

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
Departamento de Geologia Aplicada ao Ensino
Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE DUNAS E INTERDUNAS DE IDADE
MESOPROTEROZOICA DA FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL,
DIAMANTINA-MG**

Vitor Vitti Costa

Orientador: Giorgio Basilici

Campinas – São Paulo.

Junho de 2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que estiveram ao meu lado durante o desenvolvimento deste trabalho e que me fortaleceram e orientaram nos momentos de questionamento que surgiram. Em especial, agradeço minha família por todo o suporte e apoio durante estes anos de graduação em Geologia, o meu Orientador Prof. Giorgio Basilici pelo empenho e paciência durante o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço também a todos que colaboraram nas etapas de trabalho de campo, o doutorando Áquila Ferreira Mesquita e os funcionários da Casa da Gloria (UFMG-Diamantina), Geraldinho e Sílvia, além dos amigos que acompanharam esta jornada que aqui se encerra.

A todos os meus sinceros obrigado!

CONTEÚDO

| | |
|---|----|
| 1. RESUMO | 6 |
| 2. INTRODUÇÃO | 7 |
| 3. OBJETIVOS..... | 8 |
| 4. ÁREA DE ESTUDO..... | 8 |
| 5. METODOLOGIA..... | 10 |
| 6. CONTEXTO GEOLOGICO..... | 11 |
| 6.1. BACIAS PRÉ-CAMBRIANAS | 12 |
| 6.2. SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL..... | 12 |
| 6.3. EMBASAMENTO | 14 |
| 6.4. SUPERGRUPO RIO PARAÚNA..... | 14 |
| 6.5. SUPERGRUPO ESPINHAÇO | 16 |
| 6.6 GRUPO GUINDA..... | 17 |
| 6.7. FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL | 18 |
| 6.8. GRUPO CONSELHEIRO MATA | 19 |
| 6.9. EVOLUCAO E ASPECTOS ESTRUTURAIIS DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO | 20 |
| 7. DESCRIÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL | 24 |
| 7.1. FÁCIES ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA | 25 |
| 7.2. FÁCIES ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TIPO <i>SCALLOPED</i> | 26 |
| 7.3. FÁCIES ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA | 27 |
| 7.4. FÁCIES ESTRATIFICAÇÃO DE ADESÃO | 28 |
| 8. SISTEMA DEPOSICIONAL E ELEMENTOS ARQUITETURAIIS..... | 29 |
| 9. DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO | 32 |
| 9.1. PRIMEIRO PERFIL | 32 |
| 9.2. SEGUNDO PERFIL..... | 34 |
| 9.3. TERCEIRO PERFIL | 35 |
| 10. DISCUSSÃO..... | 38 |
| 11. CONCLUSÃO..... | 40 |
| 12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 41 |

1. RESUMO

A Formação Galho do Miguel, posicionada na Serra do Espinhaço, representa um sistema eólico pré-cambriano, por isto é um tópico pouco comum e de difícil compreensão.

A partir de observações feitas na etapa de campo deste trabalho, foram realizados três perfis bidimensionais de fácies expostas, correspondentes a um pacote com mais de 20 m de espessura. Em tal modo foi possível à descrição das estruturas sedimentares presentes, juntamente com suas superfícies limitantes, e foi realizável interpretação das fácies e das associações de fácies.

Mediante estes métodos foi viável interpretar o tipo de dunas e interdunas presentes na Formação Galho do Miguel, inferir a direção dos paleoventos responsáveis pelo transporte de sedimentos e atribuí-los a um sistema deposicional eólico de ambiente desértico classificado como *erg* (*sand sea*).

Palavras-Chave: depósitos eólicos; *erg*; Formação Galho do Miguel; Mesoproterozoico.

2. INTRODUÇÃO

Paisagens formadas através da ação dos ventos e vastas áreas cobertas por dunas eólicas são aspectos constantes e importantes na evolução terrestre. A distribuição geográfica mundial de sistemas antigos de mares de areia (*erg*) é evidente em exposições rochosas distribuídas ao redor da superfície terrestre, sendo possível observar casos de idades desde o pré-cambriano até o atual (Kocurek, 1991).

A distinção dos processos envolvidos na evolução de depósitos eólicos fanerozoicos, cujos modelos científicos são bem desenvolvidos, e depósitos Pré-cambrianos ainda são debatidos, pois não se sabe ao certo os papéis desenvolvidos por fatores de controle tais como tectônica, magmatismo, eustasia e o clima (Eriksson, 2001).

Embora os processos eólicos possam operar em uma variedade de configurações (por exemplo, praias, planícies fluviais e glaciais, e regiões vulcânicas) e sob a influência de vários climas, sua ocorrência está mais intimamente associada com sistemas áridos de clima quente ou frio. Além disto em muitos casos o reconhecimento nas rochas dos processos de um sistema eólico pode ser não trivial, dada sua semelhança com corpos camadas geradas em ambientes fluviais e de mares rasos (Mountney, 2006).

Neste trabalho de TCC se descreve e interpreta a Formação Galho do Miguel, localizada na Serra do Espinhaço, de idade mesoproterozoica (Silva, 1998; Knauer, 1990, 2007; Almeida-Abreu, 1995), que possui gerais características de rochas formadas sob o domínio eólico (Pflug, 1968; Schöll & Fogaça, 1979 Dossin et al., 1985, 1990). Esta formação é representada por sucessões sedimentares espessas X m, com estratificações de grande porte e de profunda variabilidade faciológicas.

3. OBJETIVOS

Este trabalho de pesquisa teve como meta a definição de um modelo de *erg* (mar de areia), tentando de reconhecer os tipos de dunas e interdunas que o constituíram, usando como objeto de estudo a Formação Galho do Miguel de idade mesoproterozoica. Foram seguidos, também, objetivos secundários para auxílio da construção deste modelo de *erg*:

- i) Identificação das litofácies;
- ii) Interpretação das superfícies limitantes.
- iii) Interpretação do tipo de duna e interduna;

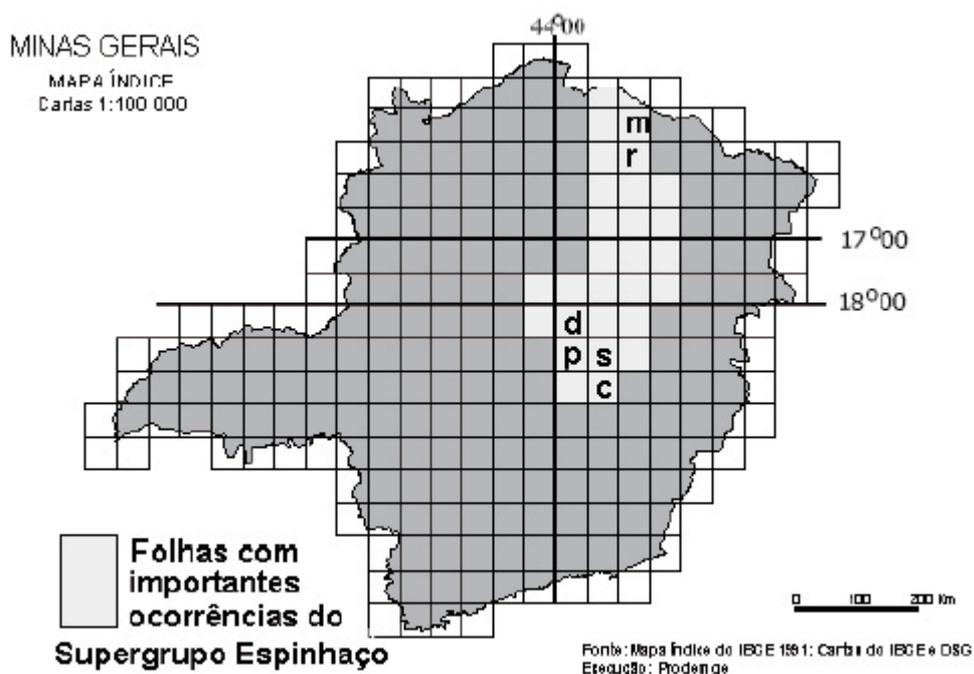


Figura 1 Mapa mostrando a divisão em folhas 1:100.000 de Minas Gerais, com realce (em branco) das principais folhas com ocorrências do Supergrupo Espinhaço. m=Monte Azul, r=Rio Pardo de Minas, d=Diamantina, p=Presidente Kubitschek, s=Serro, c=Conceição do Mato Dentro (Knauer, 2007).

4. ÁREA DE ESTUDO

Os trabalhos de campo foram realizados nas proximidades da cidade de Diamantina (Minas Gerais), localizada a aproximadamente 290 km da capital mineira Belo Horizonte (Fig. 2). Esta região pertence à folha Diamantina (SE23.Z-A-III) (Fig. 1), limitada pelas latitudes 18°00'S e 18°30'S e pelas

longitudes 43°30'W e 44°00'W e é típica do setor meridional da Serra do Espinhaço. O afloramento estudado, pertencente à Formação Galho do Miguel, cujas exposições de estudo distam aproximadamente 15 km a sudoeste da cidade de Diamantina. Este se localiza a margem da estrada estadual MG-220 (não pavimentada), a partir do cruzamento com a BR-367. Suas coordenadas são UTM 23K 633470 m E e 7976640 m S, elevação 1340 m.

As características observadas neste afloramento fazem dele um ótimo local para estudo, devido às excepcionais exposições rochosas, seja laterais que vertical, às ótimas condições de preservação das estruturas sedimentares de porte métrico a decamétricas, atreladas à facilidade de acesso. Sendo assim este afloramento pode ser classificado como um exemplo clássico da Formação Galho do Miguel e também um ótimo registro pré-cambriano.

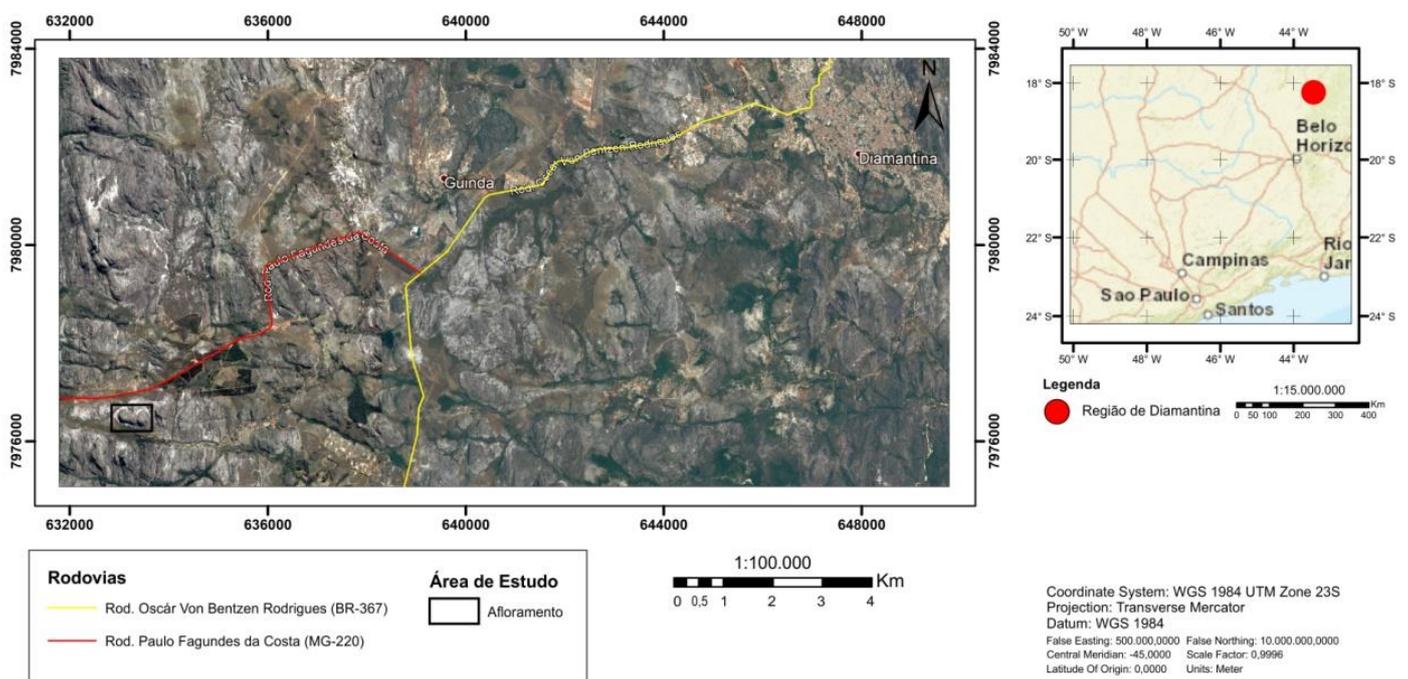


Figura 2 Mapa principal que indica as rodovias de acesso que ligam a cidade de Diamantina-MG à área de estudo. À direita observa-se um mapa indicando a região de Diamantina em relação à cidade de Campinas-SP.

