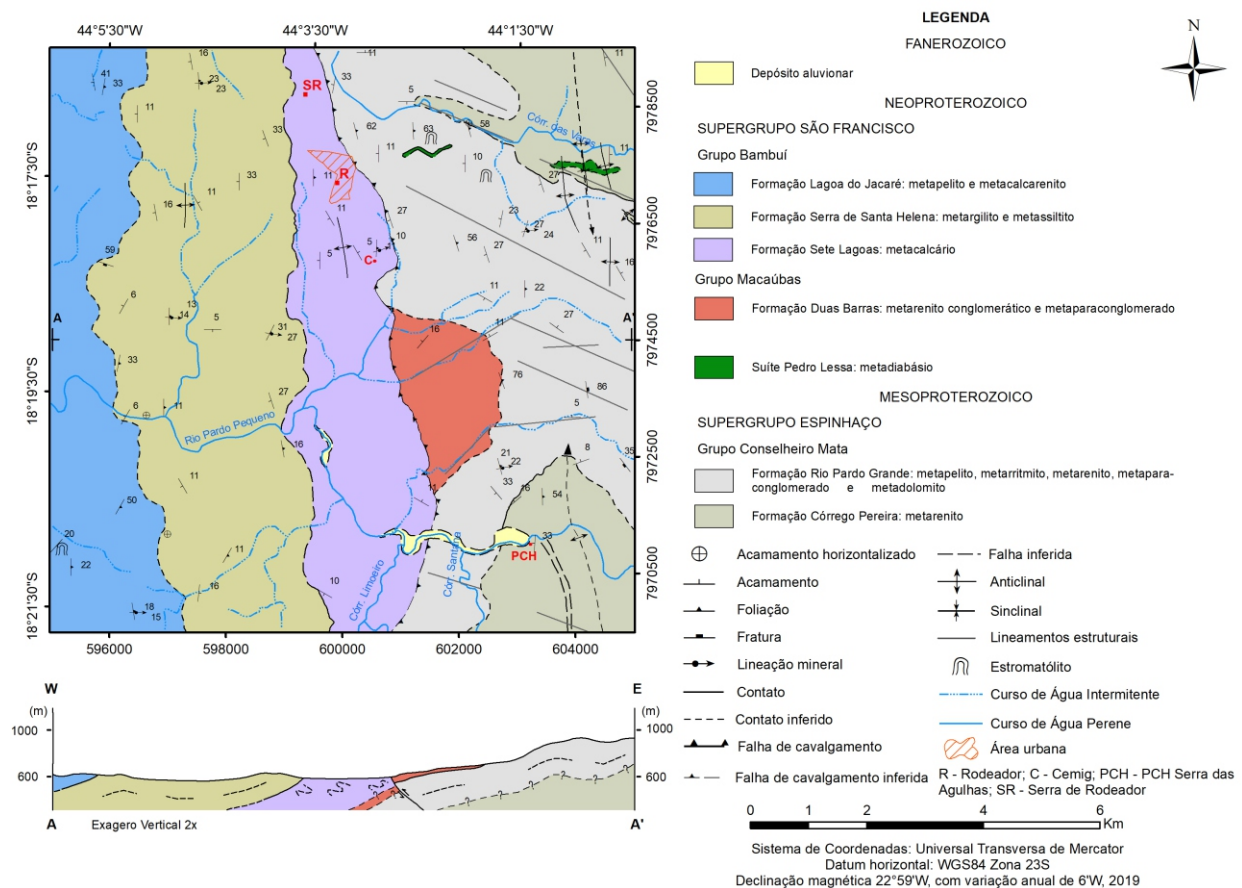


Figura 3 - Mapa geológico simplificado da região de Rodeador (Minas Gerais).

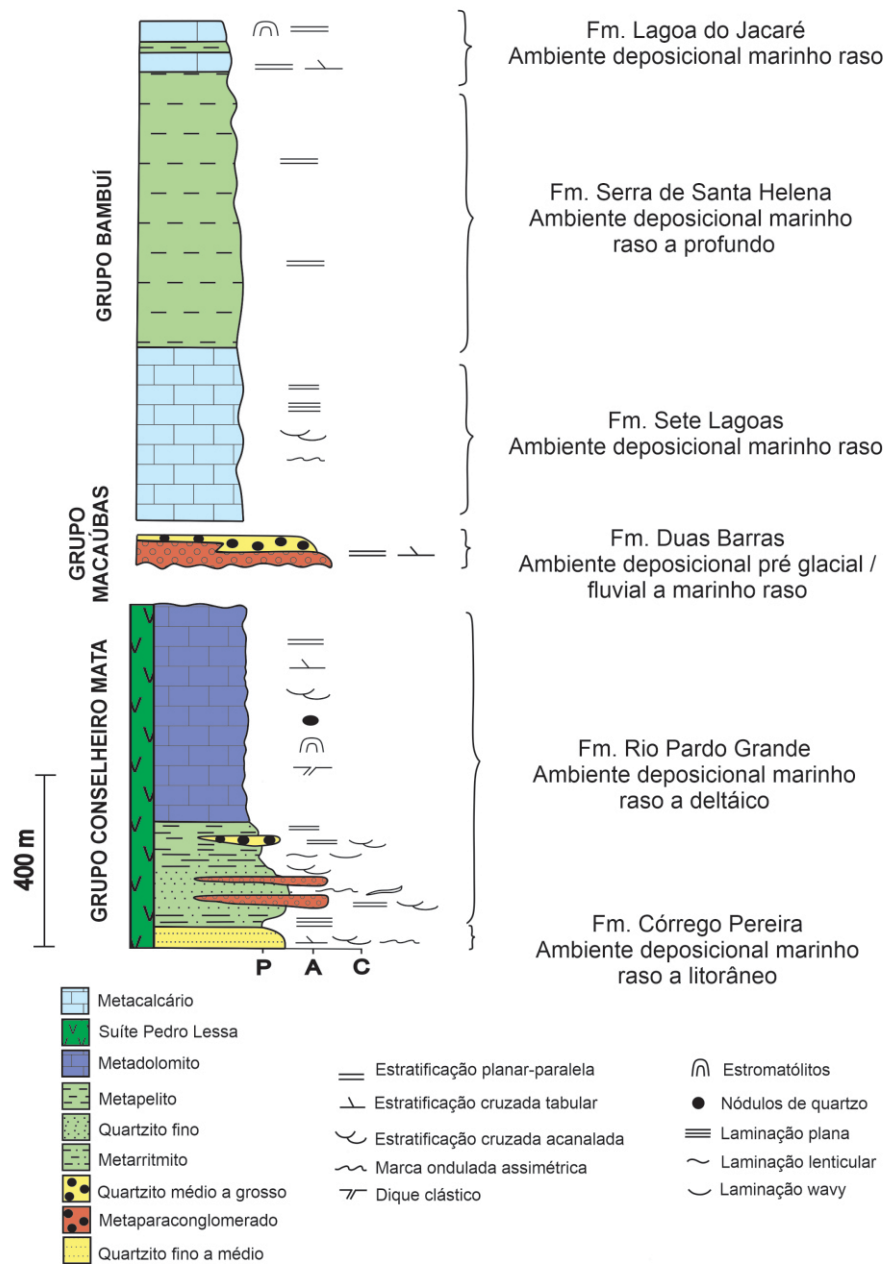


Figura 4 - Coluna Estratigráfica da região de Rodeador (Minas Gerais).



Figura 5 - Estruturas primárias no metarenito da Fm. Córrego Pereira. (A) Estratificações cruzadas tabulares. (UTM 23S WGS84, 604593E, 7977671N); (B) Estratificações cruzadas acanaladas. (UTM 23S WGS84, 603593E, 7977542N).

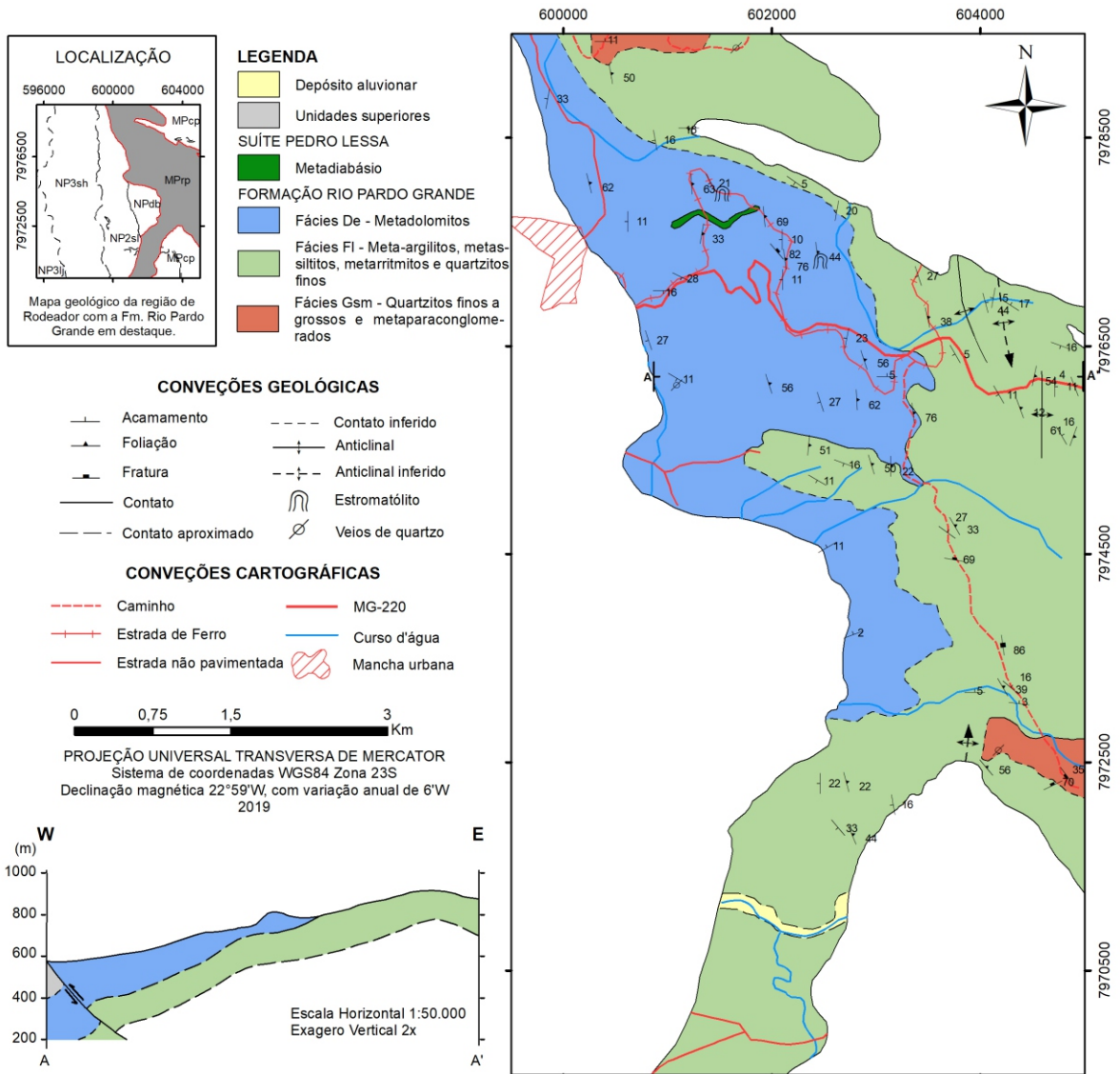


Figura 6 – Mapa geológico da Formação Rio Pardo Grande em sua área-tipo.

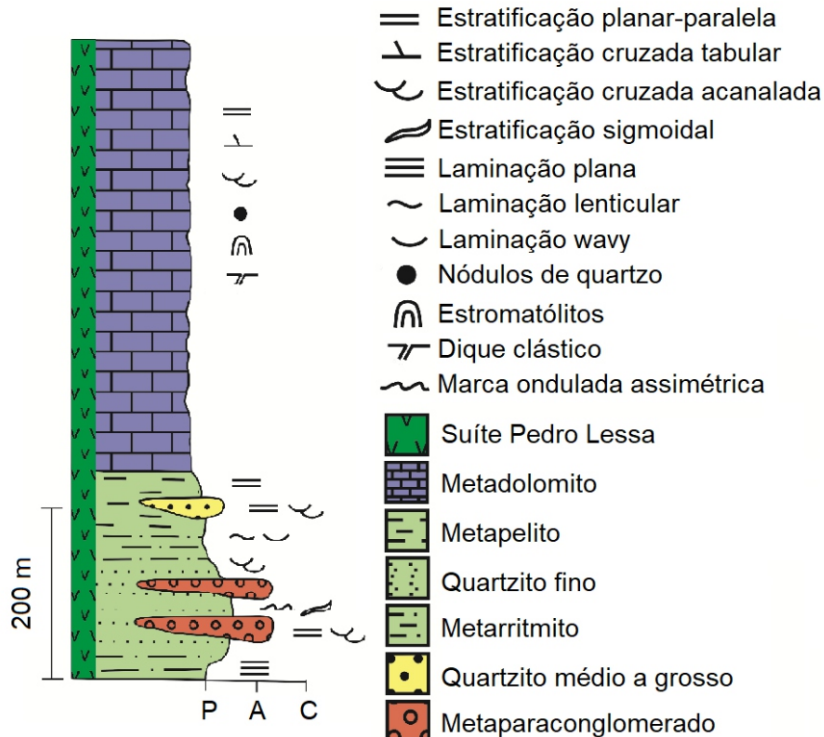


Figura 7 - Coluna estratigráfica da Formação Rio Pardo Grande em sua área tipo.

Almeida-Abreu (1993) defende a ideia de que o Supergrupo Espinhaço é uma bacia rifte que teria evoluído para uma margem passiva. Segundo Dussin & Dussin (1995), a 1,7 Ga um regime extensivo de forças teria provocado adelgaçamento da litosfera continental, iniciando um processo de rifteamento que resultou na instalação de uma ampla bacia sub-meridiana onde se depositou o Supergrupo Espinhaço. As sequências basais do Supergrupo Espinhaço teriam sido depositadas numa fase rifte e o Grupo Conselheiro Mata numa fase pós-rifte. De acordo com Chemale et al. (2012), o Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais registra uma fase rifte (1,7 Ga) e uma fase rift-sag (1,2 Ga), denominadas Sequências Espinhaço Inferior e Superior.

A Suíte Metaígneia Pedro Lessa (Knauer, 1990) compreende rochas metabásicas que ocorrem na forma de diques, sills e stocks cortando as litologias do Supergrupo Espinhaço, com idade de 906 ± 2 Ma (Machado et al., 1989).

A sedimentação do Grupo Macaúbas, unidade basal do Supergrupo São Francisco, está relacionada ao preenchimento do rifte neoproterozoico precursor do Orógeno Araçuai, caracterizada por depósitos glacio-continental a glacio-marinho (Alkmim & Martins-Neto, 2001; Uhlein et al., 2007; Pedrosa-Soares et al., 2011), que recobrem em discordância erosiva os sedimentos do Supergrupo Espinhaço. É representado por matapelitos (ritmitos, frequentemente com seixos pingados), com intercalações de metarenitos (Fraga, 2013) e, localmente, por metadiamicctitos de espessura variada. A idade máxima de deposição do Grupo Macaúbas é de 900 Ma (Babinski et al., 2012).

O Grupo Bambuí é uma bacia sedimentar calcáreo-siliciclástica neoproterozoica, de tendência norte-sul, cuja idade do início da deposição é em torno de 740 Ma (Babinski et al., 2007). Segundo Castro & Dardenne (1995), o Grupo Bambuí foi depositado durante a subsidência do Cráton do São Francisco, compondo um contexto de sedimentação em bacia foreland. Entretanto, alguns autores sugerem a divisão do Grupo Bambuí em uma sequência inferior, glacialmente relacionada e depositada num contexto tectônico de mar interior, seguido de uma sequência superior depositada em bacia foreland (eg. Martins e Lemos, 2007; Zalán e Romeiro-Silva, 2007).

Com base na estratigrafia do Grupo Bambuí proposta por Costa & Branco (1961), Dardenne (1978) subdivide esse grupo em seis formações: Jequitaiá, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. A Formação Jequitaiá será considerada como um correlato do Grupo Macaúbas dentro do Cráton do São Francisco (eg. Uhlein et al., 2004; Lopes et al., 2014).

O padrão estrutural da região é caracterizado por um regime compressivo de leste para oeste, que afetou tanto as rochas do Supergrupo Espinhaço quanto as rochas do Supergrupo São Francisco, durante o Evento Brasileiro (Almeida-Abreu et al., 1986; Bacellar, 1989; Uhlein, 1991; Pedrosa-Soares et al., 2001), no qual teria impresso por toda a sequência litológica da região da Serra Mineira um metamorfismo na fácies xisto verde baixo (Batista et al., 1986).

As feições estruturais exibidas na área são caracterizadas principalmente por um sistema de falhas de empurrão e/ou inversas com direção predominante norte-sul e mergulhos para leste e por amplas dobras abertas de eixo N-S com vergência para oeste (Romano et al., 2014).

Segundo Uhlein (1991) e Dussin & Dussin (1995) as feições estruturais da região apontam três fases de deformação relacionadas a um mesmo evento deformacional. Os esforços referentes à primeira fase de deformação geraram um grande sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento e dobras orientadas preferencialmente segundo norte-sul e vergentes para oeste, além de falhas transcorrentes de orientação próximas a NW-SE, NE-SW e E-W (Dussin et al., 1994). A segunda fase de deformação, identificada apenas próxima ao limite do cráton, foi responsável pela geração de suaves ondulações sobre as estruturas anteriores, produzindo, localmente, uma clivagem espaçada (Sn+1) (Bacellar, 1989; Uhlein, 1991). A última fase está relacionada a outro esforço compressivo de direção norte-sul, no qual teria gerado dobras amplas e suaves de eixo E-W responsáveis pela variação no caimento do eixo das dobras anteriores (Dussin et al., 1984; Knauer & Ebert, 1997). A essa fase são atribuídas estruturas do tipo braquiformes.

GEOLOGIA DA REGIÃO DE RODEADOR

O mapa geológico (Figura 3) exhibe as relações entre as unidades dos supergrupos Espinhaço e São Francisco na região estudada. Na porção leste da área afloram as formações Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, do Grupo Conselheiro Mata (unidade de topo do Supergrupo Espinhaço). Tais unidades são cortadas por diques metamáficos da Suíte Pedro Lessa. Em contato discordante erosivo com o Supergrupo Espinhaço, aflora a Formação Duas Barras, do Grupo Macaúbas (Supergrupo São Francisco). Na porção oeste, ocorrem as demais unidades do Supergrupo São Francisco presentes na área, que incluem as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré, pertencentes ao Grupo Bambuí. O contato da Formação Sete Lagoas com o Grupo Macaúbas e com o Supergrupo Espinhaço é marcado por uma extensa zona de cisalhamento/falha de empurrão. A coluna estratigráfica para a região de Rodeador encontra-se na Figura 4.

Supergrupo Espinhaço

Formação Córrego Pereira

A Formação Córrego Pereira possui espessura de 50 a 200 metros e é constituída por metarenitos finos a médios de coloração branca. Os metarenitos são bem selecionados, com grãos subangulosos a arredondados e alta esfericidade. Variações locais para metarenitos micáceos e para sub-arcósios são comuns. Estratificações cruzadas de pequeno a médio porte do tipo tabular (Figura 5A) e acanalada (Figura 5B), além de marcas onduladas assimétricas, são estruturas primárias recorrentes.

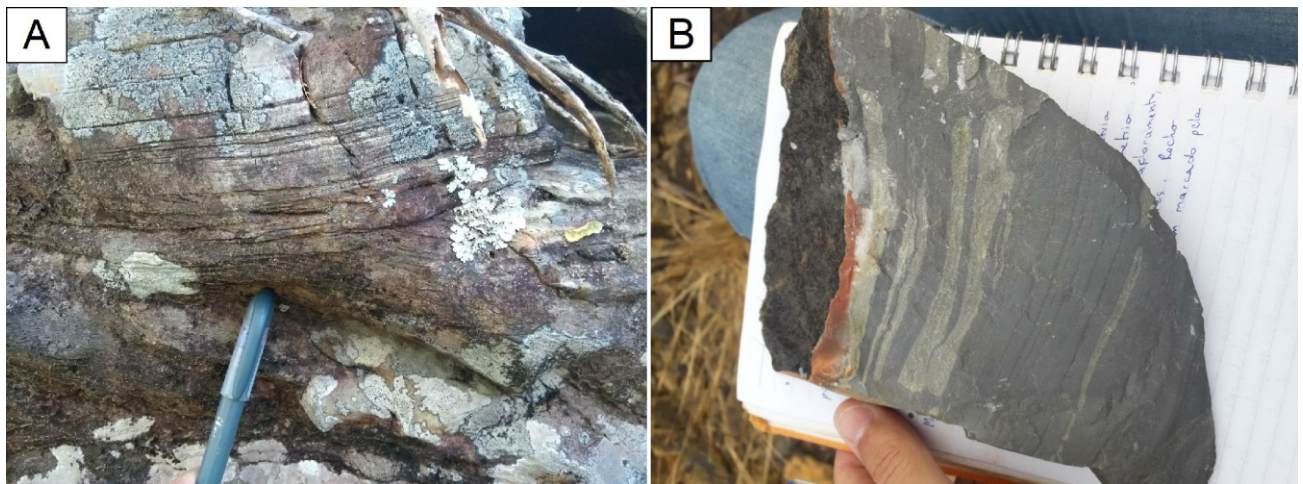


Figura 8 - Metapelitos da Formação Rio Pardo Grande. (A) Estratificação cruzada acanalada de porte métrico (UTM 23S WGS84, 601158E, 7978577N); (B) Laminação lenticular no metapelito fresco. (UTM 23S WGS84, 604404E, 7975852N).

Formação Rio Pardo Grande

A Formação Rio Pardo Grande possui espessura estimada de 750 metros e encontra-se em contato não tectônico com as rochas subjacentes da Formação Córrego Pereira. É constituída, na base, por metapelitos e metarritmitos, com espessura aproximada de 250 metros, associados a lentes quartzíticas e metaconglomeráticas. O topo da unidade é marcado por metadolomitos, com espessura de 500 metros, muitas vezes associados a estromatólitos colunares e a tapetes microbialíticos. Foram reconhecidas 3 diferentes fácies sedimentares, que serão descritas a seguir. O mapa geológico detalhado da Formação Rio Pardo Grande e a coluna estratigráfica desta unidade, encontram-se nas figuras 6 e 7, respectivamente.

Fácies F1

A Fácies F1 abrange metapelitos, metarritmitos e metarenitos finos que ocorrem geralmente intercalados. Os metargilitos e metassiltitos cinza esverdeados, quase sempre bege alaranjados por alteração, apresentam estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas de médio porte (Figura 8A) e laminações lenticulares (Figura 8B).

Os metarritmitos estão presentes principalmente na porção noroeste, próximo à antiga estrada de ferro, e na porção sul do mapa (Figura 6). São caracterizados pela alternância entre lâminas de granulometria argila a silte, de coloração cinza escura, e lâminas de granulometria silte a areia fina, de coloração cinza clara (Figura 9A). Essa intercalação de lâminas de diferentes granulometrias pode ser observada também na fotomicrografia da Figura 9B. São rochas coesas, micáceas e foliadas, com estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas e laminações lenticulares e wavy. Localmente, há microestruturas sindeposicionais envolvendo apenas alguns níveis da rocha, como duplex e dobras convolutas com amplitude de até 1 cm. Ocorrem ainda nos metarritmitos camadas quartzíticas centimétricas de granulometria areia fina a média e lentes metaconglomeráticas de matriz branca e granulometria areia média a grossa, com clastos subangulosos a arredondados de quartzo de tamanho grânulo a seixo.

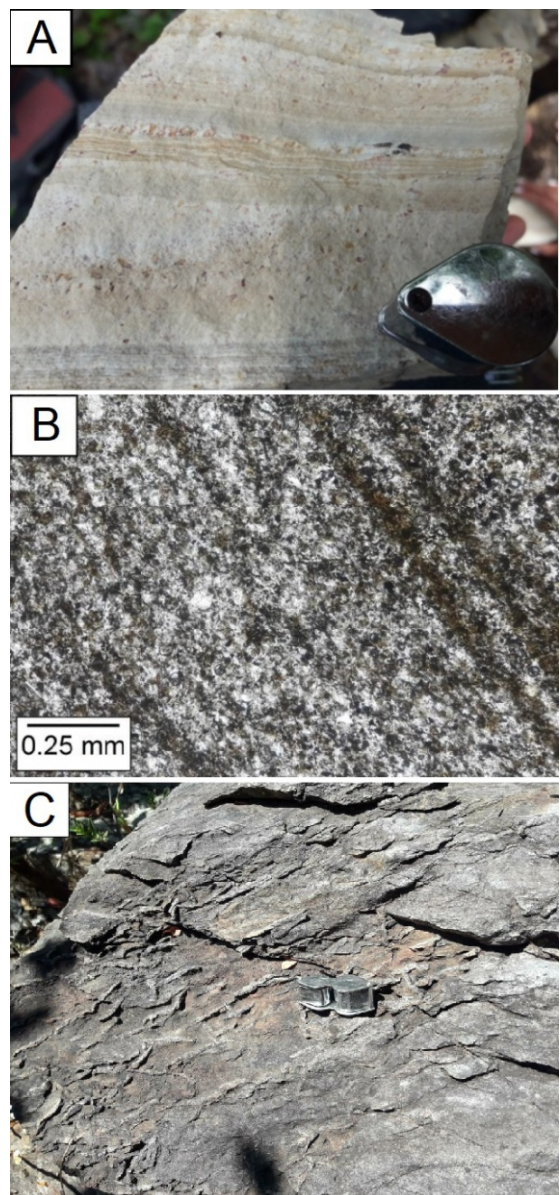


Figura 9 - Metarritmitos da Fm. Rio Pardo Grande. (A) Rocha fina, laminada, com óxidos alterados de coloração avermelhada. (UTM 23S WGS84, 604371E, 7973081N). (B) Fotomicrografia do metarritmito da Fm. Rio Pardo Grande. Rocha com alternância de lâminas mais claras contendo maior quantidade de quartzo e lâminas mais escuras com predomínio de argilominerais. (C) Pequenos diques arenosos na superfície de acamamento dos metarenitos finos da Formação Rio Pardo Grande (UTM 23S WGS84, 604090E, 7972444N).



Figura 10 - Níveis filíticos no metarenito da Formação Rio Pardo Grande. (UTM 23S WGS84, 601131E, 7977150N).

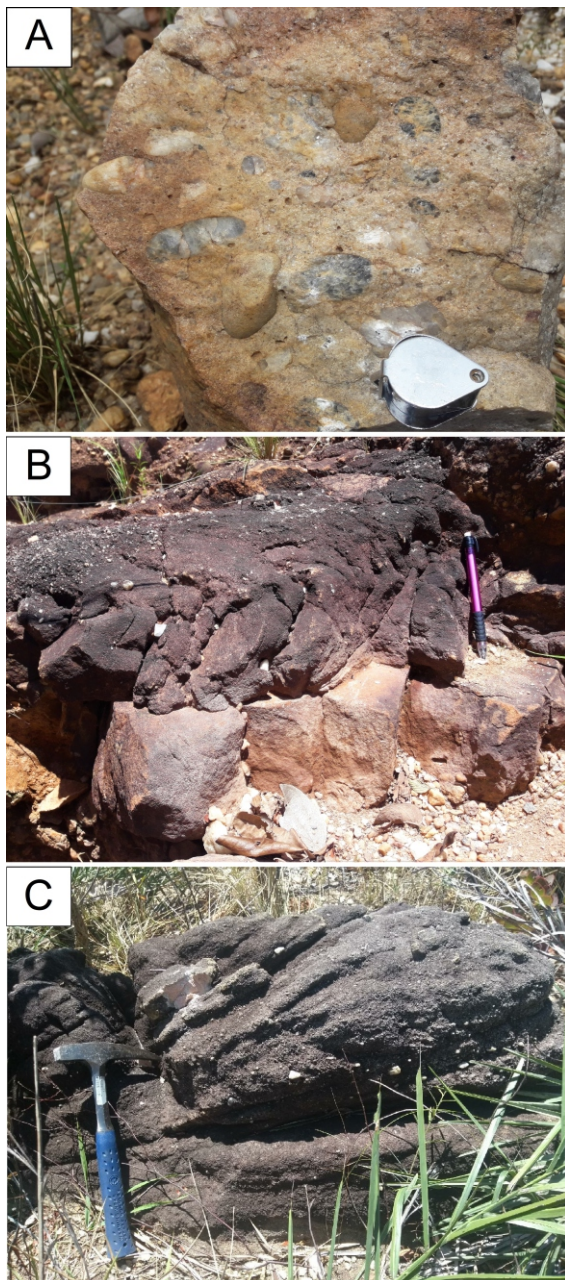


Figura 11 - Metaconglomerado da Formação Rio Pardo Grande. (A) Seixos arredondados a subarredondados de quartzo e quartzito em matriz arenosa. (UTM 23S WGS84, 604764E, 7972510N); (B) Contato brusco do metaconglomerado sobre metarenito fino. (UTM 23S WGS84, 604852E, 7972279N); (C) Estratificação cruzada acanalada. (UTM 23S WGS84, 604170E, 7972609N).