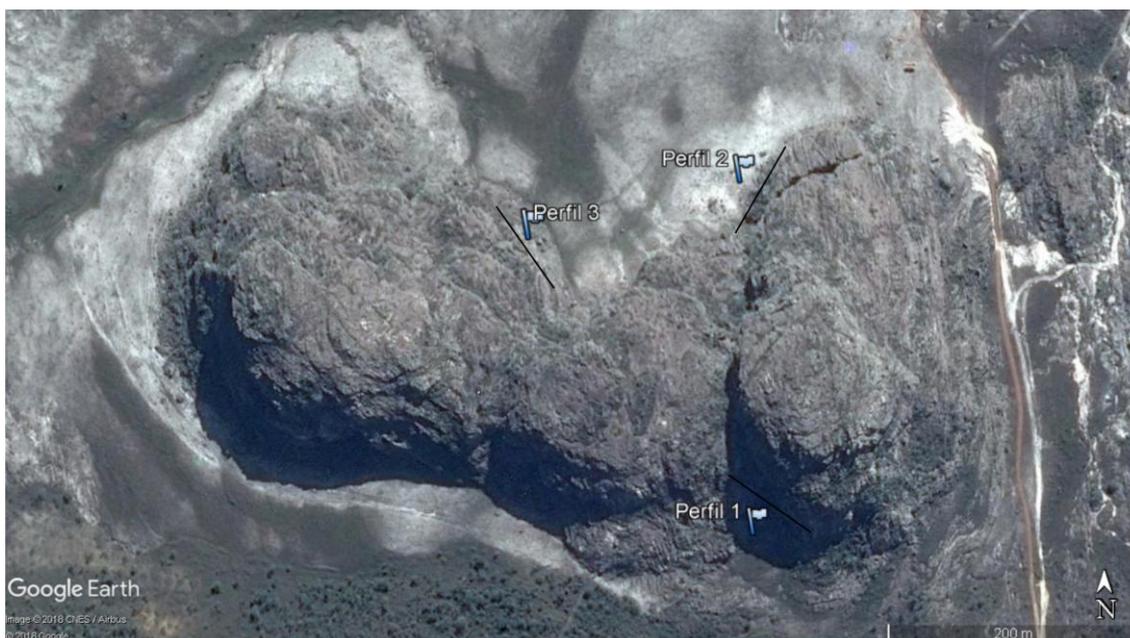


Figura 3 Mapa do afloramento estudado que indica os perfis descritos neste trabalho.

5. METODOLOGIA

O início deste trabalho contou com estudo bibliográfico buscando a compreensão do contexto geológico, no qual era inserida a Formação Galho do Miguel. Visou-se também o aprofundamento conceitual sobre ambientes desérticos e suas relações com sedimentos eólicos, tipos de estruturas assim como superfícies limitantes (*bounding surfaces*) e evoluções das sucessões sedimentares em tais ambientes.

Numa segunda etapa foi efetuada a aquisição de dados de campo, onde foram medidas e descritas três seções verticais e horizontais, juntamente com os registros fotográficos necessários para a elaboração de perfis 2D, reconhecimento e descrição das distintas litofácies e definição de superfícies que definiam os limites deste corpos sedimentares

A terceira etapa consistiu no tratamento dos dados de campo e das fotografias obtidas, usadas de base para a identificação e interpretação das litofácies, assim como na elaboração das seções estratigráficas e na criação de perfis esquemáticos bidimensionais.

A quarta e última etapa teve como objetivo analisar os resultados obtidos na etapa anterior para interpretação do modelo de sistema eólico presente na Formação Galho do Miguel.

6. CONTEXTO GEOLOGICO

A Serra do Espinhaço é uma cadeia montanhosa constituída principalmente de rochas quartzíticas do Supergrupo Espinhaço, com mais de 1.200 km de extensão, atravessa, em direção próxima ao meridiano, os estados da Bahia e de Minas Gerais, onde é separada em dois setores nas proximidades do paralelo 17°00'S: Meridional (SdEM) e Setentrional (SdES) (Almeida-Abreu, 1995; Knauer, 2007) (Fig. 4).

A Serra do Espinhaço em Minas Gerais está localizada na margem sudeste do Cráton do São Francisco. Nesta região, sobre um embasamento Transamazônico, com idade superior a 2.0-1.8 Ga, se desenvolveram duas

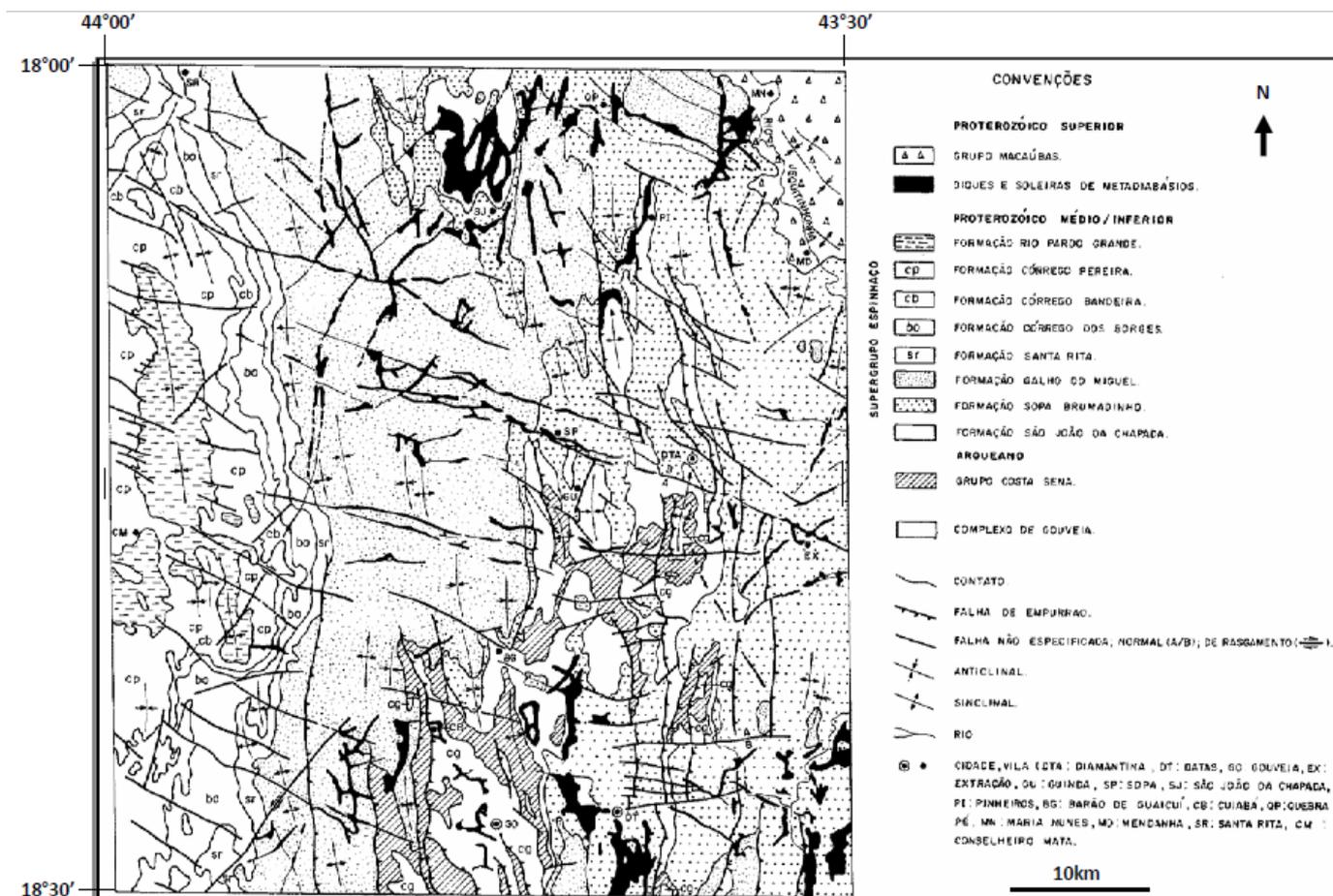


Figura 4 Mapa geológico simplificado da Folha Diamantina (escala original: 1:100.000) Fogaça (1995).

bacias sedimentares: um rift intracratônico de idade paleo- a mesoproterozóica (Bacia Espinhaço), sobreposto por uma bacia do tipo margem passiva (Bacia São Francisco), de idade neoproterozóica. (Silva, 1998)

6.1. BACIAS PRÉ-CAMBRIANAS

Bacias sedimentares são reflexos da interação entre demanda de sedimentos e taxa de subsidência, sendo esta atribuída a processos tectônicos, magmáticos e processos termais (Eriksson et al., 2001).

Segundo Eriksson et al. (2001) uma bacia sedimentar é definida como um local para o repouso e acumulação de uma sucessão de sedimentos e/ou rochas vulcânicas, cujo preenchimento possui área e espessura total significativa preservada. Porém, o mesmo autor cita problemas para a análise de uma bacia de idade pré-cambriana, tendo nesse período: (i) mudanças seculares em fluxo de calor e na tectônica de placas, presumindo que o magmatismo possuía maior influência na formação de uma bacia; (ii) mudanças no magnetismo, composição da atmosfera, juntamente com a evolução da vida, que influenciaram nos processos de intempéricos e erosionais, afetando as taxas de fornecimento de sedimentos; (iii) além disto nesse tipo de antigas bacias, a preservação do registro geológico, bem como estruturas primarias, pode apresentar certo grau de deformação, devido ao metamorfismo, assim dificultando as análises; (iv) dificuldades na datação do tempo de deposição dada à ausência de fósseis úteis atrelados à dificuldade de datação radiométrica em rochas sedimentares.

6.2. SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

A Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) representa uma faixa orogênica que limita o sudeste do Cráton do São Francisco. Esta faixa orogênica amalgama-se, para nordeste, com a Faixa Araçuaí e mostra-se segmentada e deslocada em relação à parte setentrional dessa serra (Fig. 5). A SdEM estende-se por cerca de 300 Km na direção N-S, desde o Quadrilátero

Ferrífero até a região de Olhos d'Água e é edificada essencialmente por litologias do Supergrupo Espinhaço (principalmente rochas quartzíticas e, subordinadamente, rochas filíticas, conglomeráticas e vulcânicas de caráter básico e ácido (Almeida-Abreu, 1995).

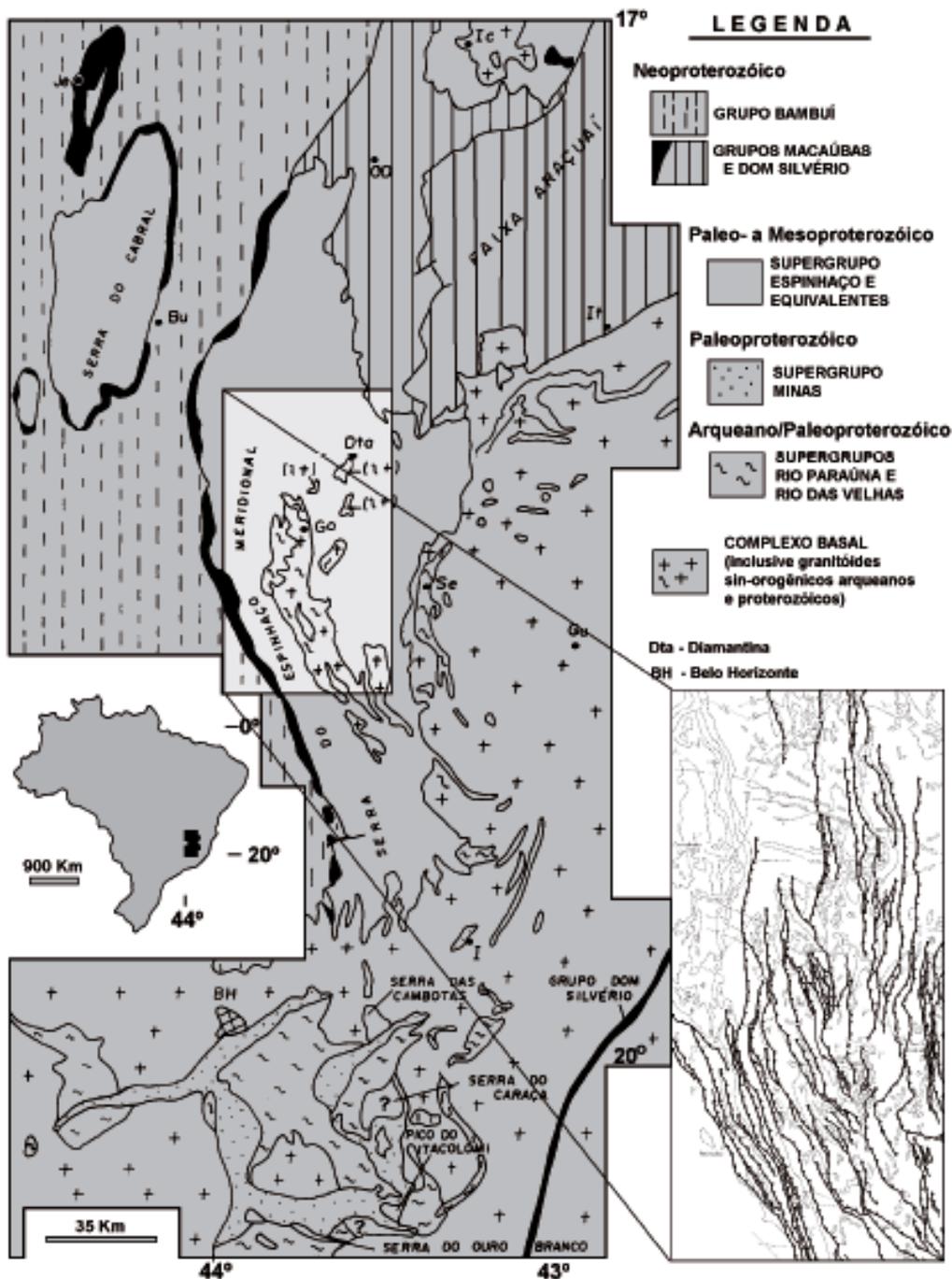


Figura 5 Mapa da Serra do Espinhaço Meridional com destaque para as principais frentes de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil e Faixa Araçuaí (Knauer, 2007).

6.3. EMBASAMENTO

A geologia do Pré-Cambriano na Região da Serra do Espinhaço Meridional é marcada por domínios de evolução diversos, sendo a porção central e especialmente a leste da Cordilheira, onde afloram os terrenos granito-gnáissicos que constituem o embasamento arqueano (Dossin et al., 1990).

Estas rochas, correspondentes ao Supergrupo Pré-Rio das Velhas de Schöll & Fogaça (1979), sendo que estes complexos afloram a sul de Diamantina, ocorrendo como anticlinais com eixos norte-sul ou por meio de cavalgamentos (Schöll & Fogaça, 1979)

Na região do município de Gouveia e na porção central da serra estas rochas compõem o chamado Complexo de Gouveia (Knauer, 1990). No Grupo Gouveia predominam rochas graníticas constituídas por quartzo, feldspato potássico (microclina), plagioclásio (oligoclásio/andesina), muscovita e biotita. Os acessórios mais comuns são zircão, titanita, epidoto, magnetita/martita, actinolita, apatita e raramente pirita e granada. Turmalina também ocorre como acessório, sendo mais comum nas faixas milonitizadas (Lopes, 2008). Datações (U-Pb) feitas em zircões no conjunto granítico forneceram idades de aproximadamente 2839 Ma (Machado *et al.*, 1989).

6.4. SUPERGRUPO RIO PARAÚNA

As rochas do Supergrupo Rio Paraúna haviam sido incluídas anteriormente no Supergrupo Rio das Velhas (Schöll & Fogaça, 1979). Posteriormente Fogaça et al. (1984) denominaram de Supergrupo Rio Paraúna, devido a difícil correlação com o mesmo grupo no Quadrilátero Ferrífero. Esta unidade representa uma sequência supracrustal e aflora apenas na faixa mediana-central da SdEM e, localmente, na borda sudeste desta serra, subdividindo-o em Grupo Pedro Pereira (xistos verdes, talco clorita xisto, sericita-xisto e itabiritos) e Grupo Costa Sena (sericita xistos, quartzos xistos e quartzitos) (Fig. 6).

Rochas metamórficas de mais baixo grau são reconhecidas no Grupo Pedro Pereira (Fogaça et al., 1984). Tais rochas apresentam idades aproximadamente 2900 Ma, realizadas em zircões de metavulcanitos ácidos, que representam restos de um possível *greenstone belt* (Fogaça et al. 1984). Esta unidade tem distribuição areal muito restrita, sendo representada por associações complexas de rochas meta-máficas, ultramáficas, ácidas e metassedimentos de origem química (BIF's e metacherts) mostrando, invariavelmente, contatos tectônicos com as rochas do Complexo Basal (Almeida-Abreu, 1995).

O Grupo Costa Sena (Fogaça et al.1984), é subdividido nas Formações Barão do Guaicuí e Bandeirinha. A Formação Barão do Guaicuí é predominantemente xistosa, poucas quantidades de quartzitos micáceos, formação ferrífera bandada, clorita xistos e metavulcânicas ácidas. Foram datadas por Machado et al. (1989) por método de U-Pb em zircões, obtendo-se idades de aproximadamente 2050 Ma.

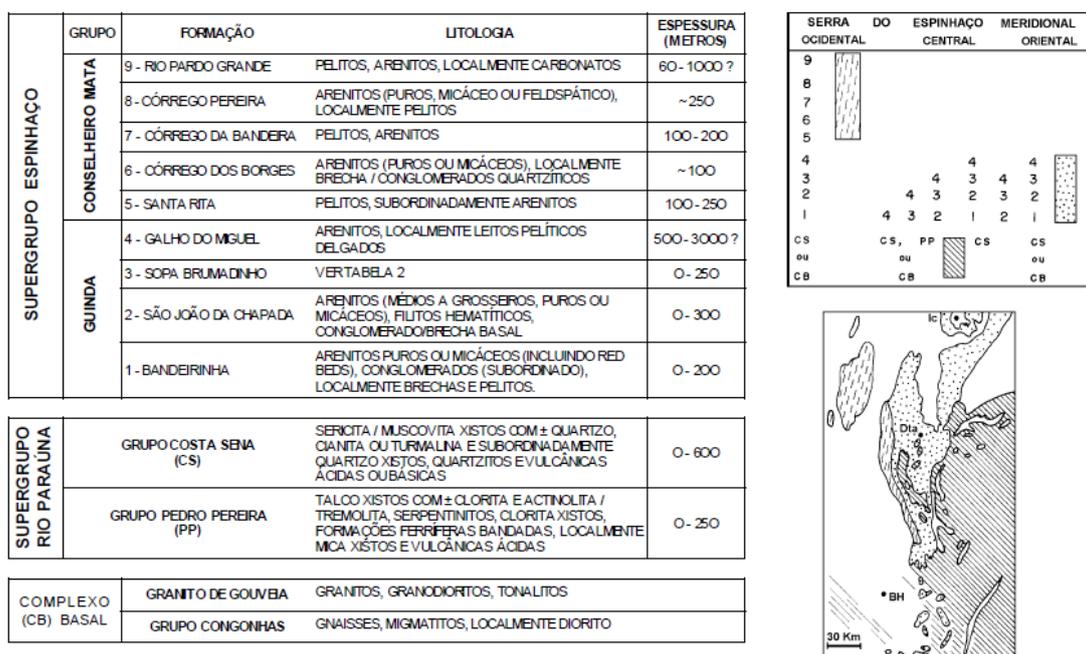


Figura 6 Estratigrafia da SdEM, segundo Almeida Abreu & Pflug (1994).

A Formação Bandeirinha, segunda deste grupo, de extensão em área e espessura algo mais reduzida, é a que gera mais controvérsias. Seu posicionamento dentro do Grupo Costa Sena é defendido por Knauer (2007),

que dentre outras justificativas aponta os contatos gradacionais com rochas da Formação Barão do Guaicuí (Fig. 8).

Outros pesquisadores têm defendido um posicionamento basal dentro do Supergrupo Espinhaço. Almeida-Abreu (1993) e Silva (1995) defendem o posicionamento da formação na base do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina, devido a contatos tectônicos com a formação Barão de Guaicuí (Fig. 7).

6.5. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O Supergrupo Espinhaço é uma unidade predominantemente metassedimentar cuja deposição se deu em resposta à Tetrogênese Estateriana, que provavelmente continuou no Mesoproterozóico (Knauer, 1999). Esta unidade representa o principal conjunto litoestratigráfico em termos de volume e expressão orográfica na Serra do Espinhaço (Lopes, 2008).

A espessura total do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina tem sido estimada por diversos autores. Pflug (1968) sugere um total de 5.000m, Schöll & Fogaça (1979) admitem um valor de 2.700m, já Knauer (1999) estima uma espessura máxima próxima a 3.300 m.

Oito formações foram inicialmente propostas por Pflug (1968), posteriormente detalhadas por Schöll & Fogaça (1979). Dossin et al (1984) agruparam estas formações em dois grupos, sendo as cinco formações superiores, pertencentes ao Grupo Conselheiro Mata e as quatro inferiores pertencentes ao Grupo Diamantina. Knauer, (1990) redefiniu a subdivisão dos grupos Diamantina e Conselheiro Mata em Grupo Guinda, Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata. Posteriormente a Formação Bandeirinha foi colocada na base do Grupo Guinda (Almeida-Abreu, 1995; Almeida-Abreu & Pflug, 1994).

A Formação Galho do Miguel é mantida a parte dos grupos Guinda e Conselheiro Mata, uma vez que recobre sequencias por vezes consideradas como da “fase rift” (Grupo Guinda) e antecede os sedimentos depositados numa bacia interna (Grupo Conselheiro Mata), representando uma fase de certa quiescência tectônica.(Lopes, 2008).

A idade do início da deposição do supergrupo, obtida via U-Pb em zircões de rochas ácidas associadas à base da unidade é, segundo Machado et al. (1989), de 1752±2 a 1711+8/-4Ma.

| ESTRATIGRAFIA | | LITOTIPOS | IDADE | |
|------------------------------|------------------------|--|-----------|--|
| Grupo Macaúbas | Fm. Serra do Catuní | Predominantemente metadiamicíticos de matriz siltosa a quartzítica | 906-740Ma | |
| | Fm. Duas Barras | Quartzito médio a grosso, feldspático ou não, e níveis de metaconglomerado | | |
| Suíte Metaígneia Pedro Lessa | | Metagabros e metadiabásios dispostos em diques, soleiras e stocks | 906Ma | |
| Supergrupo Espinhaço | Grupo Conselheiro Mata | Fm. Rio Pardo Grande | 1.750Ma | |
| | | Fm. Córrego Pereira | | |
| | | Fm. Córrego da Bandeira | | |
| | | Fm. Córrego dos Borges | | |
| | | Fm. Santa Rita | | |
| | Fm. Galho do Miguel | | | Ortoquartzitos finos com estratificações cruzadas até decamétricas |
| | Grupo Guinda | Fm. Sopa-Brumadinho | | Filitos e quartzitos finos e micáceos (Mb. Datas), quartzitos (ora ferruginosos) com níveis de metaconglomerados polimíticos, filitos, filitos hematíticos (Mb. Caldeirões), filitos, quartzitos e metabrechas (Mb. Campo Sampaio) |
| | | Fm. São João da Chapada | | Metarruditos e quartzitos (A), filitos hematíticos e xistos verdes (B) e quartzitos com metaconglomerados subordinados (C) |
| | | Fm. Bandeirinha | | Quartzitos (por vezes róseos), metaconglomerados e metabrechas |
| | Grupo Costa Sena | Fm. Barão do Guaicuí | | Quartzo-mica xistos com cianita, turmalina e lazulita, quartzitos, metaconglomerados e metavulcanitos |
| Grupo Pedro Pereira | | Metavulcânicas ultramáficas, máficas e raramente ácida, BIF's | 2.971Ma | |
| Complexos Granito-Gnáissicos | | Gnaisses, migmatitos, granitos e anfibolitos | 2.839Ma | |

Figura 7 Quadro estratigráfico para as unidades aflorantes nos domínios da Folha Diamantina considerando a Formação Bandeirinha base do Grupo Guinda (Lopes, 2008).

6.6 GRUPO GUINDA

O Grupo Guinda apresenta o conjunto das unidades atribuídas aos ambientes pré-rift ou deposição fora da “bacia rift” e rift da Bacia Espinhaço, sendo estas unidades de idades paleoproterozóica superior, nitidamente posteriores ao Evento Transamazônico (Knauer, 1990, 1999). O Grupo Guinda compreende as formações São João da Chapada e Sopa-Brumadinho (Knauer, 1990), com a inclusão na base do Grupo Guinda a Formação Bandeirinha e a Formação Galho do Miguel no topo (Almeida-Abreu, 1993; Almeida-Abreu & Pflug, 1994).

| ESTRATIGRAFIA | | LITOTIPOS | IDADE |
|------------------------------|------------------------|--|-----------|
| Grupo Macaúbas | Fm. Serra do Catuni | Predominantemente metadiamicritos de matriz siltosa a quartzítica | 906-740Ma |
| | Fm. Duas Barras | Quartzito médio a grosso, feldspático ou não, e níveis de metaconglomerado | |
| Suíte Metaígneia Pedro Lessa | | Metagabros e metadiabásios dispostos em diques, soleiras e stocks | 906Ma |
| Supergrupo Espinhaço | Grupo Conselheiro Mata | Fm. Rio Pardo Grande | 1.750Ma |
| | | Fm. Córrego Pereira | |
| | | Fm. Córrego da Bandeira | |
| | | Fm. Córrego dos Borges | |
| | | Fm. Santa Rita | |
| | Fm. Galho do Miguel | | |
| | Grupo Guinda | Fm. Sopa-Brumadinho | |
| Fm. São João da Chapada | | | |
| Grupo Costa Sena | Fm. Bandeirinha | 2.049Ma | |
| | Fm. Barão do Guaicui | | |
| Grupo Pedro Pereira | | Metavulcânicas ultramáficas, máficas e raramente ácida, BIF's | 2.971Ma |
| Complexos Granito-Gnáissicos | | Gnaisses, migmatitos, granitos e anfíbolitos | 2.839Ma |

Figura 8 Quadro estratigráfico para unidades aflorantes nos domínios da Folha Diamantina considerando a Formação Bandeirinha como topo do Grupo Costa (Lopes, 2008).

6.7. FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL

A Formação Galho do Miguel (Pflug, 1968) é constituída quartzito arenito metamorfizados (ortoquartzito fino), com elevada maturidade e estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e tangenciais à base, de porte vertical e lateral decamétricos. Apresenta a maior distribuição areal na região de Diamantina (Uhlein, 1991; Almeida-Abreu, 1993; Knauer, 1999).

A espessura não bem definida, devido à homogeneidade litológica, falta de camada guia e tectonismo (Uhlein, 1991), foi estimada em 3.000 m por Pflug (1968), 1.000 a 2.000 m por Schöll & Fogaça (1979) e 1500 m por Uhlein, (1991).

Os contatos inferiores são concordantes (gradacional) a Formação Sopa- Brumadinho ou discordantes sobre o granito de Gouveia (Uhlein, 1991) ou sobre parte do Grupo Guinda (Knauer, 1999). O contato superior com a Formação Santa Rita é também concordante (Uhlein, 1991).