Fácies Gsm

A fácies Gsm é constituída por metarenitos grossos e metaconglomerados. As lentes quartzíticas estão concentradas a norte, próximo à Serra de Rodeador, e as lentes metaconglomeráticas ocorrem a sudeste da área. Os metarenitos grossos são mal selecionados, com granulometria geralmente variando de areia fina a grossa. São, por vezes, metaconglomeráticos, podendo conter grânulos subarredondados a subangulosos de quartzo e feldspato, além de alguns seixos de quartzo. Apresentam coloração branca, sendo róseos a laranja avermelhados por alteração, e acinzentados quando mais recristalizados. São foliados e podem ser micáceos. Ocorrem estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno porte.

Os metarenitos grossos apresentam raras intercalações filíticas de ocorrência restrita a níveis de espessura métrica (Figura 10). Apresentam coloração cinza clara, laranja avermelhada por alteração, são micáceos e possuem foliação bem pronunciada.

Metaconglomerados ocorrem em locais pontuais, como lentes nos metarenitos finos e nos metarritmitos da mesma unidade. O contato entre o metaconglomerado e os litotipos finos é do tipo brusco (Figura 11B). São metaparaconglomerados polimíticos, com clastos subangulosos a arredondados compostos principalmente de quartzo e quartzito, com tamanho variando entre grânulo a seixo (Figura 11A). Podem ocorrer também grânulos de feldspato e fragmentos líticos. A matriz é quartzosa, branca, foliada, por vezes estratificada, mal selecionada, com granulometria variando de areia fina a grossa. Estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas estão presentes (Figura 11C).

Fácies De

Os metadolomitos que ocorrem no topo da unidade constituem a fácies De. São metadolomitos a metadolarenitos foliados, de coloração cinza clara a escura, róseos quando alterados, que apresentam estruturas estromatolíticas colunares e tapetes microbialíticos. Lapiá é uma feição recorrente (Figura 12A). Em alguns locais, os metadolomitos encontram-se bastante recristalizados, podendo ser considerados mármore dolomíticos. Podem ser micáceos, são raramente calcíticos, e apresentam veios milimétricos de calcita que muitas vezes acompanham o acamamento da rocha. Microveios (Figura 12B), bolsões e nódulos de quartzo (Figura 12C) podem ocorrer, além de estratificações plano-paralelas (Figura 12D) e cruzadas acanaladas e tabulares.

Suíte Metaígneia Pedro Lessa

Os diques pertencentes à Suíte Pedro Lessa concentram-se na porção nordeste, próximos a estrada de ferro em Rodeador, e cortam as unidades do Supergrupo Espinhaço. São metadiabásios esverdeados a acinzentados, muito coesos, com foliação incipiente e bastante fraturados (Figura 13A). São constituídos majoritariamente por anfibólio (actinolita), que formam aglomerados fibrosos, e plagioclásio (Figura 13B).

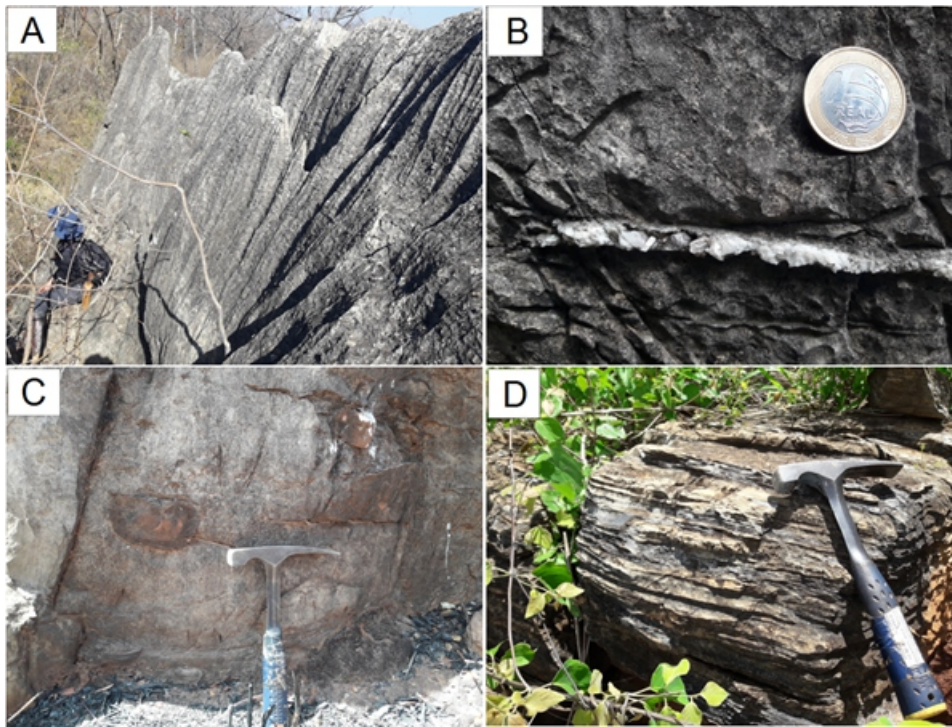


Figura 12 - Metadolomitos da Formação Rio Pardo Grande. (A) Feição de dissolução na rocha - lapia. (UTM 23S WGS84, 602447E, 7975960N); (B) Veio milimétrico de quartzo preenchendo fratura da rocha. (UTM 23S WGS84, 600018E, 7978315N); (C) Veios milimétricos, bolsões e nódulos de quartzo no metadolomito. (UTM 23S WGS84, 600592E, 7977089N). (D) Estratificação plano-paralela. (UTM 23S WGS84, 599874E, 7978777N).

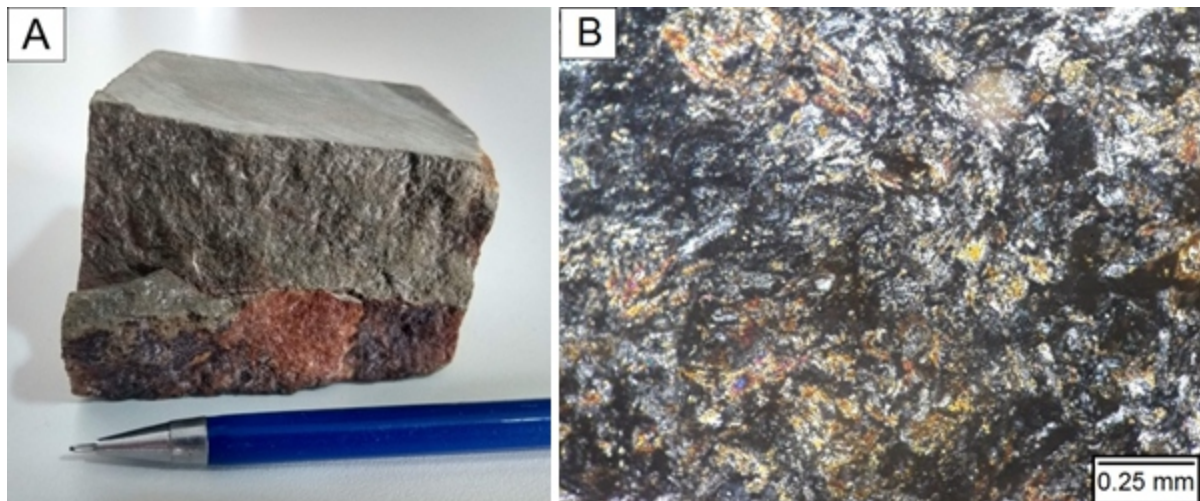


Figura 13 - Metadiabásios da Suíte Pedro Lessa. (A) Amostra macroscópica e (B) seção delgada (nicóis cruzados). A mineralogia predominante da rocha é anfibólio (actinólita) e plagioclásio. (UTM 23S WGS84, 601835E, 7977829N).

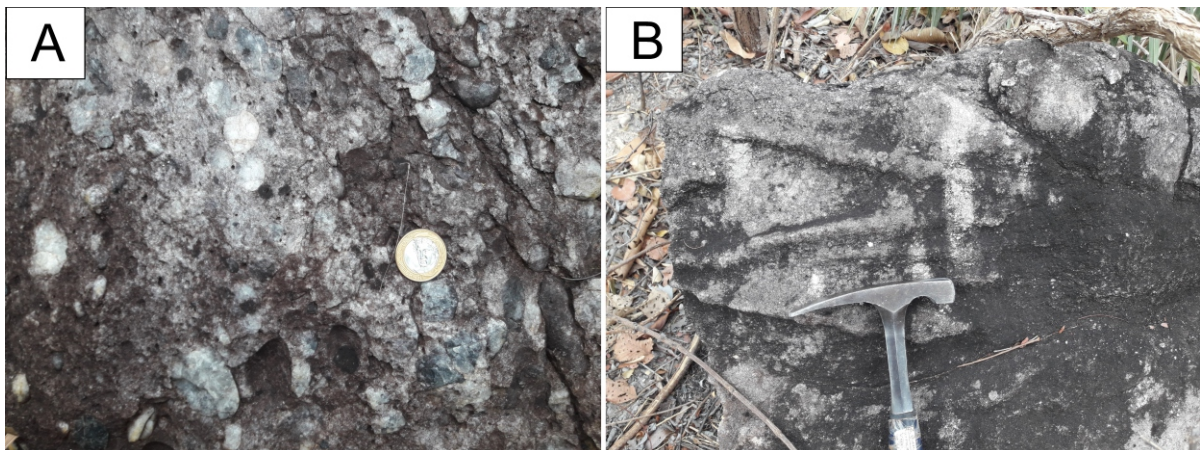


Figura 14 - Metaconglomerados do Grupo Macaúbas. (A) Lente de ortoconglomerado polimítico (UTM 23S WGS84, 601467E, 7973720N); (B) Acamamento marcado por intercalações de níveis com diferentes quantidades de clastos. (UTM 23S WGS84, 601368E, 7974480N); (C) Fotomicrografia do metaparaconglomerado polimítico de matriz quartzosa a nicóis cruzados. (UTM 23S WGS84, 601054E, 7973451N). (Mc = microclina, Qtz = quartzo, Cb = carbonato).



Figura 15 - Contato discordante e irregular do metadolomito da Formação Rio Pardo Grande com o quartzito conglomerático do Grupo Macaúbas. (UTM 23S WGS84, 601832E, 7977706N).

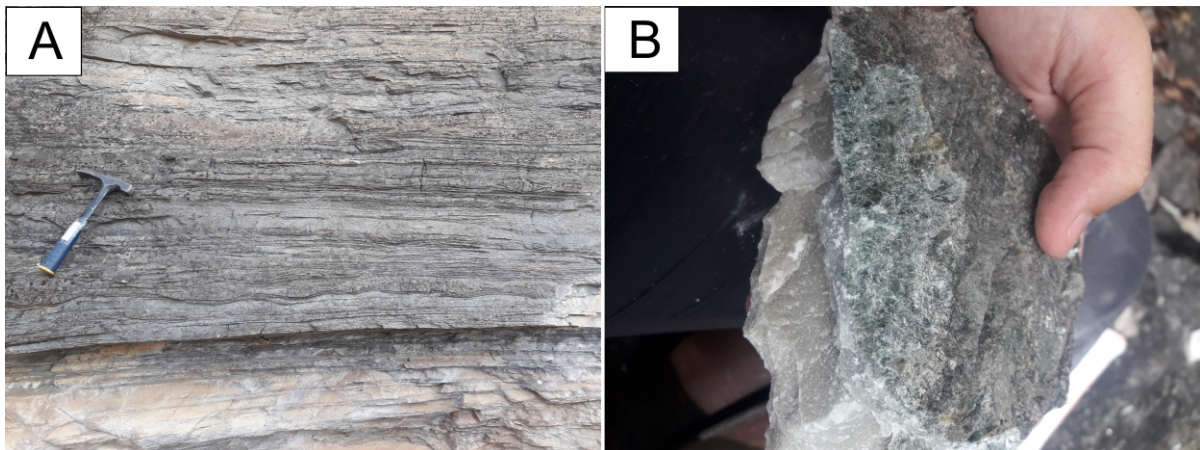


Figura 16 - Metacalcários da Formação Sete Lagoas. (A) Estratificação plano-paralela e marca ondulada assimétrica. (UTM 23S WGS84, 599672E, 7979102N); (B) Planos esverdeados de clorita na rocha (UTM 23S WGS84, 601369E, 7971726N).

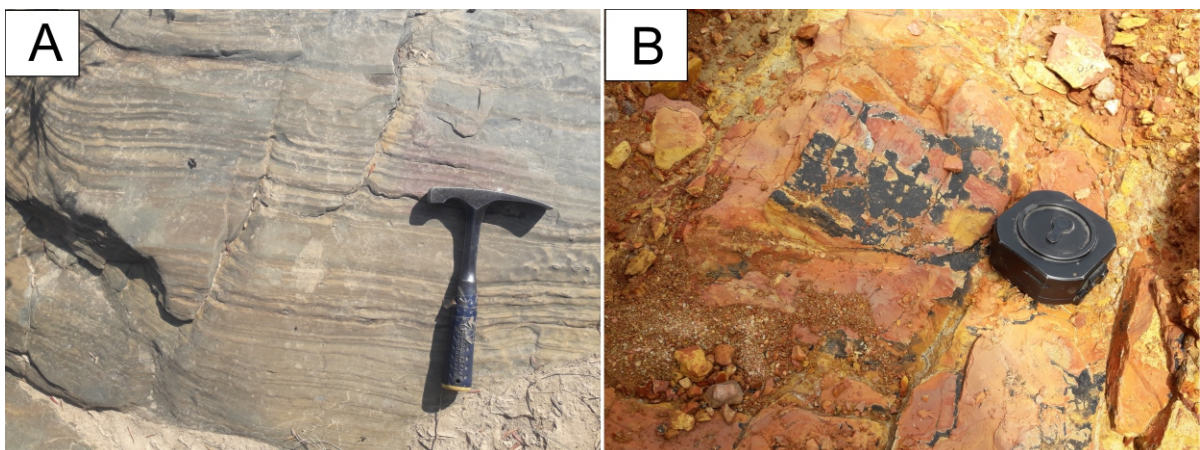


Figura 17 - Metapelitos da Formação Serra de Santa Helena. (A) Estratificação planar-paralela no metapelite fresco. (UTM 23S WGS84, 596262E, 7973209N); (B) Filmes de óxido de manganês em metapelite alterado. (UTM 23S WGS84, 596757E, 7972466N).

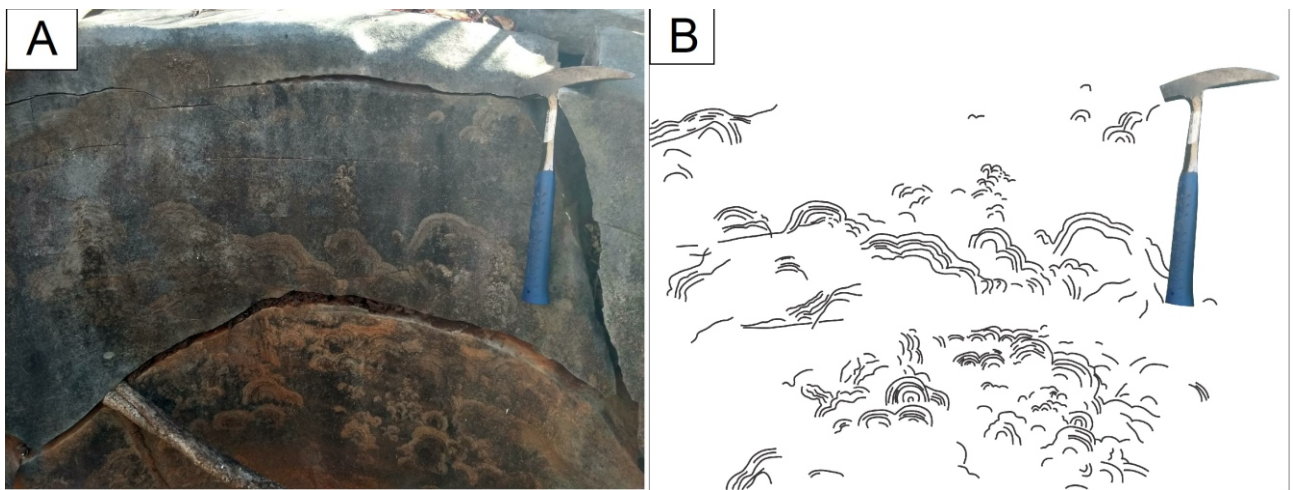


Figura 18 - Estromatólitos dômicos nos metacalcarenitos da Formação Lagoa do Jacaré. (UTM 23S WGS84, 595227E, 7970820N).

A alteração da rocha metabásica resulta em solos avermelhados, pobres em quartzo, e marcados por densa vegetação.

Supergrupo São Francisco

Grupo Macaúbas - Formação Duas Barras

A Formação Duas Barras é a unidade do Grupo Macaúbas aflorante. Ocorre em contato discordante erosivo com as rochas da Formação Rio Pardo Grande, com espessura estimada de 60 metros. É caracterizada por quartzitos conglomeráticos e metaparaconglomerados, em sua maioria, grandes blocos que provavelmente não foram muito transportados, já que estão localizados numa região relativamente plana.

O quartzito conglomerático é branco, mal selecionado, com granulometria variando de areia média a grânulos, contendo seixos esparsos de quartzo. Apresenta estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares e foliação incipiente.

O metaparaconglomerado possui clastos principalmente de quartzo e quartzito, mas também de metapelito, metacalcário e feldspato. Os clastos variam de subarredondados a subangulosos, com tamanho entre grânulo e seixo, e raramente blocos de quartzo e quartzito.

Lentes ortoconglomeráticas são comuns (Figura 14A) e o acamamento, geralmente de difícil visualização, por vezes é marcado por intercalação de níveis com diferentes quantidades de clastos (Figura 14B). Estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares estão presentes. A matriz é quartzosa, de coloração branca a cinza clara, mal selecionada, com granulometria areia média a muito grossa. A rocha é coesa, imatura mineralogicamente, apresenta foliação incipiente e, quando alterada, possui coloração bege alaranjada. Em seção delgada, identifica-se clastos de carbonato, quartzito e quartzo em matriz predominantemente quartzosa com grãos bem justapostos, arredondados a subangulosos (Figura 14C).

Há ainda um afloramento de escala não mapeável localizado na estrada de ferro a leste de Rodeador, onde ocorre um pequeno horizonte quartzítico sobre o metadolomito da Formação Rio Pardo Grande, sendo o contato discordante e bastante irregular (Figura 14). O metarenito é branco, conglomerático, com granulometria variando de areia média a grânulo.

Grupo Bambuí

Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas ocorre com espessura estimada de 400 metros, em contato inferior tectônico com as

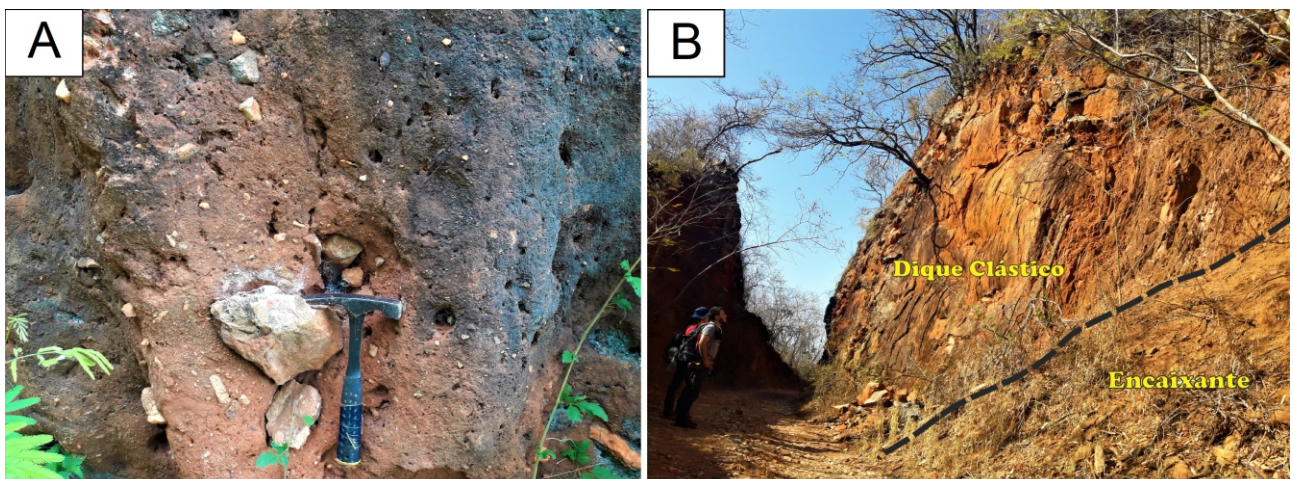


Figura 19 - Diques clásticos entre rochas da Fm. Rio Pardo Grande. (A) Dique clástico de matriz não foliada (UTM 23S WGS84, 601288E, 7978188N); (B) Dique clástico de grande extensão, com matriz foliada (UTM Zona 23S WGS84, 602173E, 7977548N).

formações Rio Pardo Grande e Duas Barras caracterizado por uma extensa zona de cisalhamento/falha de empurrão de direção N-S.

Os litotipos aflorantes são intercalações de metacalcilutitos e metacalcarenitos de coloração branca a cinza clara, laranja avermelhados quando alterados. Apresentam estratificações plano-paralelas (Figura 16A), estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte e marcas onduladas assimétricas. Em muitos locais, podem ser considerados mármore calcíticos. Há porções bastante micáceas e ocorrem planos esverdeados constituídos por clorita associada à sericita (Figura 16B). Localmente, estão presentes pequenos níveis de metadolomitos e níveis pelíticos esverdeados (~1cm). Há ainda veios de calcita e quartzo com largura de até 1 cm e 20 cm, respectivamente.

Formação Serra de Santa Helena

A Formação Serra de Santa Helena possui espessura estimada de 600 metros, em uma faixa que se estende na direção N-S na porção oeste da área. Ocorre em contato concordante sobrepondo as rochas da Formação Sete Lagoas.

É constituída por metapelitos (metargilitos e metassiltitos) geralmente bastante friáveis e com coloração bege-alaranjada a marrom avermelhada devido ao alto grau de alteração. Quando fresca, a rocha é cinza esverdeada, coesa e apresenta estratificações plano-paralelas bem visíveis (Figura 17A). Podem ser micáceas, apresentam foliação bem pronunciada e fraturas em diversas direções. Filmes finos de óxido de manganês recobrem os metapelitos (Figura 17B) e, ocasionalmente, níveis ou lentes quartzíticas de granulometria areia fina marcam o acamamento da rocha.

Formação Lagoa do Jacaré

A Formação Lagoa do Jacaré ocorre em contato gradacional, sobrepondo as rochas da Formação Serra de Santa Helena. Sua espessura é de aproximadamente 150 metros e os litotipos desta unidade incluem metapelitos e metacalcários, que muitas vezes se encontram intercalados.

Os metapelitos são metargilitos e metassiltitos cinza esverdeados, que geralmente possuem alto grau de alteração, com cor variando entre ocre e marrom avermelhada. São rochas bastante foliadas e fraturadas, por vezes micáceas. Estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares de pequeno porte estão presentes. Localmente ocorrem níveis arenosos de granulometria areia fina, além de lentes quartzíticas de coloração cinza escura.

Os metacalcários são metacalcarenitos de granulometria areia fina a média e coloração cinza clara a cinza escura. São coesos, foliados e apresentam grande quantidade de veios centimétricos de calcita, que geralmente acompanham o acamamento da rocha. Ocorrem também estratificações plano-paralelas, lapiá e estromatólitos suavemente ondulados do tipo dômico, pouco contínuos a isolados, pouco ramificados, com baixa relação altura x largura, atitude ereta e com porções descontínuas por retrabalhamento (Figura 18).

Depósitos Aluvionares

Depósitos aluvionares cenozoicos recobrem rochas das formações Sete Lagoas e Rio Pardo Grande e distribuem-se como sedimentos de canal e de planície de inundação ao longo do Rio Pardo Pequeno.

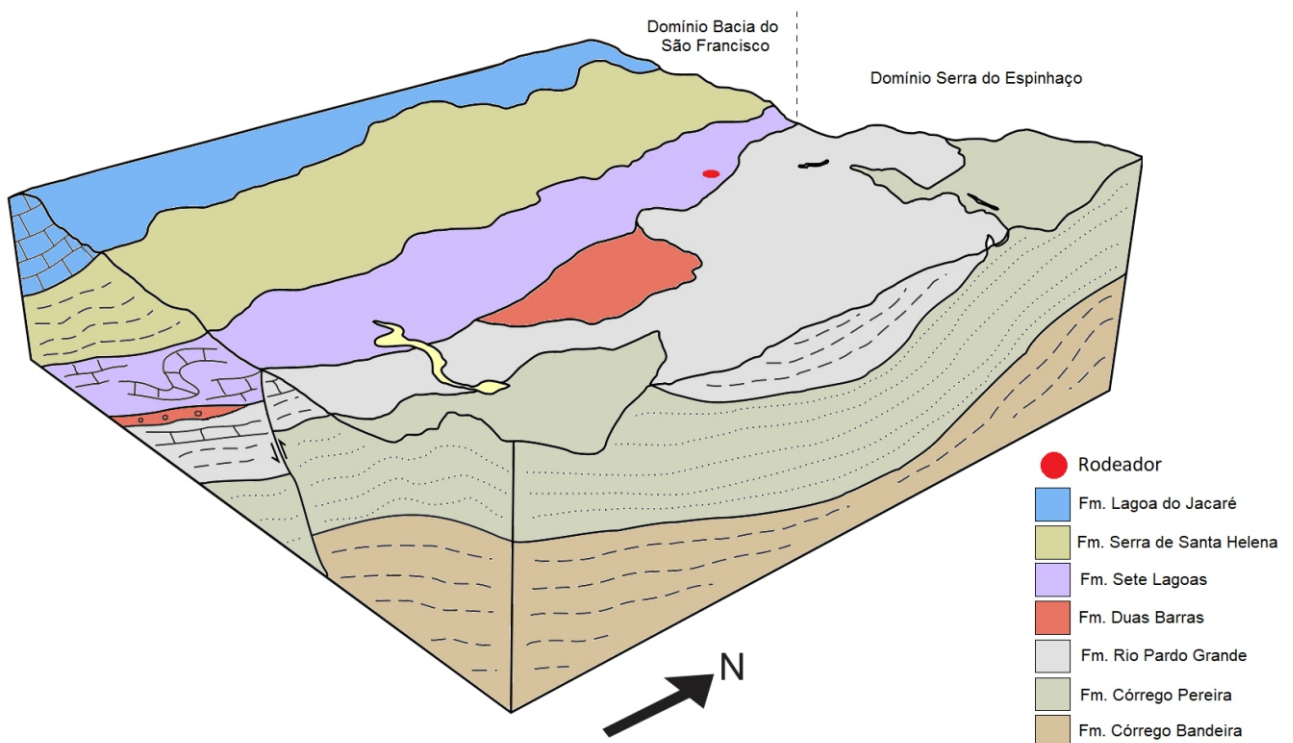


Figura 20 - Bloco diagrama esquemático mostrando a estruturação da área de estudo.