A unidade é composta por quartzitos com granulação (que freqüentemente reflete a granulometria sedimentar) fina a média, com elevado grau de maturidade mineralógica (mais de 95% de quartzo) (Lopes, 2008).

Dossin et al. (1990) descrevem a formação como uma sequencia monótona de quartzitos puros, esbranquiçados, de granulometria fina e boa seleção, e reconhece duas fácies. A primeira, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de grande porte (2 - 3 m até 6 - 10 m) de baixo ângulo. A segunda fácies, que intercala a anterior, é marcada pela associação de quartzitos de granulação fina, às vezes micáceos. Raras intercalações fílicas que geralmente não passam de lâminas muito delgadas nos planos de acamamento, parecem, segundo os autores, características de um ambiente marinho raso, sujeito a ação de ondas de tempestade. Moscovita, turmalina, opacos e feldspato potássio são raros. Os quartzitos micáceos são mais frequentes na porção basal e no topo da unidade (Fogaça, 1995), caracterizando os contatos gradacionais. As estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, tangenciais à base, atingem alturas de 15-20 m e extensões laterais da ordem de 100-200 m (Schöll & Fogaça, 1979).

As interpretações paleoambientais para a Formação Galho do Miguel remeteram a ambiente marinho (Pflug, 1968; Schöll & Fogaça, 1979), no entanto alguns autores sugerem tratar-se de ambiente continental eólico, podendo ter havido retrabalhamento marinho local (Dossin et al., 1985).

6.8. GRUPO CONSELHEIRO MATA

O Grupo Conselheiro Mata (Dossin et al., 1984) ocorre exclusivamente na borda oeste da Serra do Espinhaço Meridional, sendo composto pelas formações Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego da Bandeira, Córrego Pereira e Rio Pardo Grande (Pflug, 1968). As espessuras atingem até 800 m segundo Knauer (1999). Martins-Neto (1995a, b, 1998) sugere que a Tectonosseqüência Conselheiro Mata tenha marcado a fase flexural da Bacia Espinhaço, onde sua base representaria a máxima expressão geográfica do “Mar Espinhaço”. Além disso, a SdEM apresenta diques e *sills* de diabásio, microgabros e equivalentes, cujas relações estratigráficas, estruturais, além da

datação em zircões e badeleitas em corpos aflorantes revelam idades da próximas a 0.9 Ga (Machado *et al.* 1989), demonstrando relações pós-tectônicas ao Supergrupo Espinhaço.

6.9. EVOLUCAO E ASPECTOS ESTRUTURAIIS DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Almeida-Abreu (1995) apresenta evolução do Rift Espinhaço através três fases de rifteamento. A primeira fase (1.750 Ma) (Fig. 9) teria sido marcada por processos de distensão crustal, sendo a Formação Bandeirinha registro desta fase de intenso vulcanismo associado e desenvolvimento de falhas. A segunda fase (Fig. 10) caracteriza-se por considerável atividade termal e arqueamento extensivo de blocos crustais e pouca atividade tectônica, com Formação São João da Chapada sendo seu principal registro. Na terceira e última há deposição das Formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, sendo os conglomerados Sopa-Brumadinho evidencia de forte atividade crustal, e aponta a ocorrência de transição de um ambiente predominantemente marinho/eólico (Formação Galho do Miguel e inferiores) para marinhos costeiros e plataformais de margem passiva (Grupo Conselheiro Mata). O fechamento da bacia teria ocorrido durante um Evento Uruçuano no Mesoproterozóico, que teria antecedido o evento colisional.

Para Uhlein *et al.* (1995) a deposição do Supergrupo Espinhaço é vista como sendo o produto de um rifteamento continental de idade próxima a 1.700 Ma. As Formações São João da Chapada e Sopa Brumadinho teriam sido depositadas em ambiente continental com fácies de leque aluvial, fluvial, deltaico e marinho raso. O regime extensional tectônico gerou *grabens* assimétrico e sinsedimentares e culminou em diversas variações de fácies com vulcanismo associado (diques e sills metamorfisados). A Formação Galho do Miguel corresponderia à deposição de ambiente eólico costeiro, sendo recoberta pelos depósitos do Grupo Conselheiro Mata, indicando processos de transgressão e regressão em ambiente marinho raso, ora com influência de ondas e marés. A fase orogenética Brasileira (650 a 550 Ma) promoveu o fechamento da bacia.

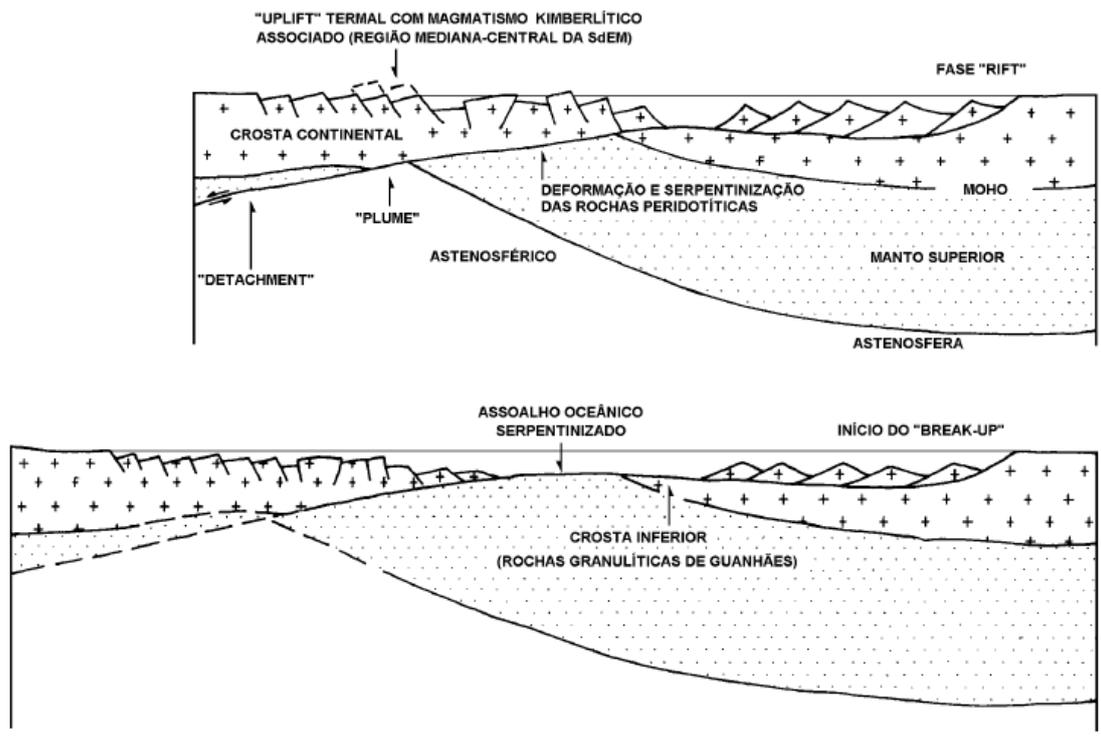


Figura 9 Evolução do Rifte Espinhaço segundo Almeida Abreu (1993).

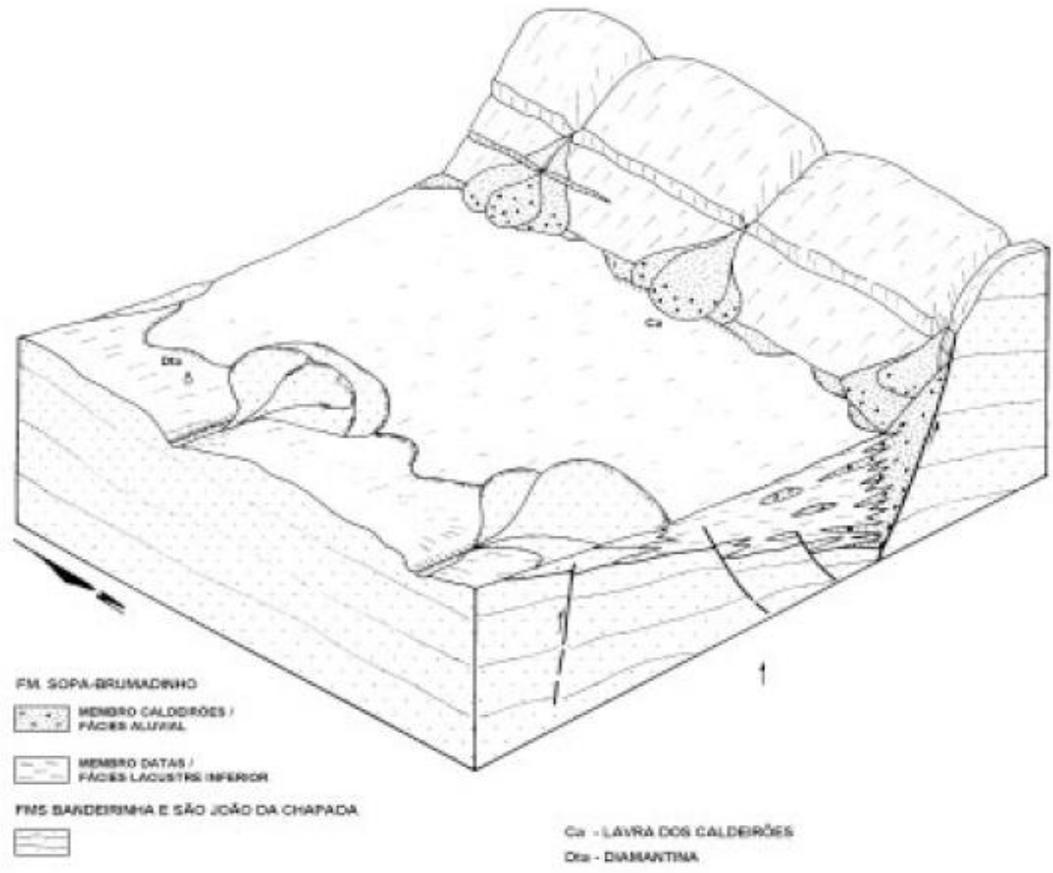


Figura 10 Bloco-diagrama esquemático (não em escala) da calha lacustre desenvolvida durante a deposição da Formação Sopa-Brumadinho na região de Diamantina-Sopa-Caldeirões Almeida Abreu (1995).

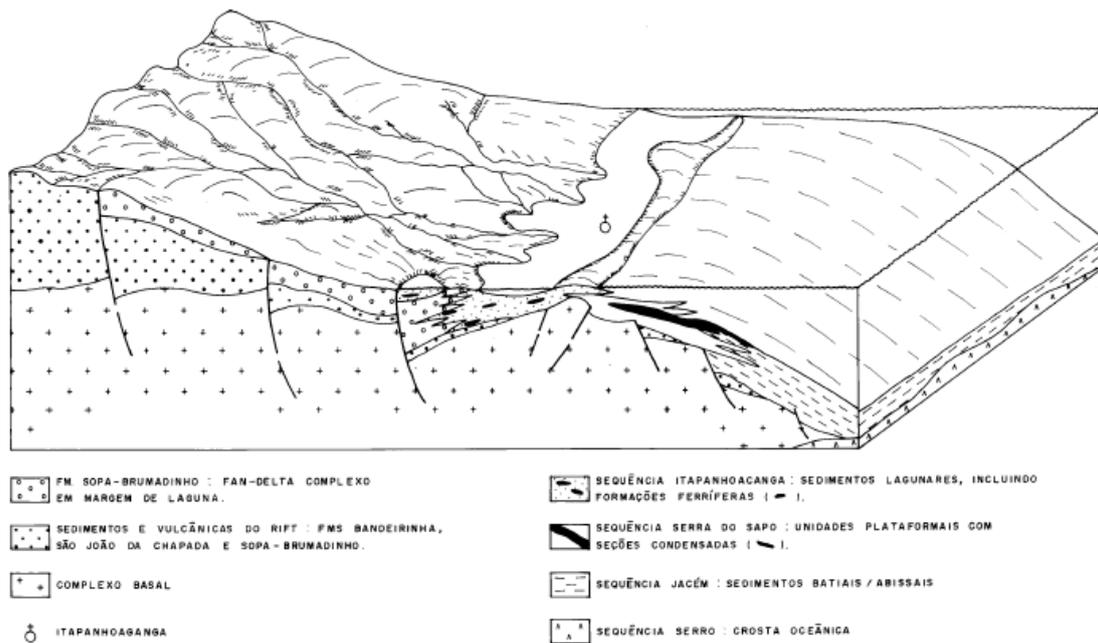
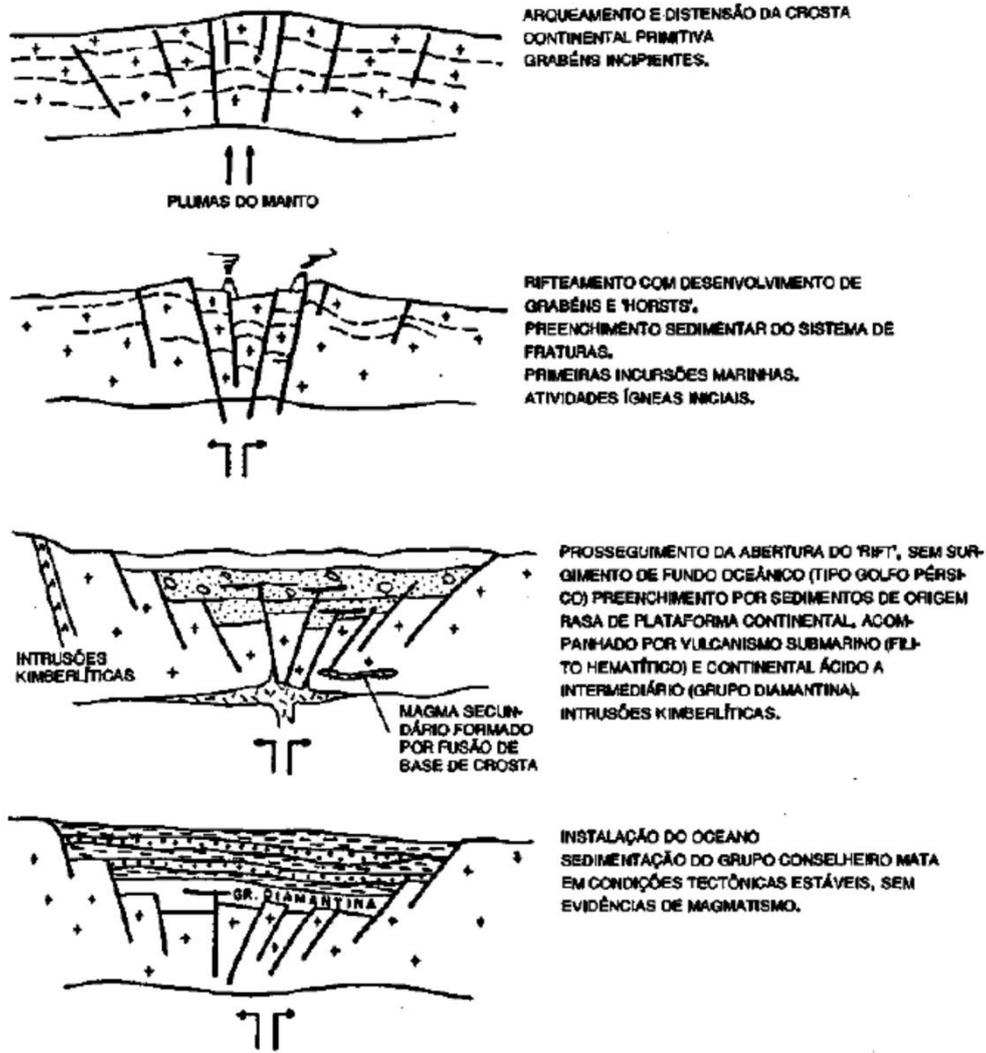


Figura 11 Bloco-diagrama esquemático mostrando a progradação do fan-delta da Formação Sopa-Brumadinho na calha lagunar da Sequência Itapanhoacanga (Almeida Abreu 1993)

Dossin et al. (1990) separam a deposição do Supergrupo Espinhaço em duas fases. A primeira corresponde ao rift (Grupo Diamantina, 1.700 Ma) e a segunda ao pós-rift (Grupo Conselheiro Mata), esta última com intensa subsidência da bacia (Fig. 12).

Knauer (2007) expõe uma ideia evolutiva considerando a existência de um evento colisional mesoproterozóico pré-Brasiliano, porém não confere a ele maior importância na deformação do Supergrupo Espinhaço e as demais unidades, indicando a ocorrência de evento(s) deformacional(ais) marcado(s) por grande(s) transporte(s) de massa aproximadamente de leste para oeste. O autor também apresenta os aspectos estruturais do Supergrupo Espinhaço (Fig. 13) e credita sua estruturação a um sistema de falhas de empurrão/zonas de cisalhamento dúctil, com plano de direção predominantemente W-E e mergulhos moderado-altos para leste. Estes planos separam blocos maiores caracterizados por amplas dobras abertas até fechadas, usualmente assimétricas, com eixos próximos a norte-sul.

⇒ PROTEROZÓICO MÉDIO – 1800 a 1200 Ma



⇒ PROTEROZÓICO SUPERIOR – 1000 a 600 Ma

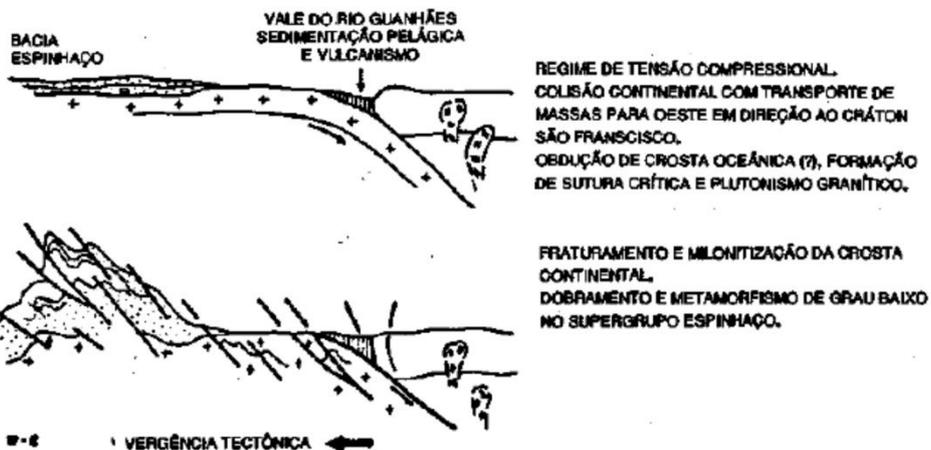


Figura 12 Modelo de evolução geodinâmica da Bacia Espinhaço em Minas Gerais (Dossin et al., 1990)

Knauer (2007) destaca também uma série de características comuns entre as rochas do Supergrupo Espinhaço, presentes também em rochas mais antigas e mais novas associadas, destacando dentre elas a foliação N-S com mergulhos para leste, duas lineações de interseção com presença constante nestas rochas, e lineações de estiramento mineral paralelas a direção de estiramento dos seixos de metaconglomerados.

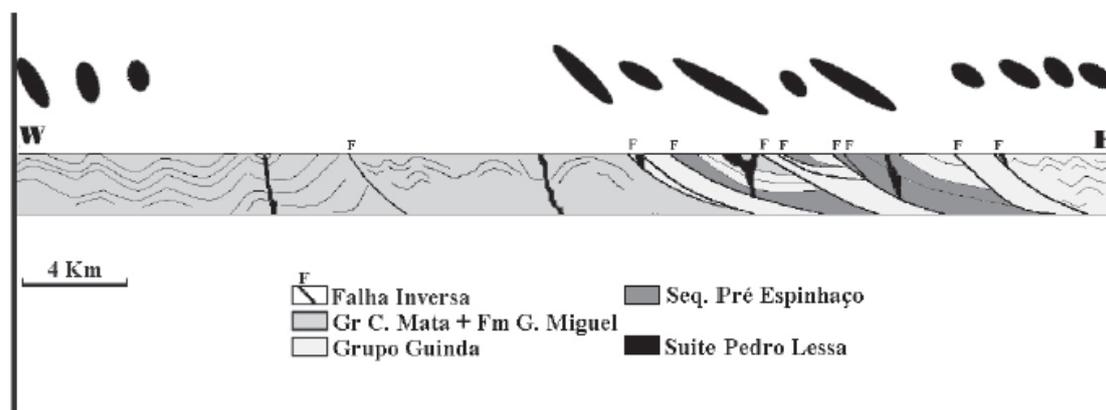


Figura 13 Perfil Esquemático a sul da cidade de Diamantina, mostrando os elipsóides de deformação determinados em quartzitos do Supergrupo Espinhaço (Knauer, 2007).

7. DESCRIÇÃO DE FÁCIES DA FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL

A descrição das fácies analisou principalmente as características estruturais e geométricas dos corpos rochosos observados nos perfis bidimensionais da Formação Galho do Miguel. Estas observações levaram ao reconhecimento de quatro fácies areníticas, das quais duas fácies apresentam estruturas pertencentes a corpos depositados em interdunas eólicas, e duas fácies com estruturas pertencentes a dunas eólicas. Estas fácies foram listadas como:

- Estratificação cruzada;
- Estratificação cruzada tipo *scalloped*;
- Estratificação plano-paralela;
- Estratificação de adesão;

7.1. FÁCIES ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA

Esta fácies se apresenta em sets estratificações cruzadas de grande porte, frequentemente com foresets tangenciais à sua base, espessuras entre 2,5 a 5 m, arranjados em corpos tabulares de extensão lateral de aproximadamente 40 m. O mergulho dos *foresets* possui valores entre 24° e 30° (Fig. 14A, B). É possível identificar superfícies de reativação com direção e mergulho semelhantes aos das estratificações presentes nesta fácies. Dentre os sets observados e descritos é possível observar ondulações locais deformando alguns *foresets* (Fig. 14C).

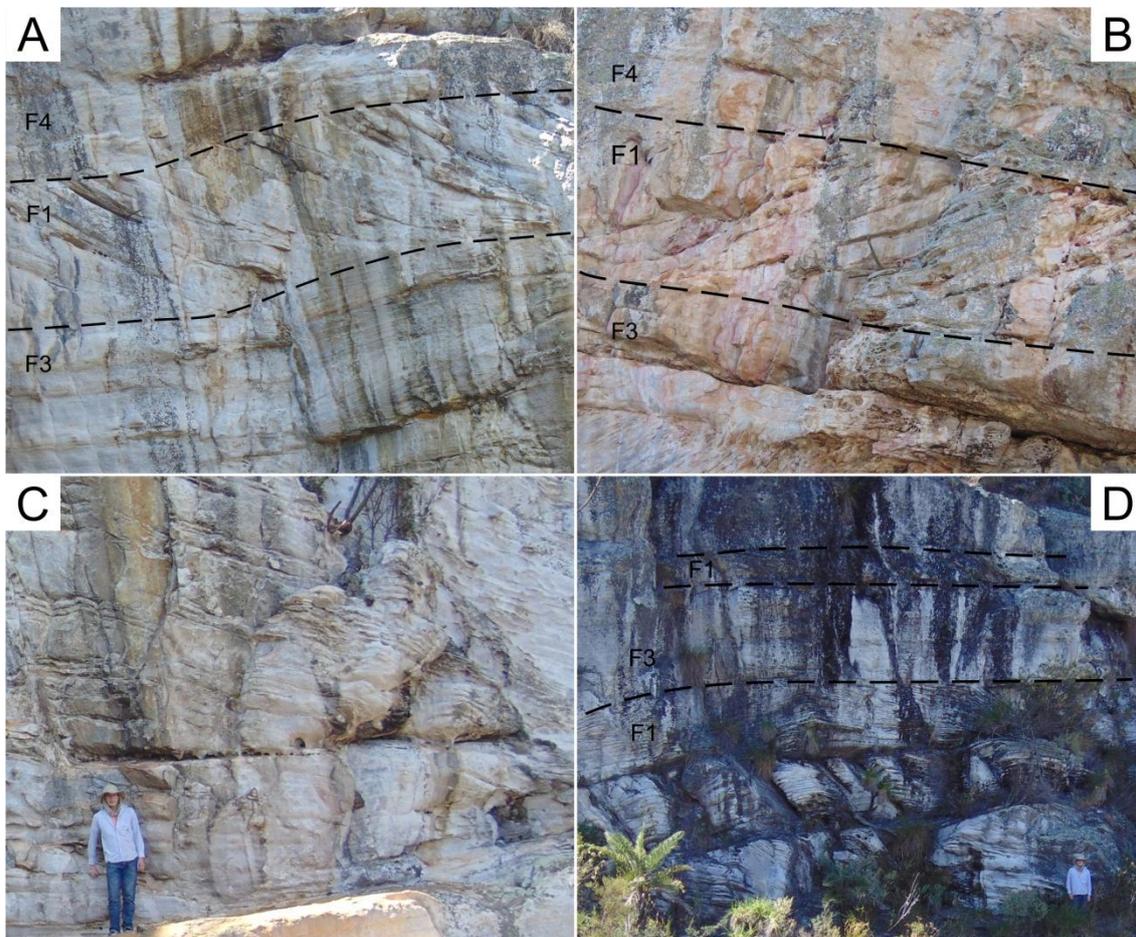


Figura 14 Associação de fácies, (A,B), mostrando a sequencia de interdunas secas, dunas e interdunas úmidas. (C) Fácies estratificação cruzada com foresets deformados. (D) Estratificações cruzada de pequeno porte no interior de estratificações plano-paralelas. F1= Fácies estratificação cruzada, F3= Fácies estratificação plano-paralela, F4= Fácies estratificação de adesão.

Interpretação

Os *sets* de grande escala e formato tabular-planar, com *foresets* levemente côncavos para cima que evoluem para superfícies tangenciais e paralelas a *bounding surfaces* (superfícies limitantes) em suas bases, indicam deposição de dunas eólicas transversais (McKee, 1979). O mergulho e as formas dos *foresets* sugerem que houve deposição por *grainfall* (Hunter, 1977). Contudo, uma melhor caracterização destas estruturas torna-se difícil, pois os processos metamórficos ao quais estas foram submetidas alteram a *fabric* sedimentar original (Nichols, 2009). O caráter das superfícies que truncam as estratificações cruzadas é interpretado como superfícies limitantes de terceira ordem, ou superfícies de reativação (Brookfield, 1977; Fryberger, 1993; Mountney, 2006). As deformações nos *foresets* presentes em determinados *sets* podem ser interpretadas como deformações sin-deposicionais que ocorrem devido a avalanches nos *lee side* das dunas dado ao acúmulo de sedimento, gerando contorções nas estruturas originais devido aos processos de tensão e compressão (McKee et al., 1971).