Diques Clásticos

Há dois diques clásticos de grande porte na estrada de ferro, no percurso entre Rodeador e Conselheiro Mata, que ocorrem entre metadolomitos da Formação Rio Pardo Grande. O primeiro, com cerca de 30 metros de extensão, contém clastos angulosos a subangulosos de tamanho grânulo a matacão de metadolomito, quartzo e quartzito. Os clastos apresentam foliação com orientação distinta uns dos outros e são sustentados por matriz quartzosa mal selecionada e não foliada (Figura 19A).

A aproximadamente 1 km na direção sudeste, ocorre outro dique clástico com extensão aproximada de 40 metros. Litologicamente, é um quartzito conglomerático com clastos de tamanho grânulo a calhau e matriz quartzosa foliada, com granulometria areia fina a grossa (Figura 19B). Os clastos são em geral subangulosos e compostos de quartzo. O contato entre o metadolomito e o dique clástico se dá numa zona bastante cisalhada, onde ocorre filonito esverdeado, micáceo e foliado.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA MAPEADA

A estruturação da área é representada principalmente por dois anticlinais de eixo aproximadamente NNW-SSE, por uma extensa falha de empurrão de direção norte-sul e mergulho para leste (Figura 20), e por consideráveis fraturas subverticais orientadas segundo WNW-ESE e NNW-SSE.

Com base no padrão estrutural exposto na área, foram individualizados dois domínios estruturais separados pela falha de empurrão regional. O primeiro refere-se ao contexto do limite cratônico da Bacia do São Francisco, considerando-se o limite proposto por Alkmim (2004), e o segundo é referente a Serra do Espinhaço, no contexto da Faixa de Dobramentos Araçuai.

Domínio Bacia do São Francisco

O Domínio Bacia do São Francisco está situado na porção oeste da área mapeada e compreende as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. O padrão estrutural dominante é um notável sistema de dobramentos interestratais de eixo aproximadamente N-S nas rochas metacálcárias da Formação Sete Lagoas, foliação de direção também N-S com mergulho para leste muito pervasiva nas rochas metapelíticas, além de dobras abertas regionais de eixo aproximadamente N-S com suave vergência para oeste.

O acamamento nas rochas metapelíticas das unidades Serra de Santa Helena (Figura 21A) e Lagoa do Jacaré (Figura 21B), em geral, apresenta mergulhos baixos a moderados (0 a 44°) para oeste. Contudo, em alguns locais o acamamento mergulha para leste, o que configura as dobras abertas regionais. Já na Formação Sete Lagoas o acamamento mostra uma tendência de mergulhos mais baixos, até 22°, preferencialmente para o quadrante sudoeste (Figura 21C).

A foliação principal (Sn) é mais nítida e pervasiva nas rochas metapelíticas, onde a foliação é do tipo clivagem

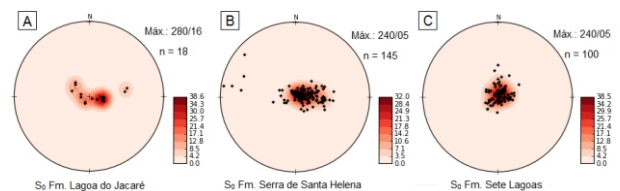


Figura 21 - Projeção estereográfica das medidas de acamamento da (A) Formação Lagoa do Jacaré (B) Formação Serra de Santa Helena (C) Formação Sete Lagoas.

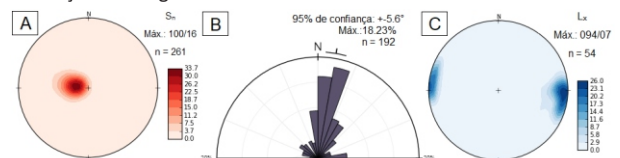


Figura 22 - Projeções das medidas do Domínio Bacia do São Francisco (A) Projeção estereográfica das medidas de foliação principal (Sn), com máximo modal de 100/16 (n=261). (B) Diagrama de roseta das direções de fraturas evidenciando tendência N10-20E. (C) Projeção estereográfica das medidas de lineação de estiramento mineral, com máximo modal de 094/07.

ardosiana. Já nos metacálcários, apresenta-se como xistossidade. As medidas possuem uma tendência de mergulho para leste, em geral, baixos, sendo o máximo modal de 100/16 (Figura 22A).

As fraturas são mais desenvolvidas e frequentes nos metapelitos. São caracterizadas por planos bem marcados, em geral fechados, sendo em alguns casos preenchidos por veios milimétricos de quartzo ou por filmes de óxidos de manganês. Regionalmente, as fraturas apresentam direção preferencial N10-20E e N80-90E (Figura 22B), em que predominam fraturas verticais a subverticais, com ângulos de mergulho variando entre 60 e 90°. Nas formações Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré as fraturas possuem espaçamento médio decimétrico, ao passo que na Formação Sete Lagoas, o espaçamento médio é de ordem métrica.

A lineação de estiramento mineral (Lx) é evidenciada pelo alongamento de minerais micáceos, como biotita, e quartzo, ao longo dos planos de foliação. De modo geral, apresenta caráter penetrativo, com uma tendência de 094/07, indicando movimento na direção leste-oeste (Figura 22C). No entanto, em afloramentos da Formação Sete Lagoas outra estrutura linear é observada no plano do acamamento, sendo marcada pela orientação de sericita e clorita. Nessa situação, a lineação se deve ao deslizamento interestratil que ocorre na unidade.

As principais dobras em escala de afloramento são as interestratais da Formação Sete Lagoas. Essas dobras são apertadas a isoclinais, recumbentes e não-cilíndricas, de escala centimétrica a métrica. Podem ocorrer também dobras com flancos rompidos (Figura 23A) e dobras por propagação de falhas (Figura 23B).

Os melhores afloramentos das dobras interestratais estão na Serra de Rodeador e, principalmente, em uma pedreira desativada a sul de Rodeador, onde o desmonte dos blocos facilita a visualização das estruturas. No local, observa-se uma dobra decamétrica de Classe 2 (Ramsay, 1967) com vergência para NW, isoclinal, recumbente, simétrica e com zona de charneira sub-arredondada (Figura 24A). Estruturas de dissolução, representadas por estilólitos (Figura 24B), e dobras parasíticas em Z, M e S

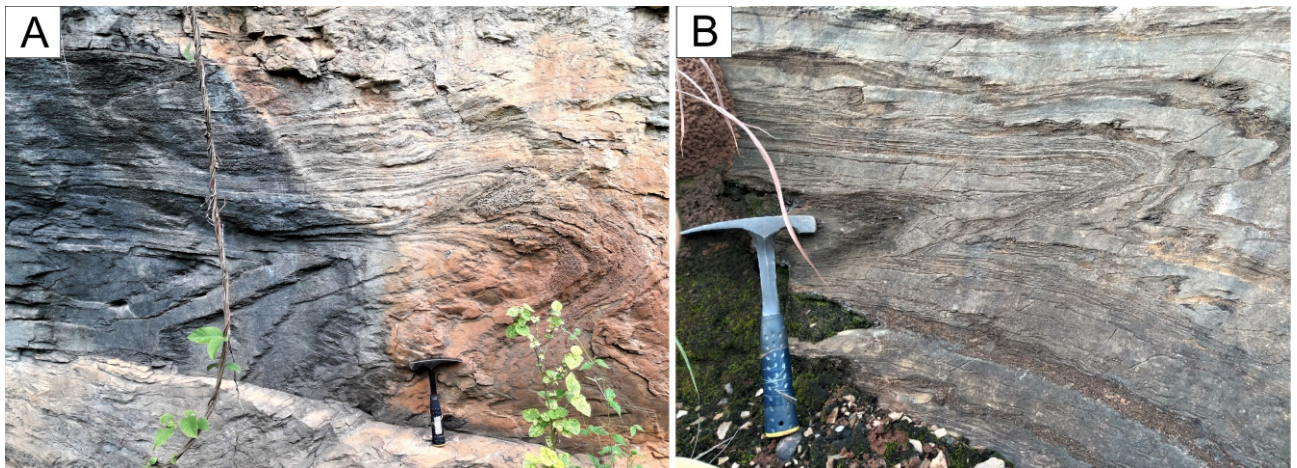


Figura 23 - Dobras em metacalcário da Formação Sete Lagoas. (A) Dobra interestratal com flanco rompido. (UTM Zona 23S WGS84, 599608E, 7979184N) (B) Fault propagation folds. (UTM Zona 23S WGS84, 600622E, 7976896N)

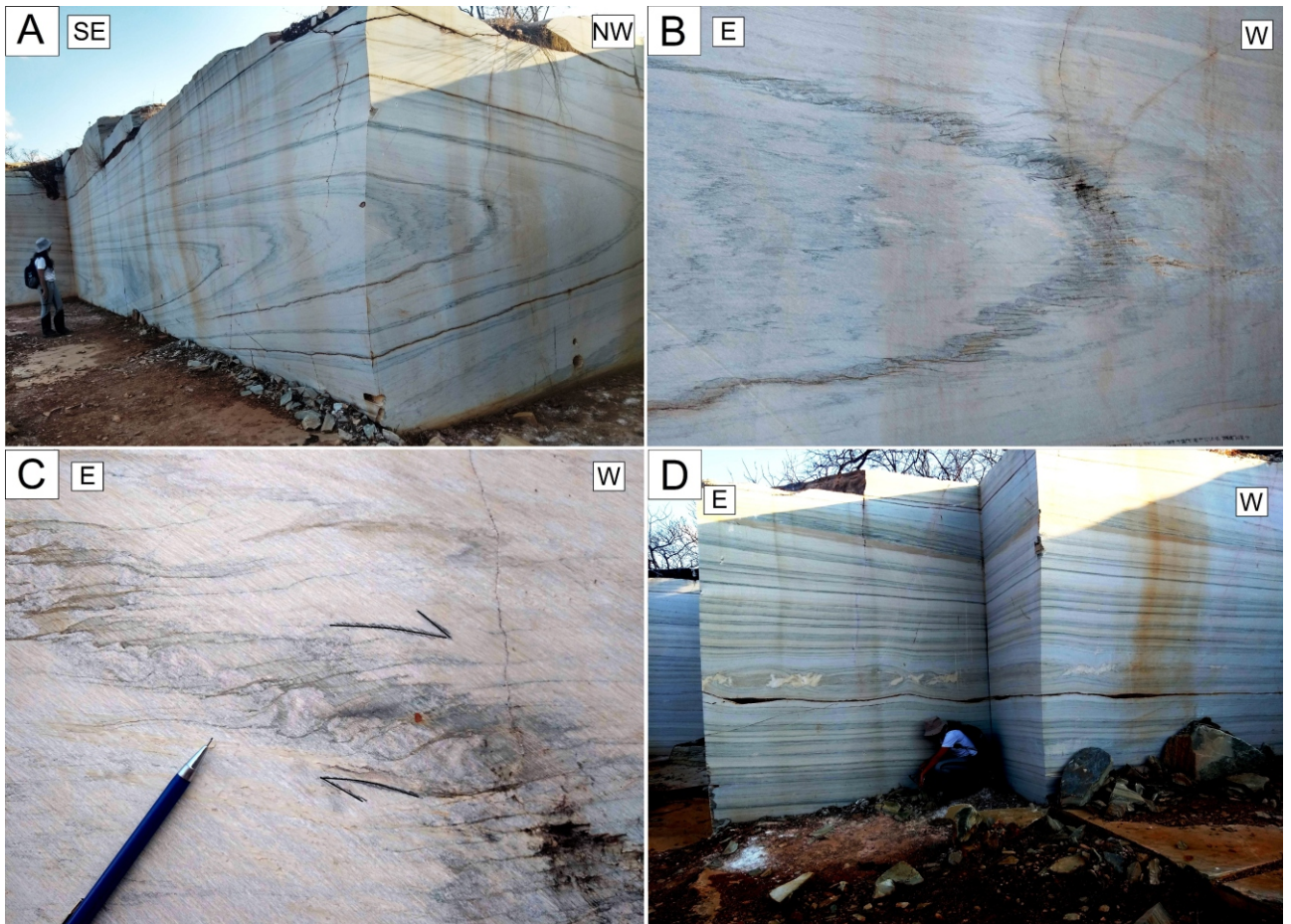


Figura 24 - Pedreira de metacalcário da Fm. Sete Lagoas (UTM Zona 23S WGS84, 599750E, 7976594N). (A) Dobra interestratal de Classe 2. (B) Dobras parasíticas em Z, M e S e estilólitos próximos à zona de charneira da dobra principal. (C) Cisalhamento em flanco de dobra. (D) Boudins retangulares no flanco da dobra.

são constatadas próximas às zonas de charneira das dobras de primeira ordem. Além disso, estão presentes nos estratos do metacalcário pequenas zonas de cisalhamento marcadas pelo contraste de competência das lâminas ricas em clorita e sericita e das lâminas calcíticas (Figura 24C).

A grande dispersão das medidas de eixo das dobras da Formação Sete Lagoas pode ser decorrente da acentuada acilindricidade dessas dobras, que provocam a rotação do eixo (Figura 25). Ademais, essas dobras não apresentam vergência bem definida, podendo apresentar planos axiais com mergulhos baixos tanto para leste quanto para oeste.

Indicadores cinemáticos como boudins e porfiroclastos rotacionados também estão presentes. Os boudins ocorrem no flanco das dobras e são centimétricos do tipo retangular, mostrando leve rotação para oeste de modo sintético em relação ao sentido de cisalhamento (Figura 24D). Já os porfiroclastos rotacionados são do tipo δ e indicam deformação não-coaxial com movimentação, em geral, de sudeste para noroeste. Microscopicamente, observou-se sigmoides em metacalcário da Formação Sete Lagoas que indicam transporte de massa de nordeste para sudoeste (Figura 26A) e biotitas em formato sigmoidal no metapelito da Formação Serra de Santa Helena, onde o sentido do cisalhamento indica

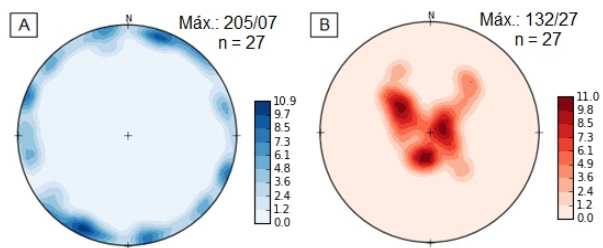


Figura 25 - Projeção estereográfica das medidas de (A) eixo e (B) plano axial calculados a partir dos flancos das dobras interestratiais da Formação Sete Lagoas.

movimentação de oeste para leste, sendo, portanto, antitético em relação ao sentido de cisalhamento (Figura 26B).

Além disso, próximo à falha de empurrão regional, na Serra de Rodeador, falhas reversas de porte métrico estão presentes. Geralmente, apresentam mergulhos para sudeste e noroeste com ângulos que variam de 25 a 50°.

Domínio Serra do Espinhaço

O Domínio Serra do Espinhaço está localizado na porção leste da área mapeada e compreende as formações Córrego Pereira e Rio Pardo Grande, do Supergrupo Espinhaço, e a Formação Duas Barras, do Grupo Macaúbas, além de diques da Suíte Pedro Lessa. Estruturalmente, é marcado por um anticlinório a norte e um anticlinal a sul de eixo aproximadamente NNW-SSE. As rochas aflorantes apresentam-se, na maioria das vezes, foliadas e fraturadas.

O acamamento encontra-se comumente preservado e é marcado principalmente pelos planos de estratificação nas rochas, com máximo modal de 240/05 (Figura 27A). Em relação à orientação, possui direção preferencial NW-SE e mergulhos baixos a moderados (até 50°) para os quadrantes sudoeste e nordeste, o que caracteriza as dobras abertas com vergência para oeste interpretadas em mapa. Em alguns locais, o acamamento mergulha para norte ou sul, em geral com ângulos baixos (até 20°), configurando o caimento dos anticlinais identificados na área.

A foliação principal (Sn) é mais pervasiva nas rochas de granulometria mais fina, como metapelitos e metarritmitos da Fm. Rio Pardo Grande, em que se apresenta como clivagem ardosiana. Nas rochas quartzíticas ela ocorre de maneira incipiente, muitas vezes nem sendo identificável. A foliação apresenta direção preferencial N-S com mergulhos moderados a altos (20 a 60°) para leste, com máximo modal de 087/62 (Figura 27B). Além disso, nas rochas metadolomíticas, essa foliação manifesta mergulhos mais altos, em torno de 70 a 80°.

As fraturas encontram-se, muitas vezes, preenchidas por veios de quartzo, principalmente nas rochas metadolomíticas, ou por filmes de óxido de manganês, nos metapelitos da Formação Rio Pardo Grande. São constatadas duas famílias de fraturas com direções principais N20-30W e N70-80E (Figura 27C). Em geral, as fraturas são verticais a subverticais. Quando apresentam

mergulhos mais baixos (até 20°), estão concentradas nos metadolomitos e metarenitos da Formação Rio Pardo Grande.

As lineações de estiramento mineral (Lx) neste domínio ocorrem majoritariamente nos metadolomitos da Formação Rio Pardo Grande. Essas lineações são marcadas principalmente pelo estiramento de grãos de quartzo nos planos de foliação e apresentam sentido E-W com caimento para leste (Figura 27D).

Dobras hectométricas de eixo N-S com pequena inflexão para NNW a nordeste da área mapeada caracterizam um anticlinório na porção norte. Em escala de afloramento, ocorrem também dobras abertas decimétricas a métricas nos metarenitos e metarritmitos localizados na porção mais a leste do domínio.

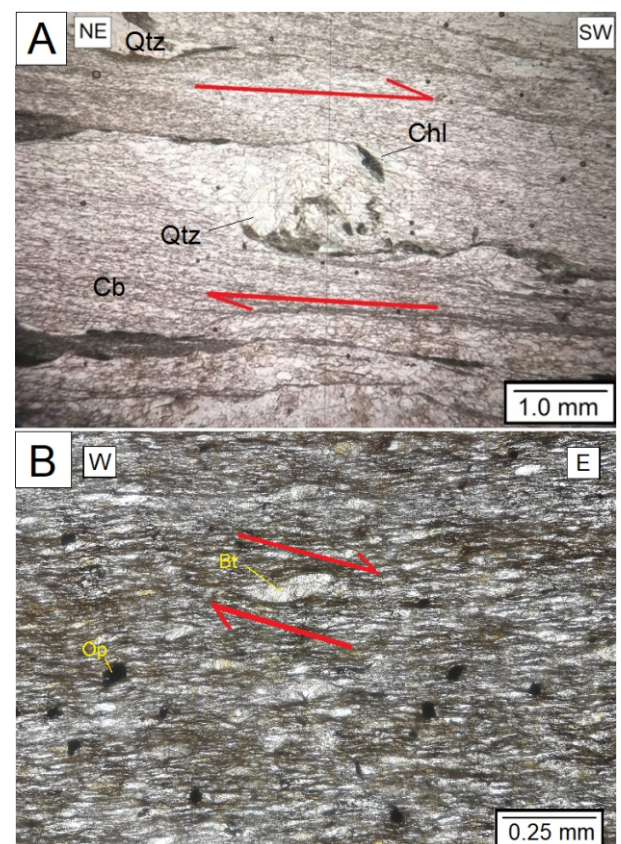


Figura 26 - Fotomicrografias a nicóis descruzados. (A) Sigmoide com movimento dextral de topo para sudoeste em metacalcário da Fm. Sete Lagoas. Orientação perpendicular ao acamamento. (B) Sigmoide de biotita em metapelite da Fm. Serra de Santa Helena mostrando movimento com vergência para leste. Plano perpendicular à foliação. (Qtz = quartzo, Chl = clorita, Cb = carbonato, Bt = biotita, Op = minerais opacos)

Na estrada de ferro, próximo à Rodeador, uma zona de cisalhamento que ocorre entre o metarenito e o metadolomito da Formação Rio Pardo Grande é marcada principalmente pelo aparecimento de duas zonas de cisalhamento de menor porte, uma de atitude 105/71, outra, 342/82, que ocorrem em níveis filíticos, onde a deformação é concentrada (Figura 28). Provavelmente, a primeira está relacionada a um movimento inverso, enquanto a segunda, transcorrente. O aparecimento de uma foliação do tipo S-C (S-128/56 e C-105/71) evidencia o movimento de leste para oeste existente no local.

DISCUSSÃO Estratigrafia

A caracterização geológica-estrutural da região de Rodeador consistiu basicamente na descrição e análise de dados coletados em campo das formações Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (Grupo Conselheiro Mata), diques metabásicos da Suíte Pedro Lessa, além de rochas do Grupo Macaúbas (Formação Duas Barras) e do Grupo Bambuí (formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré).

O ambiente de deposição da Formação Córrego Pereira pode ser definido como litorâneo a marinho raso (eg. Dossin et al., 1990; Martins-Neto, 2007; Lopes et al., 2014). Estruturas primárias identificadas, como marcas onduladas assimétricas e estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, corroboram com esta interpretação.

Os metaconglomerados e quartzitos conglomeráticos do Grupo Macaúbas foram interpretados como pertencentes à Formação Duas Barras, assim como também definido por Fraga (2013). As outras unidades do Grupo Macaúbas podem não estar presentes devido a processos erosivos que atuaram de forma intensa na região. A sedimentação da Formação Duas Barras está associada à fase rifte da Bacia Macaúbas, assim como definido por Pedrosa-Soares et al. (2011). São depósitos pré-glaciais, de ambiente fluvial a marinho raso.

O Grupo Macaúbas aflora em escala mapeável somente na porção centro-leste da área. A não continuidade da unidade, tanto para norte quanto para sul, pode ser justificada pela discordância erosiva existente entre o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas, que propiciou a deposição da unidade em porções descontínuas da bacia, somada à erosão, que permitiu aflorar a unidade inferior (Fm. Rio Pardo Grande) nos locais. Um indício é a ocorrência de afloramentos das rochas metaconglomeráticas do Grupo Macaúbas, em escala não mapeável, a norte da área delimitada para essa unidade, próximo à antiga estrada de ferro.

As unidades do Grupo Bambuí foram depositadas em ambiente marinho plataformar (Uhlein et al., 2004; Iglesias & Uhlein, 2009; Fragoso et al., 2011). A deposição das rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas ocorreu em ambiente marinho raso, após uma transgressão marinha. Em seguida, depositaram-se os pelitos da Formação Serra de Santa Helena, que representa o afogamento gradual da plataforma carbonática em que foi sedimentada a unidade anterior, em ambiente marinho um pouco mais profundo. Posteriormente, houve então uma regressão marinha, resultando em plataformas carbonáticas de alta energia (Iglesias & Uhlein, 2009), com períodos de relativa calma, contexto em que foram depositados os pelitos e calcários da Formação Lagoa do Jacaré.

Diques clásticos

Diques clásticos deposicionais são feições relativamente comuns na Formação Rio Pardo Grande, sendo a rocha encaixante os metadolomitos do topo dessa unidade. Tais diques foram anteriormente descritos na região por Batista et al. (1985) e Romano et al. (2014).

O dique clástico de matriz não foliada e com clastos que apresentam foliação em direções preferenciais variáveis, localizado na estrada de ferro entre Rodeador e Conselheiro Mata, pode estar associado à deposição em canal mais recente que o Evento Brasileiro. Enquanto o dique clástico de grande extensão localizado mais a oeste nessa mesma estrada, é um quartzito conglomerático com matriz foliada cuja deposição está provavelmente relacionada ao Grupo Macaúbas. Entretanto, é importante ressaltar que definir a unidade estratigráfica na qual esses diques clásticos pertencem é uma questão complexa. Se estiverem relacionados ao Grupo Macaúbas, são sedimentos de idade neoproterozoica depositados em cavidades pré-existentes nos metadolomitos do Supergrupo Espinhaço.

Estrutural

A estruturação da área de estudo é marcada por um grande evento deformacional de regime compressivo com transporte de massa de leste para oeste que ocorreu durante o Evento Brasileiro, entre 630 e 530 Ma (Pedrosa-Soares et al., 2001, 2007). Esse evento foi responsável pela formação de dobras de eixo preferencialmente N-S e de zonas de cisalhamento/falhas de empurrão de direção também N-S mergulhantes para leste, além do metamorfismo na fácies xisto verde existente na região.

Na área estudada foram reconhecidas 2 fases principais de deformação relacionadas ao Brasileiro. A Fase I é a mais significativa e está vinculada ao aparecimento de dobras decamétricas a quilométricas abertas de eixo N-S com suave vergência para oeste que ocorrem principalmente nas unidades do Supergrupo Espinhaço, à geração de zonas de cisalhamento de caráter dúctil-rúptil e ao aparecimento de fraturas E-W, NW-SE e NNE-SSW. A Fase II é constatada na área através da inflexão e

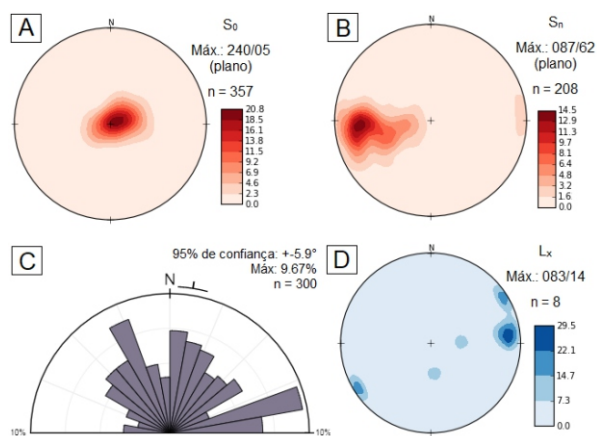


Figura 27 - Projeções das medidas do Domínio Serra do Espinhaço (A) Projeção estereográfica das medidas de acamamento, com máximo modal de 240/05 (n=357). (B) Projeção estereográfica das medidas de foliação, com máximo modal de 087/62 (n=208). (C) Diagrama de roseta das direções de fraturas, evidenciando tendência N20-30W e N70-80E. (D) Projeção estereográfica das medidas de lineação de estiramento mineral, mostrando caimento para leste (máx 083/14).

caimento dos eixos dos anticlinais observados na região. Dessa forma, os dois anticlinais principais observados na área são correspondentes a um grande anticlinal de eixo aproximadamente N-S que foi dobrado a partir da superposição de uma segunda fase de deformação ortogonal à primeira.

A Fase I corresponde às duas primeiras fases de deformação propostas por Uhlein (1991) e Dussin & Dussin (1995) de compressão na direção leste-oeste. Esses autores identificam como segunda fase o aparecimento de suaves ondulações sobre as estruturas anteriores, produzindo, localmente, uma clivagem espaçada. No entanto, como essa última estrutura não foi identificada na área, optou-se por considerar o desenvolvimento de apenas uma fase. Já a fase II corresponde à terceira fase proposta por Uhlein (1991) e Dussin & Dussin (1995), de esforço norte-sul.

A foliação principal (S_n) no domínio da Bacia do São Francisco parece estar relacionada aos planos de cisalhamento, visto que apresenta mergulhos baixos (até 20°) para leste. Já no domínio Serra do Espinhaço, S_n expõe mergulhos moderados a altos, podendo estar ligada ao plano axial das dobras. Por outro lado, nos metadolomitos da Formação Rio Pardo Grande, a foliação passa a exibir mergulhos bem altos, entre 70 e 80° , o que pode ser explicado pela própria reologia da rocha. Além disso, ocorre em alguns locais o desenvolvimento de estruturas do tipo S-C relacionadas às zonas de cisalhamento.