7.2. FÁCIES ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TIPO *SCALLOPED*

Esta fácies é organizada em *sets* de estratificação cruzada que apresentam espessuras entre 2 - 4 m e que se estendem lateralmente até 12 m. Os *bottom sets* destas fácies truncam os *sets* adjacentes e possuem concavidades voltadas para cima (Fig. 15). Os *cosets* formados por estas estratificações possuem entre 4 e 7 m de espessura e 30-40 m de largura. Os *foresets* possuem mergulhos entre 15° a 25° e superfícies limitantes com azimute dos mergulhos entre 250°- 260°(SW) e 20° de mergulho.

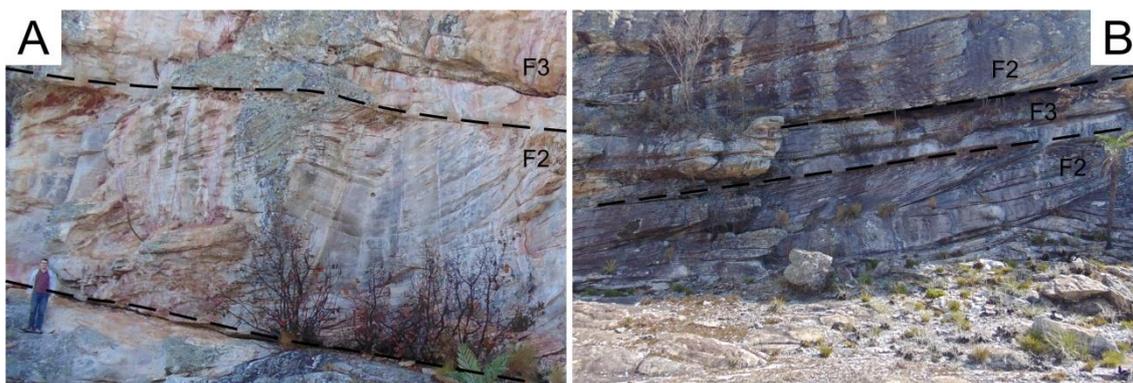


Figura 15 Estratificações do tipo *scalloped* (A) encontradas no segundo perfil, (B) encontradas no terceiro perfil. F1= Fácies estratificação cruzada, F2= Fácies estratificação cruzada tipo *scalloped*, F3= Fácies estratificação plano-paralela.

Interpretação

Este tipo de estrutura sedimentar, que é constituído por *sets* de estratificações cruzadas com a base côncava sugere deposição cíclica (*cyclic cross-bedding*) de dunas com estratificação do tipo *scalloped*, onde as superfícies seguintes escavam os *foresets* depositados anteriormente (Rubin & Hunter, 1983). Os *bottomsets* das superfícies que interceptam estas estratificações formam planos de migração no qual as estruturas antigas são escavadas pelas estratificações mais recentes (Rubin & Hunter, 1983).

7.3. FÁCIES ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA

Os depósitos que pertencem a esta fácies estão arranjados em *sets* de geometria tabular, e são constituídos por laminações plano-paralelas horizontais ou de baixo ângulo, espessuras que compreendem valores entre 1,5 a 3 m e extensão lateral de aproximadamente 40 m. Esta fácies intercala-se com as fácies estratificação cruzada e cruzada do tipo *scalloped*, que é presente no topo destes depósitos em contato entre estas fácies mediante uma superfície erosiva. No primeiro ponto descrito deste afloramento (Fig. 14D), observam-se estratificações cruzadas de pequeno porte em um corpo tabular com aproximadamente 0.8 m com extensão lateral restrita ao interior de um *set* de laminações plano-paralelas.

Interpretação

A ocorrência e as características desta fácies indica sua gênese caracterizada por transporte por tração, as estruturas produzidas por esta deposição são do tipo *climbing ripple* de origem eólica e a migração destas marcas onduladas, geram estruturas ditas *subcritical climbing translent strata* (estratificação cavalgante translente subcrítica) (Hunter, 1977). Em relação à sua espessura, as estratificações translentes subcríticas são lateralmente muito extensas e geram depósitos tabulares (Hunter, 1977). *Climbing ripple* formam depósitos em diversos sistemas e podem ocorrer em *sand sheets* (lençóis de areia), interdunas secas, na parte inferior dos *lee sides* de dunas, transversais e barcanas com inclinações baixas a moderada desde sua crista até sua base convexa, e *draas* (Hunter, 1977; Mountney, 2006).



Figura 16 (A) Estruturas de adesão encontradas no segundo perfil (B) Marcas de ripples assimétricos eólicos próximos ao terceiro perfil.

7.4. FÁCIES ESTRATIFICAÇÃO DE ADESÃO

Estes depósitos são constituídos por laminações plano-paralelas com um aspecto ondulado não uniforme de baixo ângulo, arranjados em *sets* de geometria tabular, espessuras que compreendem valores entre 3,5 a 10 metros e extensão lateral de aproximadamente 40 m. Esta fácies ocorre na parte superior dos depósitos descritos, sendo o contato entre estes uma superfície erosiva (Fig. 16A).

Interpretação

As características deste tipo de laminação sugerem gênese em um momento onde o lençol freático estava mais próximo à superfície, aonde areia seca e levada até as áreas onde há presença de umidade (Kocurek & Fielder, 1982; Mountney, 2006). Este tipo de estruturas é descrito em interdunas do tipo úmido (*damp interdune*) (Kocurek, 1981; Hummel & Kocurek, 1984; Mountney, 2006). Esta feição é semelhante a *adhesion lamination* descrita por Kocurek & Fielder (1982), e são formadas em locais aonde a disponibilidade de água não é suficientemente grande para que se formem *adhesion ripples*.

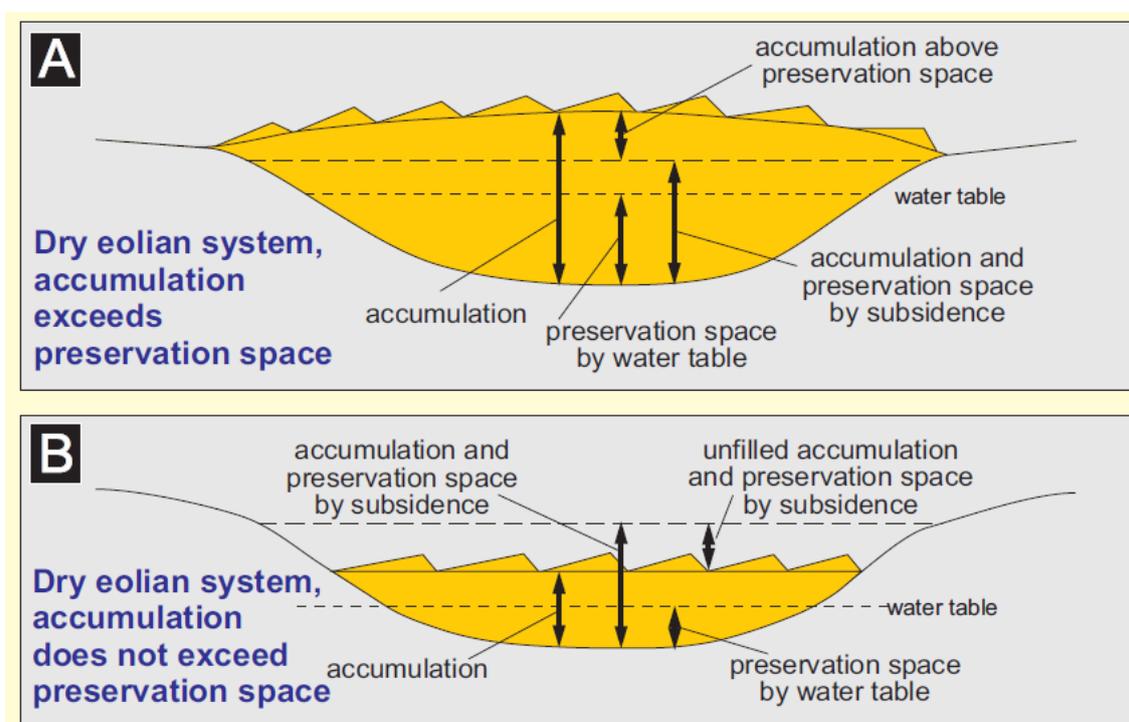


Figura 17 Componente de acumulação e espaço de preservação para sistemas eólicos secos. (A) Sistema eólico seco onde a acumulação construiu acima do espaço de preservação porque existe aporte de sedimento positivo. Potencial de preservação a longo prazo da parte acumulada acima da linha de espaço de preservação é baixo. (B) Sistema eólico seco onde a acumulação não preencheu o espaço de preservação disponível (Mountney, 2006).

8. SISTEMA DEPOSICIONAL E ELEMENTOS ARQUITETURAIS

Sistemas eólicos modernos são compostos por um conjunto de elementos geomórficos que ocorrem em várias escalas, com diferentes

geometrias e ocupam uma variedade de posições dentro de sistemas eólicos (Mountney, 2006). Os elementos arquiteturais propostos seguem o modelo apresentado por Mountney (2006), e assim os relacionando com as litofácies descritas (Fig. 18).

Aqui o sistema eólico representa depósitos de *erg* localizados em sua porção central. É formado pela intercalação dos três elementos arquiteturais: Elementos de dunas, interdunas seca, interdunas úmida. Esses mares de dunas estão associados a sistemas eólicos secos como descrito por e Kocurek (1996), os quais são desenvolvidos em climas áridos, onde a superfície de deposição está acima do nível do freático e há espaço de acomodação suficiente para sua preservação (Fig. 17).

Os elementos arquiteturais que compõem cada sistema são definidos a partir do conjunto de litofácies, da geometria dos copos e das superfícies presentes.

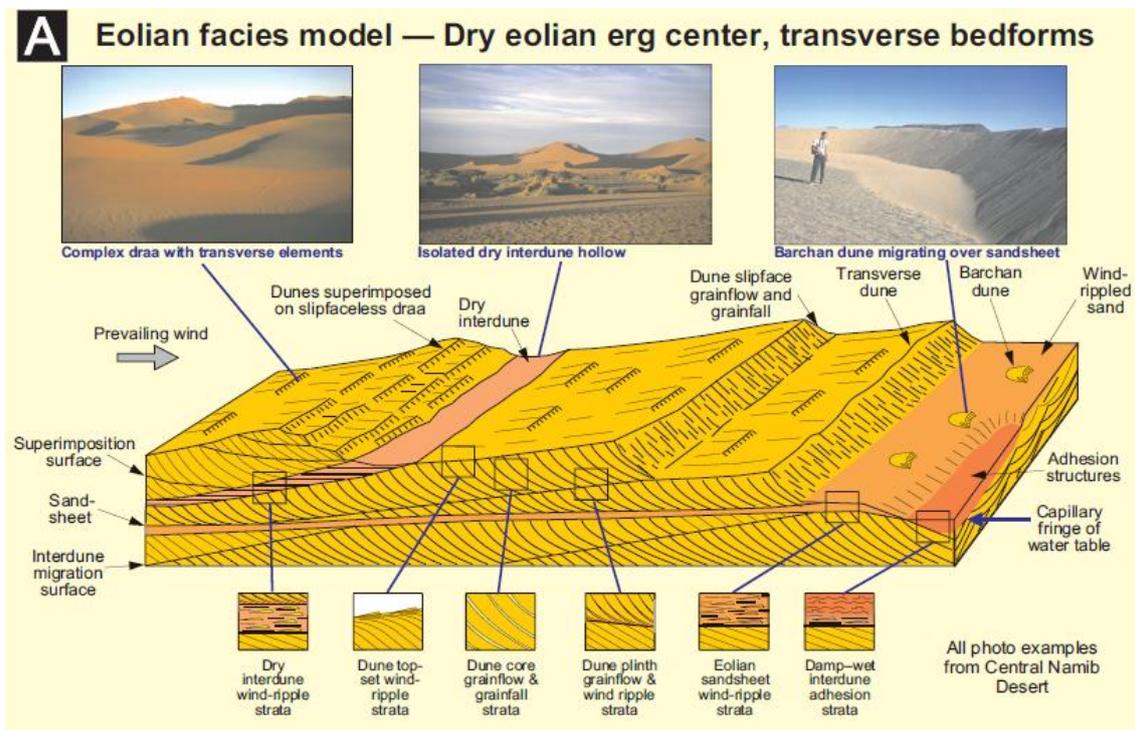


Figura 18 Modelos simples de fácies para sistemas eólicos. (A) Acúmulo de formas transversais simples e compostas em um modelo para centro erg-seco (Mountney, 2006).

Elementos de dunas - É caracterizada exclusivamente pelas fácies estratificação cruzada e estratificação cruzada *scalloped*, ambas possuindo

majoritariamente *foresets* de grande porte, sempre em corpos tabulares e contínuos, limitados no topo por depósitos de interdunas.

Elementos de interdunas seca - É formada pela fácies estratificação plano-paralela. Representada por laminações planas e contínuas de baixo ângulo, contidas em corpos tabulares, que separam os depósitos de dunas.

Elementos de interdunas úmida - É formada pela fácies estratificação de adesão. Representada por laminações planas com pequenas ondulações de baixo ângulo, contidas em corpos tabulares e espessos, presentes nas porções mais superiores das seções descritas.