A direção principal de fraturas $N70-90E$ é encontrada em ambos os domínios estruturais. Outras direções preferenciais são $N10-20E$, para o domínio Bacia do São Francisco, e $N20-30W$, para o domínio Serra do Espinhaço. A manifestação de fraturas de direção E-W, NW-SE e NNE-SSW são compatíveis com a compressão E-W, já as outras podem estar relacionadas a movimentos neotectônicos.

Bacellar (1989) constata importantes falhas de empurrão com geometria típica em rampas e patamares associadas a zonas de cisalhamento dúcteis no limite do cráton. Nesse sentido, a falha de empurrão principal da área de mapeamento está relacionada ao sistema de rampas na região, uma vez que próxima à sua margem, a foliação principal apresenta mergulhos moderados a altos para leste.

O padrão de dobramento da Formação Sete Lagoas, marcado pelo desenvolvimento de dobras interestratais, isoclinais a apertadas recumbentes, em geral, não-cilíndricas, se deve principalmente ao comportamento dos calcários sob variação de temperatura e pressão. Quando submetidas a esforços, essas rochas tendem a se deformar com maior facilidade devido à sua reologia. O dobramento interestratil que ocorre na Formação Sete Lagoas é formado provavelmente por deslizamento flexural (buckling), que corresponde ao deslizamento ao longo dos contatos entre as camadas durante o dobramento, uma vez que ocorrem pequenas zonas de cisalhamento entre as lâminas carbonáticas e micáceas da rocha.



Figura 28 - Zonas de cisalhamento (ZC); imagem com visada para sul (UTM Zona 23S WGS84, 602173E, 7977548N).

A lineação de estiramento mineral, encontrada principalmente nos metapelitos e nos metacalcários das unidades do Grupo Bambuí, é desenvolvida quando S_n apresenta mergulhos baixos e está associada a zonas de cisalhamento dúcteis formadas durante a principal fase de deformação. Em geral, ela é do tipo down-dip a oblíqua com orientação preferencial E-W.

Os diferentes indicadores cinemáticos identificados na área mostram que a deformação ocorreu principalmente por cisalhamento simples, ou seja, não coaxial, uma vez que aparecem porfiroclastos rotacionados, boudins assimétricos e foliação sigmoidal. Além disso, esses indicadores apontam, no geral, movimento de leste para oeste na região.

A área está localizada na Saliência da Serra Mineira, que corresponde à interseção do Orógeno Araçuaí com o Aulacógeno de Pirapora. Durante a colisão entre o cráton e o cinturão orogênico, o aulacógeno funcionou como um local preferencial para a dissipação de tensões e concentração de deformações no interior das zonas cratônicas (Alkmim & Cruz, 2005). Neste setor do Orógeno Araçuaí, o conjunto de dobras e falhas configura uma curvatura antitaxial, com sua culminação localizada na região de Conselheiro Mata (Oliveira, 1994). Essa curvatura pode ser verificada pela inclinação para NNW das zonas de charneira das dobras encontradas na área de estudo.

Costa et al. (1993) definem o contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco na região como uma dobra assimétrica, provavelmente relacionada a uma rampa e/ou descolamento em profundidade. Essa dobra corresponderia aos anticlinais principais observados na área. No entanto, o contato entre essas unidades está associado também a uma extensa falha de

de empurrão no sentido N-S, uma vez que há o aparecimento de importantes zonas de cisalhamento e falhas próximas ao contato dessas unidades.

A Formação Rio Pardo Grande em sua área tipo

A deposição do Grupo Conselheiro Mata é marcada por ciclos transgressivos e regressivos, numa fase de estabilidade tectônica na bacia (Garcia & Uhlein, 1987). O modelo de sedimentação da Formação Rio Pardo Grande foi proposto de acordo com as associações de fácies reconhecidas neste trabalho. Assim como definido por outros autores (eg. Garcia & Uhlein, 1987; Dossin et al., 1990; Santos et al., 2015), o ambiente de deposição desta formação é interpretado como marinho raso com atuação de ondas e marés, além de porções mais restritas, onde teria ocorrido a sedimentação carbonática.

Inicialmente, na base da unidade, foram depositadas as rochas finas da Fácies FI, sendo a sedimentação de caráter puramente siliciclástico.

A Fácies FI é interpretada como de ambiente marinho, com intercalação de períodos de intensa calma e períodos de tempestade, assim como discutido por Santos et al. (2015). Os metapelitos foram depositados em períodos de calma, com influência de ondas de tempo bom. Já os metarenitos provavelmente se formaram pela atuação de ondas de tempestade, indicando ambiente de alta energia. A presença dos metarritmitos e de diques de areia nos metarenitos, favorecem a hipótese de sedimentação em meio a um contexto de alta energia. Os pequenos diques arenosos presentes na Fácies FI da Formação Rio Pardo Grande já haviam sido citados por Batista et al. (1985) e Santos et al. (2015).

Uma regressão marinha provocou a exposição sub-aérea da plataforma constituída por metarenitos da unidade inferior (Formação Córrego Pereira). Houve a formação de vales incisos, posteriormente preenchidos por sistemas fluviais entrelaçados, resultando na sedimentação de conglomerados e arenitos grossos. Dessa forma, originaram-se as lentes metaconglomeráticas e metareníticas de granulometria grossa incluídas na Fácies Gsm.

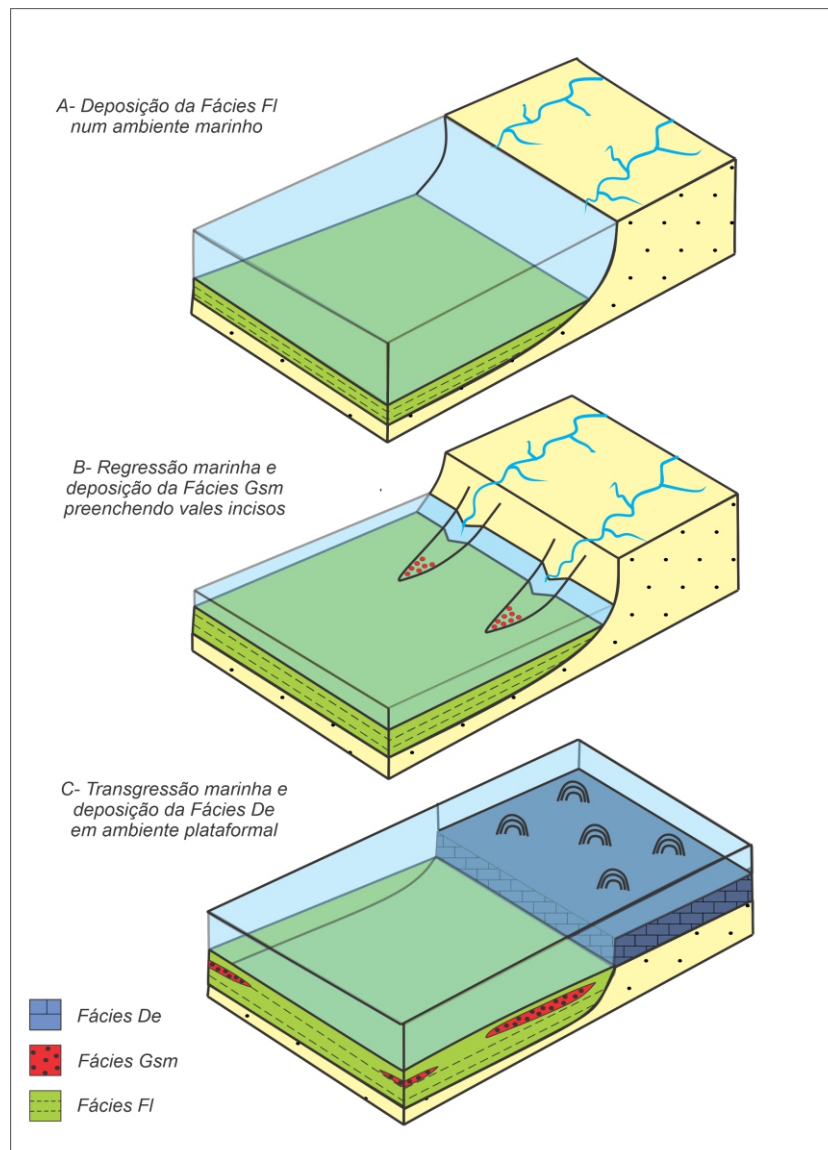


Figura 29 - Modelo deposicional esquemático da Formação Rio Pardo Grande.

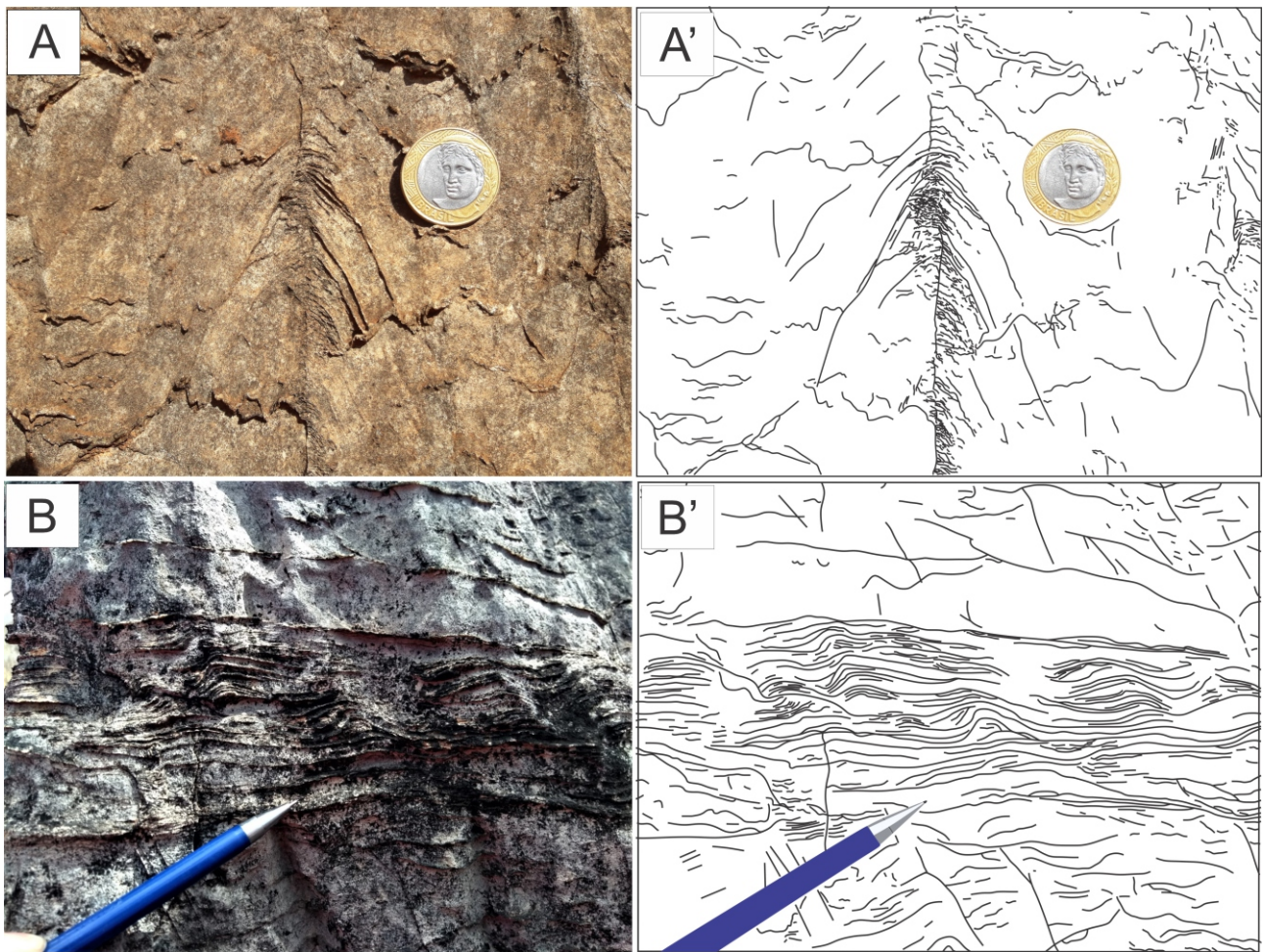


Figura 30 – Estruturas estromatolíticas nos metadolomitos da Formação Rio Pardo Grande. (A) e (A') Estromatólito colunar. (UTM 23S WGS84, 601522E, 7977968N); (B) e (B') Tapetes microbialíticos. UTM 23S WGS84, 600857E, 7976975N).

Até o presente momento, não haviam registros da ocorrência de metaconglomerados na Formação Rio Pardo Grande, sendo estes, portanto, descritos pela primeira vez neste trabalho. Apesar da pequena expressão areal, a presença desses metaconglomerados é de grande relevância, pois representa um registro da regressão marinha que ocorreu no fim da deposição do Supergrupo Espinhaço, antecedendo ao último evento transgressivo que se tem registros.

Diversos autores demonstram a existência de correlações estratigráficas entre o Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais e na Bahia (eg. Uhlein, 1991; Danderfer Filho, 2000; Uhlein & Chaves, 2001). A Formação Morro do Chapéu, unidade de topo do Grupo Chapada Diamantina (BA) pode ser correlacionada à Formação Rio Pardo Grande, unidade de topo do Grupo Conselheiro Mata (MG). Conglomerados originados a partir de uma regressão marinha e ocorrendo preenchendo vales incisos já foram descritos na Formação Morro do Chapéu (Dominguez, 1993).

Por fim, houve uma transgressão marinha evidenciada pela mudança do sistema predominantemente siliciclástico (Fácies Fl e Gsm) para um sistema carbonático (Fácies De), e que resultou no estabelecimento de uma plataforma mista carbonato-siliciclástica. A sedimentação passou a ser rasa, o aporte de sedimentos siliciclásticos se tornou escasso ou muito pequeno e o ambiente era de águas calmas.

Com isso, no topo da unidade, depositou-se a espessa camada dolomítica da Fácies De, que apresenta estromatólitos estratiformes e estromatólitos colunares. Tagliari (2013), estudando ambientes de sedimentação mista, discute a ocorrência preferencial de sedimentação siliciclástica durante fases de mar baixo e sedimentação carbonática durante fases transgressivas e de mar alto. A redução substancial do influxo siliciclástico no decorrer da sedimentação da Formação Rio Pardo Grande devido a eventos de transgressão/regressão foi discutida anteriormente por Santos et al. (2015). A interpretação dos ambientes de sedimentação da Formação Rio Pardo Grande foi sintetizada no modelo deposicional esquemático da Figura 29.

Os estromatólitos colunares identificados nos metadolomitos são do tipo SH (Figura 30A), segundo a classificação de Logan et al. (1964), sendo não ramificados e com estrutura interna convexa. São formas colunares cônicas com zona axial, provavelmente pertencentes ao grupo Conophyton. Já os tapetes microbialíticos são caracterizados por sucessivos níveis irregulares com espessura milimétrica (Figura 30B). São estromatólitos estratiformes do tipo LLH, segundo a classificação proposta por Logan et al. (1964). Essas faixas possuem espessura total decimétrica e podem eventualmente gradar, tanto lateralmente como verticalmente, para estromatólitos colunares.

Estromatólitos estratiformes (LLH) e estromatólitos colunares (SH) já haviam sido descritos por Schöll & Fogaça (1980) nos metadolomitos da região entre Rodeador e Conselheiro Mata. Entretanto, para eles, os metadolomitos estromatolíticos da região pertenciam ao Grupo Macaúbas, e não ao topo do Supergrupo Espinhaço como interpretado neste trabalho. Tais autores ainda subdividem os estromatólitos colunares em dois grupos: Conophyton e Jacutophyton, sendo estes diferenciados pela presença de ramificações na zona axial nos estromatólitos do segundo grupo.

CONCLUSÃO

A região estudada encontra-se na transição entre o Cráton do São Francisco e o Orógeno Araçuaí, sendo esse limite caracterizado por uma extensa falha de empurrão de direção norte-sul e mergulho para leste, que subdivide a área em dois domínios estruturais: o Domínio Bacia do São Francisco, que compreende as unidades do Grupo Bambuí na porção oeste da área mapeada, e o Domínio Serra do Espinhaço, que engloba o Grupo Macaúbas e as formações Rio Pardo Grande e Córrego Pereira, aflorantes na porção leste.

Estão presentes dois grandes anticlinais de eixo aproximadamente NNW-SSE na porção leste da área e consideráveis fraturas subverticais orientadas segundo WNW-ESE e NNW-SSE. A deformação imposta nas rochas justifica-se pela ocorrência de um grande evento deformacional de regime compressivo com transporte de massa de leste para oeste que ocorreu durante o Brasileiro. Os diferentes indicadores cinemáticos existentes apontam um movimento de leste para oeste e indicam deformação principalmente por cisalhamento simples. Além disso, os metacalcários da Formação Sete Lagoas são marcados por dobramentos interestratiais, com dobras isoclinais a apertadas recumbentes, em geral, não-cilíndricas.

A caracterização stratigráfica da Formação Rio Pardo Grande permitiu sua subdivisão em três fácies: Fácies Fl - metapelitos, metarritmitos e metarenitos finos; Fácies Gsm - metarenitos grossos e metaconglomerados; e Fácies De - metadolomitos. A base da Formação Rio Pardo Grande é constituída por intercalações de metapelitos, metarritmitos e metarenitos finos, com cerca de 250 metros de espessura, apresentando eventuais lentes metaconglomeráticas, que ainda não haviam sido descritas na unidade, e lentes quartzíticas de granulometria grossa. O topo da formação é marcado por metadolomitos com espessura aproximada de 500 metros, muitas vezes associados a estromatólitos.

A deposição da Formação Rio Pardo Grande se deu num ambiente marinho raso e é marcada por pequenos ciclos regressivos-transgressivos, numa fase de estabilidade tectônica na bacia. De início, a sedimentação era puramente siliciclástica, e foi depositada a Fácies Fl. Posteriormente, a ocorrência de uma regressão marinha é evidenciada pela sedimentação da Fácies Gsm. Por fim, a partir de uma transgressão marinha, houve a diminuição do aporte de sedimentos siliciclásticos e a

sedimentação passou a ser rasa, com o estabelecimento de uma plataforma mista carbonato-siliciclástica, contexto em que foi depositada a Fácies De.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à Petrobras pelo apoio financeiro, ao Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) e aos professores do Instituto de Geociências da UFMG envolvidos no Programa de Formação de Recursos Humanos Petrobras (PRH-PB 238) pelo inestimável suporte na realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Alkmim F. F., Brito Neves B. B., Castro Alves J. A. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In JML Domingues, A Misi (eds) O Cráton do São Francisco SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 45-62.
- Alkmim F. F. & Martins-Neto M. A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço Estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A. Bacia do São Francisco geologia e recursos naturais. SBG, Belo Horizonte, p. 9-30.
- 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. et al. (eds) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 17-34, São Paulo, Beca, 647p.
- Alkmim F. F. & Cruz S. C. P. 2005. Crátogenos, aulacógenos, orógenos e sua interação: O caso do Cráton do São Francisco-Congo e sistemas brasileiros/ pan-africanos adjacentes. In: SBG, Simp. sobre o Cráton do São Francisco, 3, Anais, p.185-187
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:349-364.
- Almeida-Abreu P. A., Fernandes P. C. de O., Knauer L. G., Hartmann M. B., Donato M. T. R., Schorscher H. D. 1986. Elementos da zona de cisalhamento dúctil da borda oriental da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. In: 34. Congr. Bras. Geol., Goiânia, Anais, vol. 2, p. 1219–123.
- Almeida-Abreu P. A. 1993. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese de Doutorado, Univ. de Freiburg, 150 p.
- Almeida-Abreu P. A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): O rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3(1): 1-18.
- Babinski M., Vieira L. C., Trindade R. I. F. da. 2007. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambu Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, 19 (6): 401-406.
- Babinski M., Pedrosa-Soares A. C., Trindade R. I. F., Martins M., Noce C. M., Liu D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gond. Res.*, 21:451–465.

- Bacellar L. A. P. 1989. Geologia estrutural do Supergrupo São Francisco ao longo da seção regional Coromandel-Três Marias-Conselheiro Mata, MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia da Escola de Minas, UFOP, 128 p.
- Batista Á. J., Castro W. B. de M., Greco F. M., Uhlein A., Karfunkel J. 1985. Mapeamento geológico da região da Serra de Minas, entre Conselheiro Mata-Diamantina (MG) e Rodeador-Monjolos (MG). Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Minas Gerais, 34 p.
- Batista A. J., Castro W. B. M., Greco F. M., Uhlein A., Karfunkel J. 1986. Geologia da Serra do Espinhaço entre Conselheiro Mata e Rodeador, Minas Gerais. In: SBG Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais, 2: 949-959.
- Castro P. T. A., Dardenne M. A. 1995. O Conglomerado Samburá (Grupo Bambuí, Neoproterozóico) e rochas sedimentares associadas no flanco leste da FSerra da Pimenta, SW de Minas Gerais: um sistema de Fan-Delta. *Geonomos*, 3(2): 35-41.
- Caxito F. A., Uhlein A., Sanglard J. C. D., Dias T. G., Mendes M. C. D. 2012. Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto Fold Belt, northwestern Bahia/Southern Piauí. *Rev. Bras. Geoc.*, 42(3): 523-538.
- 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 Res.* 22, 200–206.
- Costa M. T. & Branco J. J. R. 1961. Introdução. In: Branco J.J.R. (ed.) Roteiro para a excursão Belo Horizonte – Brasília. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 14, Anais, 15:1-119.
- Costa S. M. A., Rolim V. K., Silva H. C. 1993. O contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Supergrupo São Francisco na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional. In: Anais do VII Simp. Geol. de Minas Gerais e IV Simp. Nac. Est. Tectônicos, Belo Horizonte, p. 222-225.
- D'Agrela-Filho M. S., Cordani, U. G. The paleomagnetic record of the São Francisco-Congo Craton. In: HEILBRON, M. et al. (eds.) São Francisco Craton, Tectonic genealogy of a miniature continent. Ed. Springer. p. 305-320. 2017.
- Danderfer Filho, A. 2000. Geologia Sedimentar e Evolução Tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia., Tese de doutoramento, Universidade de Brasília, Brasília, DF, Brasil. 498 p.
- Dardenne M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: An. XX, Congr. Bras. Geol., Recife, 2:597-610.
- Dominguez J. M. L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: DOMINGUEZ, J.M.L. & MISI, A. eds. O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG. p. 137-159.
- Dossin I. A., Uhlein A., Dossin T. M. 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, Minas Gerais. In: An. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, p. 3118-3132.
- Dossin I. A., Chaves M. L., Uhlein A., Alvarenga C. J. S. 1985. Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina - MG. In: SBG, Simp. Geol. de Minas Gerais, III, Anais, p. 276-284.
- Dossin I. A., Dossin T. M., Chaves M. L. de S. C. 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - Os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Rev. Bras. Geoc.*, 20(1-4): 178-186.
- Dussin T. M., Dussin I. A., Rossi P., Charvet J. 1994. Dating of the Mesoproterozoic tensional event in the Espinhaço Range, Southeastern of the São Francisco Craton (SE Brazil). In: Dussin I.A. Evolution structurale de la region del'Espinhaço Meridional, bordure sudest du craton São Francisco, Brésil. Tese de Doutorado, Univ. Orléans, p. 105 - 133.
- Dussin I. A. & Dussin T. M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*, 1: 19-26.
- Féres, W. M. L. 2020. Integração de mapeamento geológico e estimativas geofísicas na Serra do Espinhaço Meridional. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal d
- Filizzola B. R., Galvão F. P, Roncato J. 2019. Stratigraphic and structural relationships through geological and gammaespectrometry analysis in the interface between the São Francisco Craton and The Araçuáí Orogen (Santa Rita Anticline, Minas Gerais, Brazil). *Geonomos* 27(1), 46-59.
- Fraga L. M. S. 2013. Análise estratigráfica do Grupo Macaúbas no domínio meridional da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Tese de Doutorado, IGC-UFMG, 189 p.
- Fraga L. M. S., Neves S. C., Uhlein A., Sial A. N., Pimentel M. M., Horn A. H. 2014. C-, Sr-isotope stratigraphy of carbonate rocks from the Southern Espinhaço Ridge, Minas Gerais, southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 86: 633-648.
- Fragoso, D. G. C.; Uhlein, A., Sanglard, J. C. D.; Suckau, G. L.; Guerzoni, H. T. G.; Faria, P. H. 2011. Geologia dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na Folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: Registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. *Geonomos* 19 (1): 28-38.
- Garcia, A. J. V. & Uhlein, A. (1987). Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). Anais Simpósio Sistemas Depositionais do Pré-Cambriano, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, Bol. 6, Ouro Preto, p. 113-136.
- Heilbron M., Cordani U. G., Alkmim F. F. São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Ed. Springer. 331 p. 2017.
- IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 2019. Base digital de dados cartográficos. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geocienciasnovoportal/downloads-geociencias.html>>. Acesso em 17 de

- Iglesias M. & Uhlein A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 39 (2): 256-266.
- Knauer L. G. 1990. Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de Mestrado, Univ. Campinas, Campinas, S. Paulo, 298 p.
- Knauer L. G. & Ebert H. D. 1997. Estruturação tectônica da região de Diamantina, MG e considerações sobre a idade do Orógeno Espinhaço. VI Simp. Nac. Est. Tectônicos, Anais, 56-58.
- Logan B. W., Rezak R., Ginsburg R. N. 1964. Classification and environmental significance
- Lopes T. C., Leite M. M., Martins S. M., Uhlein A., Karfunkel J., Fonseca A., Uhlein G. J., Freire G. R. 2014. Geologia da Folha Serra do Cabral SE-23-X-C-V. CPRM, Minas Gerais, 72 p.
- 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. In: SBG, Simp. Geol. MG., 5, Anais, p. 1-4.
- Martins M. & Lemos V. B. 2007. Análise estratigráfica das sequências neoproterozoicas da Bacia do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4-suplemento):156-167.
- Miall A. D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, 582 p.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Wiedemann C., Pinto C. P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15(1): 1-16.
- Pedrosa-Soares A. C., Babinski M., Noce C. M., Maximiliano M., Queiroga G., Vilela F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, SE Brazil. *Geological Society, London, Memoirs.*, 36: 523-534.
- Ramsay J. G. 1967. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill, 568 pp.
- Reading H.G. 1986. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications, London, 615p.
- Romano A. W., Friedmann M., Ferreira M. P., Knauer L. G. 2014. Geologia e recursos minerais da folha Corinto: estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000 - SE.23-Z-A-II. Programa Geologia do Brasil, CPRM.
- Santos M. N., Chemale Jr. F., Dussin I. A., Martins M. S., Queiroga G., Pinto R. T. R., Santos A. N., Armstrong R. 2015. Provenance and paleogeographic reconstruction of a mesoproterozoic intracratonic sag basin (Upper Espinhaço Basin, Brazil). *Sedimentary Geology*, v. 318, p. 40-57.
- Schöll W. U. & Fogaça, A. C. C. 1980. Estromatólitos em dolomitos do Grupo Macaúbas (Supergrupo São Francisco) na Região de Conselheiro Mata, MG. Paleobotânica e Áreas Afins na América do Sul, Instituto de Geociências, USP, 11: 31-189.
- Tagliari C. V. 2013. Ambientes de sedimentação mista (siliciclástica e carbonática), cicloestratigrafia e halocinese durante o Albiano, Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo. Tese de Doutorado, UNISINOS, 211 p.
- Uhlein A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de Doutorado, USP, 295 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*, 31(4):433-444.
- Uhlein A., Lima O. N. B., Fantinel L. M., Baptista M. C. 2004. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais (Roteiro Geológico). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 42, Araxá, Anais, CD-Rom (1 vol).
- Uhlein A., Trompette R. R., Egydio-Silva M., Vauchez A. 2007. A Glaciação Stuartiana (750 MA), a estrutura do Rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas. *Geonomos*, 15(1): 45-60.