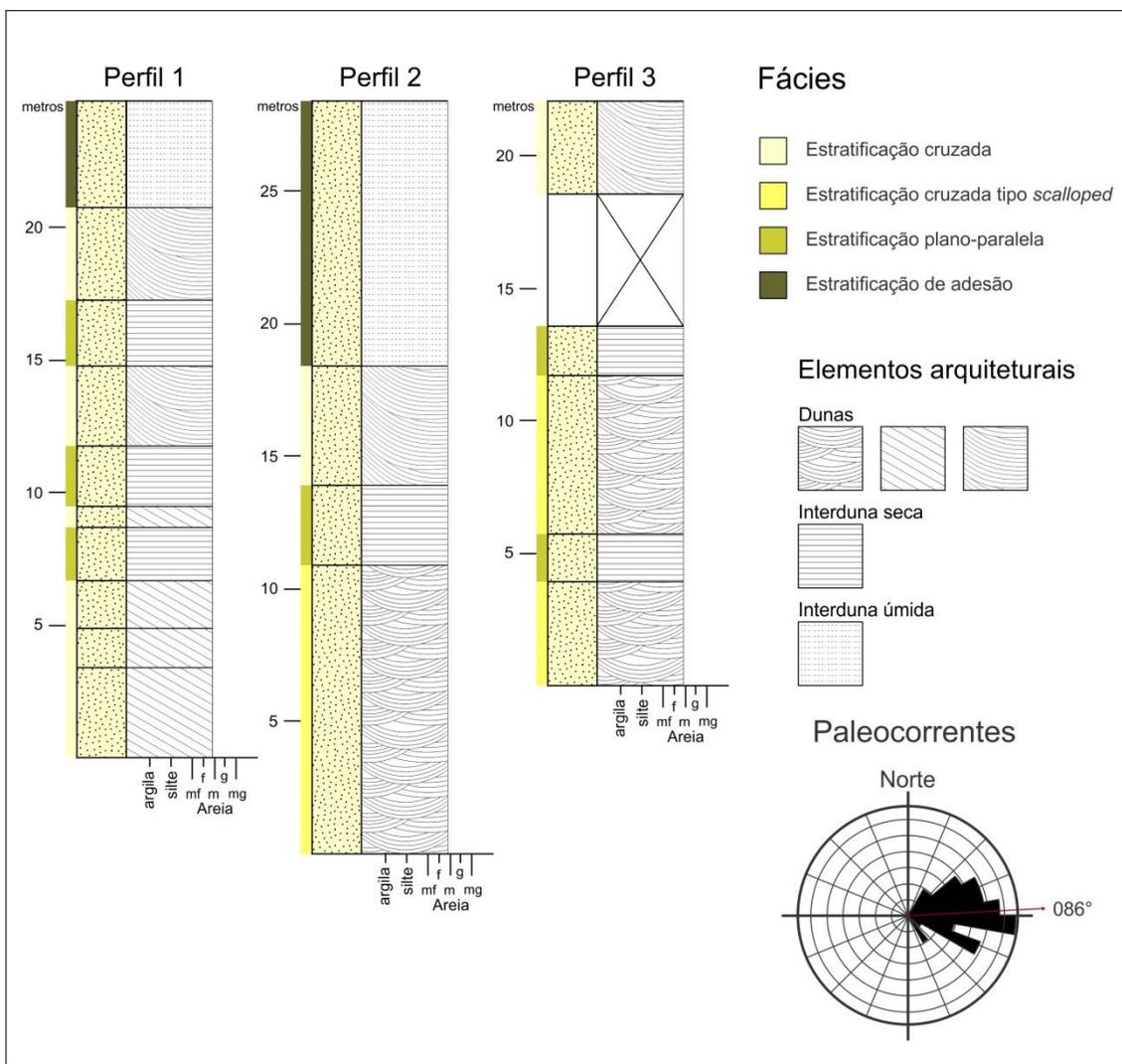


Figura 19 Seções estratigráficas representando os perfis 1,2 e 3.

9. DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO

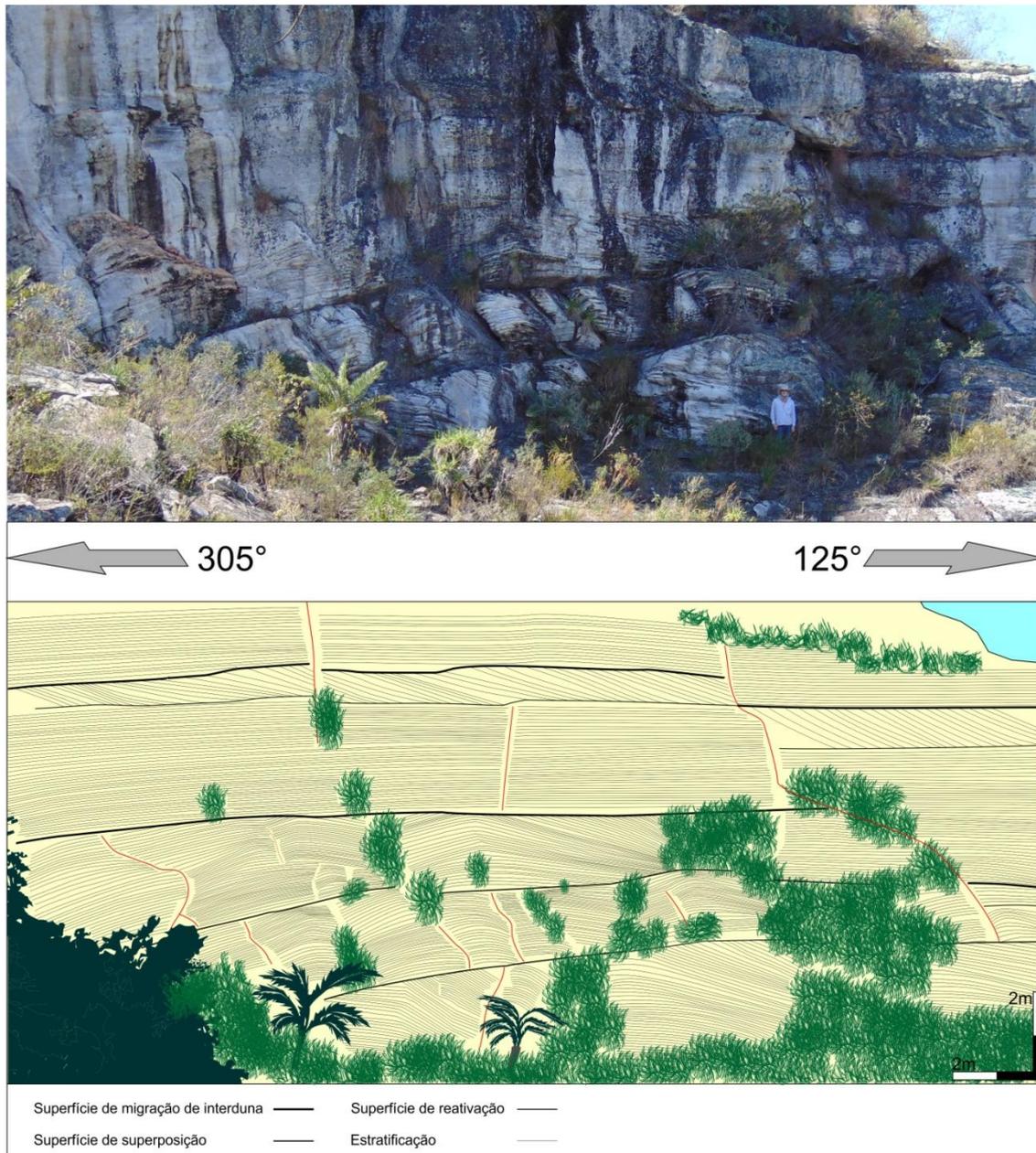


Figura 20 Seção 2D da parte inferior do primeiro perfil.

9.1. PRIMEIRO PERFIL

Este perfil encontra-se na porção sudeste do afloramento. Em sua porção inferior há elementos de duna, pertencente à fácies estratificação cruzada, com espessuras de 1,5 a 2,5 m, a orientação do *foresets* varia entre N50°W – N30°E com mergulhos entre 25° a 35°. O plano que corta as

estratificações nesta parte do perfil é obliquo ao mergulho dos *foresets* (Fig. 20). Entre estes *sets* é possível observar superfícies erosivas, que deixam evidente a geometria tabular destes corpos.

Acima destes *sets* encontramos depósitos de estratificações plano-paralelas, que constituem elementos de interdunas secas. A espessura deste depósito é de aproximadamente 4,5 m e a continuidade lateral de aproximadamente 30 m. Os *foresets* mergulham 8° NW em planos com

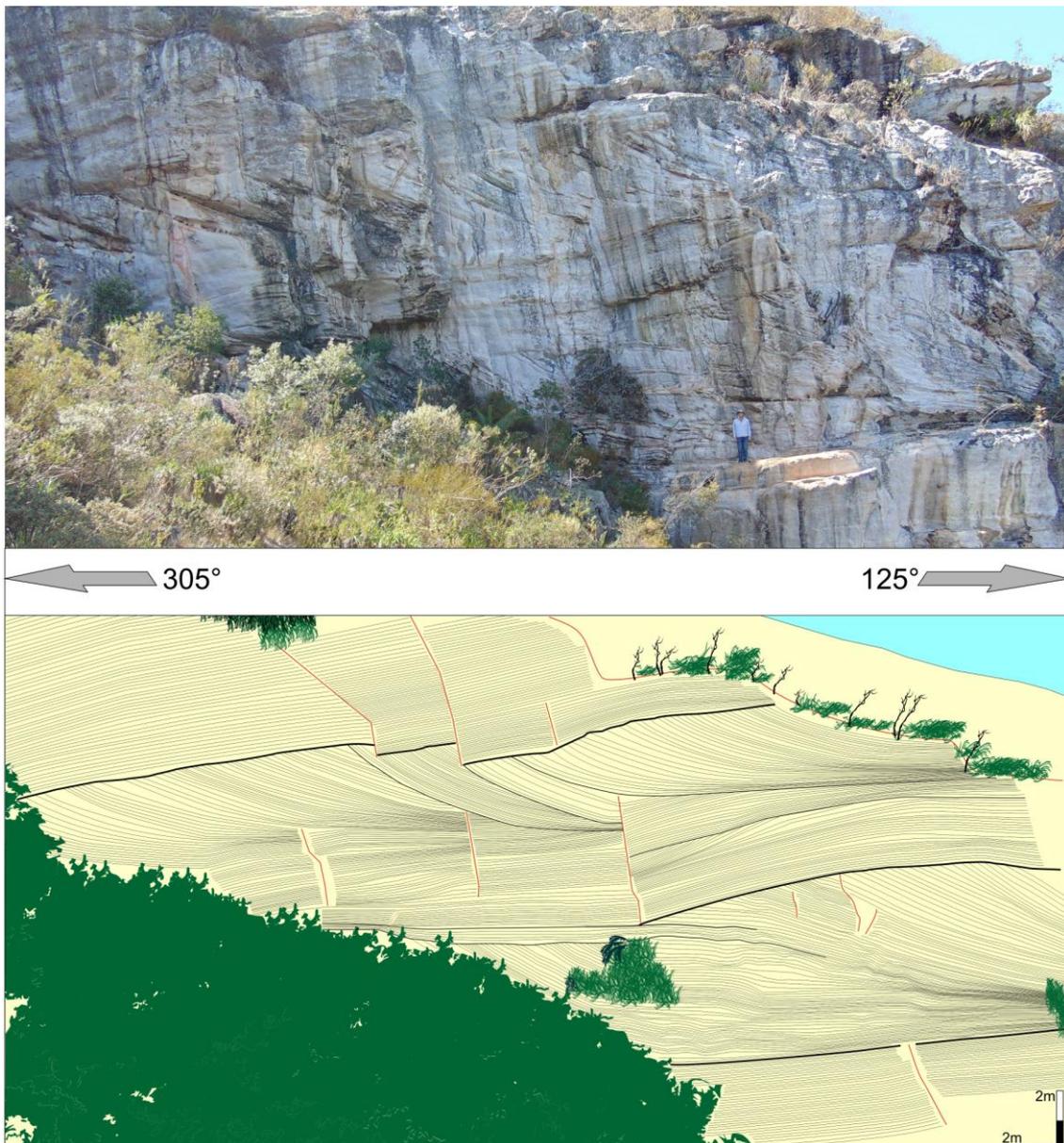


Figura 21 Seção 2D da parte superior do primeiro perfil.

atitude $N20^{\circ}E$. É possível observar nesta porção do perfil estratificações cruzadas de pequeno porte confinadas entre às estratificações plano-paralelas.

Este corpo possui aproximadamente 0.8 cm de espessura e *foresets* com mergulho aparente de N55°W/25°SE. É possível observar superfícies de contato erosivo tanto entre o *coset* de estratificações cruzadas primeiramente descritas quanto entre o set de estratificações cruzadas de pequena escala. Na porção estratigraficamente seguinte deste perfil podemos notar que há intercalação entre elementos de duna e interduna seca, sendo a porção final deste perfil representada por elementos de interduna úmida (Fig. 21). A face deste perfil expõe um corte aproximadamente perpendicular à direção das estratificações. O azimute dos mergulhos varia entre 115° e 88° (N-SE) com mergulhos entre 22° e 30°.

9.2. SEGUNDO PERFIL

Este perfil encontra-se na porção nordeste do afloramento (Fig. 22). Em sua base observa-se sobreposição de elementos de dunas, pertencentes à fácies estratificação tipo *scalloped*, formando um *coset* tabular-planar de aproximadamente 11 m de altura, a direção dos mergulhos variam entre 35° e 110° e intensidade entre 15° a 30°. É sobreposto por elementos de interduna seca, o mergulho das estratificações é de 8°SE. Entre estes dois elementos arquiteturais se observa uma superfície erosiva que se estende lateralmente por aproximadamente 50 m. No mesmo afloramento, na parte alta, observamos elementos de duna, com estratificações cruzadas com *foresets* ora levemente tangenciais ora truncados em seu *bottomset*, superfícies de reativação estão presentes truncando as estratificações, onde a deposição dos novos *foresets* é concordante com esta superfície, e seus *topsets* cortados por uma superfície de primeira ordem. Por fim no topo do perfil encontramos elementos de interduna úmidas que mergulham 7°S e espessuras de aproximadamente 10 metros.

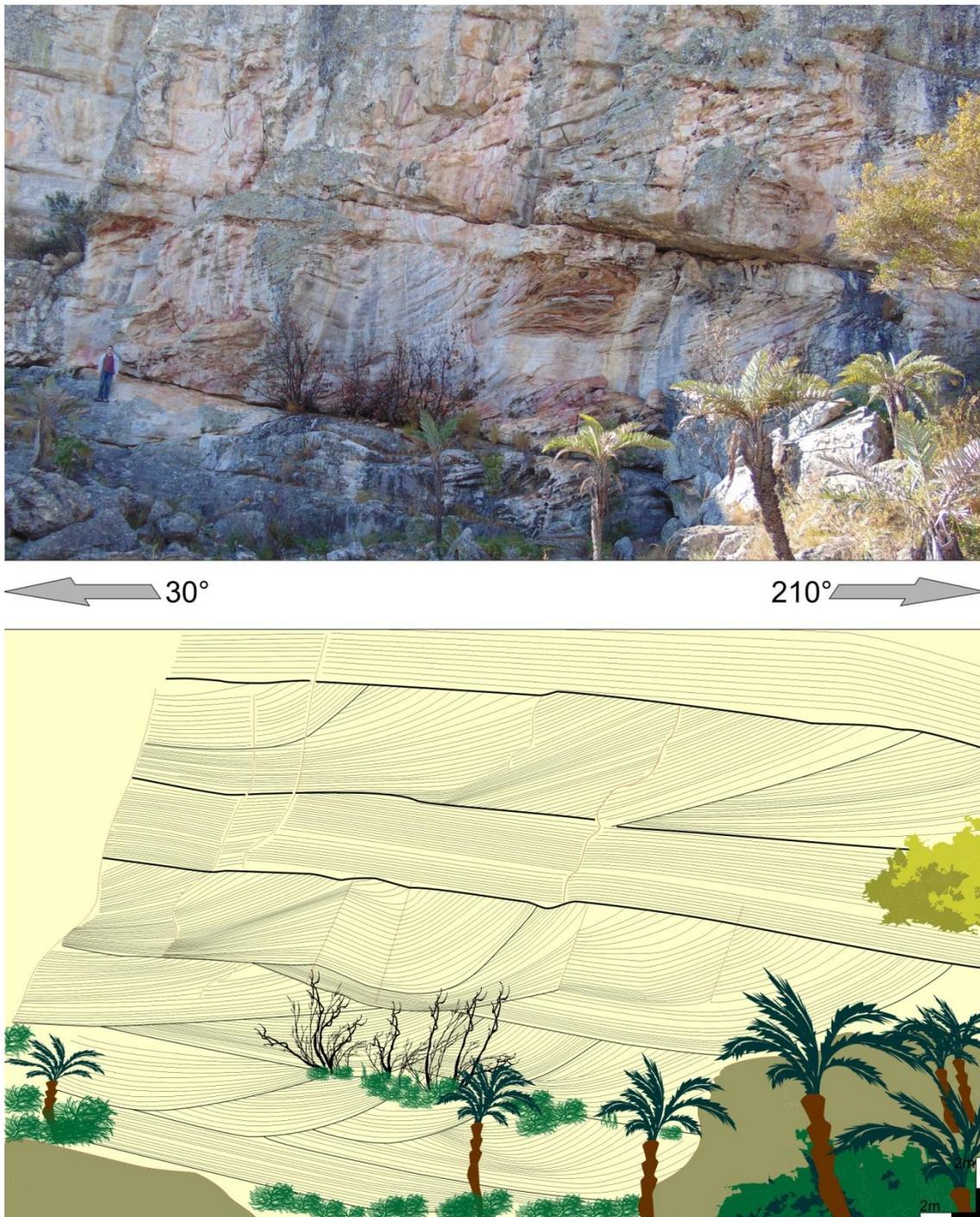


Figura 22 Seção 2D do segundo perfil.

9.3. TERCEIRO PERFIL

Este perfil encontra-se a oeste do primeiro ponto em uma porção mais centro-norte do afloramento. Este perfil é constituído majoritariamente por elementos de duna pertencentes à fácies estratificação cruzada do tipo *scalloped* formando dois *cosets* de estratificações cruzadas intercaladas por

depósitos de interduna seca, apresentando *foresets* plano-paralelos que aparentam evoluir para *foresets* inclinados de base côncava e apresenta mergulho de 13°SE (Fig. 23). Na parte superior deste perfil encontramos elementos de interduna seca que são sobrepostos por estratificações cruzadas, porem o contrato entre estes dois elementos não é visível, devido a vegetação presente no local. As estratificações cruzadas presentes no perfil possuem direção dos mergulhos 65° - 145° com intensidades de 24°-30°.

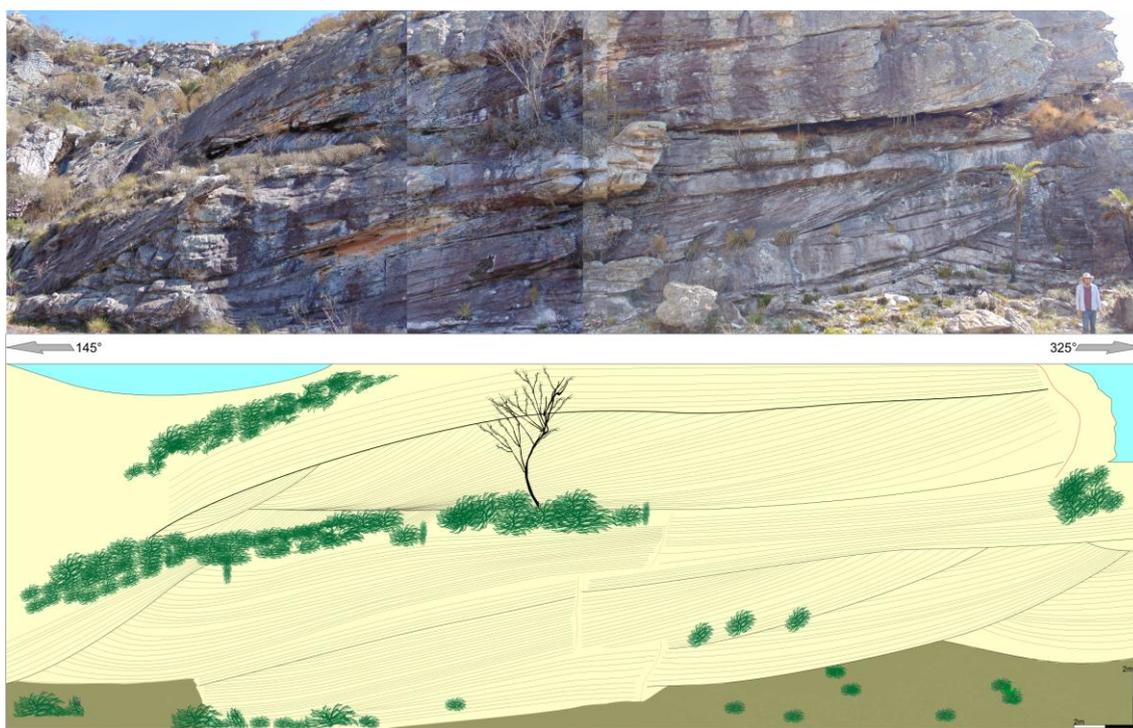


Figura 23 Seção 2D do terceiro perfil.

Interpretação

A porção inferior do primeiro perfil (Fig. 20), em um corte oblíquo, apresenta-se em linhas paralelas de baixa inclinação constituindo um *coset* onde os *sets* presentes possuem variação em seus mergulhos, que são interceptadas por superfícies erosivas perpendiculares entre si e oblíquas aos *foresets*. Como em Mountney (2006) estas superfícies serão interpretadas como *superimposition surfaces* (superfícies de superposição), e as características do *coset* ao que pertencem sugerem a superposição de

estruturas em uma estrutura de maior dimensão (*draas*) (McKee, 1979; Rubin & Hunter, 1983; Kocurek, 1981). As características das estratificações plano-paralelas presentes acima da porção supra descrita indicam deposição em sistema de interduna seca, dominada por depósitos de estratificação cavalgante translante subcrítica (Hunter, 1977; Mountney, 2006). O depósito de estratificação cruzada de pequeno porte sugere a formação de pequenas dunas barcanas que ocorrem em certas interdunas (McKee & Tibbitts, 1964; Pye & Tsoar 1990).

Na segunda porção do perfil (Fig. 21) podemos observar um padrão característico de *climbing bedform*, aonde o sistema duna-interduna evolui criando sobreposição de fácies enquanto há movimentação destes elementos (Kocurek, 1981). A orientação dos *foresets* e a disposição das superfícies sugere que estas estruturas tenham sido criadas por dunas do tipo transversais crescentes, tendo a direção do mergulho dos *foresets* paralela ao transporte de sedimento/ direção principal dos ventos (McKee, 1979; Kocurek, 1991). Os *sets* da fácies estratificação cruzada apresentam superfícies de truncamento e de redeposição concordante, os seus *foresets* desenvolvem bases tangenciais as suas superfícies limitantes e são erodidos em seu *topset*, indicando a presença de superfícies de reativação (terceira ordem) truncando os *foresets*, e superfícies de migração de interduna (primeira ordem) (Brookfield, 1977; Fryberger, 1993; Mountney, 2006). É possível observar também uma superfície semelhante à *growth surface* (Fryberger, 1993) na porção central do perfil (Fig.21).

Os *sets* de *adhesion lamination* presentes na parte superior deste perfil indicam a presença de *damp interdune*, devido a proximidade do lençol freático no período de deposição, porém a disponibilidade de água não foi suficiente para o desenvolvimento de estruturas do tipo *adhesion ripples* (Kocurek & Fielder, 1982).

Nos perfis dois e três os *sets* de base côncavos descritos (Fig. 15), como citado, sugere uma formação através de dunas com estratificações do tipo *scalloped* (Rubin & Hunter, 1983). Porém este termo é usado para estruturas produzidas por fluxo flutuante, por migração de superfícies sobrepostas, ou por ambos os processos, tornando muitas vezes um trabalho muito difícil determinar qual processo as gerou, sendo que a inspeção de afloramentos ou

fotografias bidimensionais não foram suficientes para a distinção entre os dois processos (Rubin, 1987). Contudo, estas estruturas, se abstendo de material pelítico, e possuindo granulometria bem selecionada indica sua formação por processos eólicos. Neste caso será utilizado o termo *scalloped cross-bed*, sem a distinção para o seu processo genético.

No segundo perfil (Fig. 22), a fácies estratificação tipo *scalloped* é sobreposta pelas fácies estratificação plano-paralela, cruzada e plano-paralela, formando um cenário semelhante ao encontrado no primeiro perfil, sugerindo esta formação por cavalgamento de dunas do tipo transversais sobre interdunas secas, apresentando superfícies de migração de interduna limitando o set de estratificações cruzadas e apresentando superfícies de reativação no interior de seu set. A parte superior deste perfil possui um espesso depósito de estratificações plano-paralelas (Fig. 19) sugerindo acúmulo sedimentar por aumento do nível do lençol freático, sendo que para sistemas eólicos úmidos, flutuações temporais no acúmulo e ângulos de cavalgamento são ditados por mudanças na taxa de variação do lençol freático relativo e da migração da *bedform*. Quando o nível relativo do lençol freático aumenta com o tempo, acumulação ocorre (Mountney, 2006). A parte superior deste depósito apresenta estruturas de adesão (*adhesion lamination*) (Fig. 19) formadas em interdunas úmidas, assim como descrito no primeiro perfil, sugerindo a deposição de sedimentos em quanto o nível do freático estava mais próximo a superfície (Kucurek & Fielder, 1982; Mountney, 2006).

10. DISCUSSÃO

Este trabalho baseou-se na elaboração de três perfis 2D, distinção de elementos arquiteturais e na construção de suas colunas estratigráficas para a interpretação das estruturas presentes no afloramento acima descrito. As interpretações aqui realizadas apontam que este afloramento tem caráter de ambiente eólico seco em sua maioria, e a presença de estruturas de adesão na parte superior final das seções estratigráficas indicam um possível ambiente eólico com pouca disponibilidade de água, havendo assim da base para o topo variação do freático. Sendo assim podemos tratar este sistema como um *erg*,

termo utilizado para grandes depósitos de areia, com área suficiente para abrigar *drass* (estruturas eólicas de terceira ordem) (Pye & Tsoar 1990).

A Formação Galho do Miguel é interpretada por alguns autores como de origem eólica com depósitos de origem marinha de mar raso e retrabalhados pelo vento (Dossin et al. 1987; Almeida-Abreu 1993; Martins-Neto 2000), porem neste trabalho não foi possível o reconhecimento de fácies com interpretação que sugerissem deposição em ambientes controlados por mares rasos.

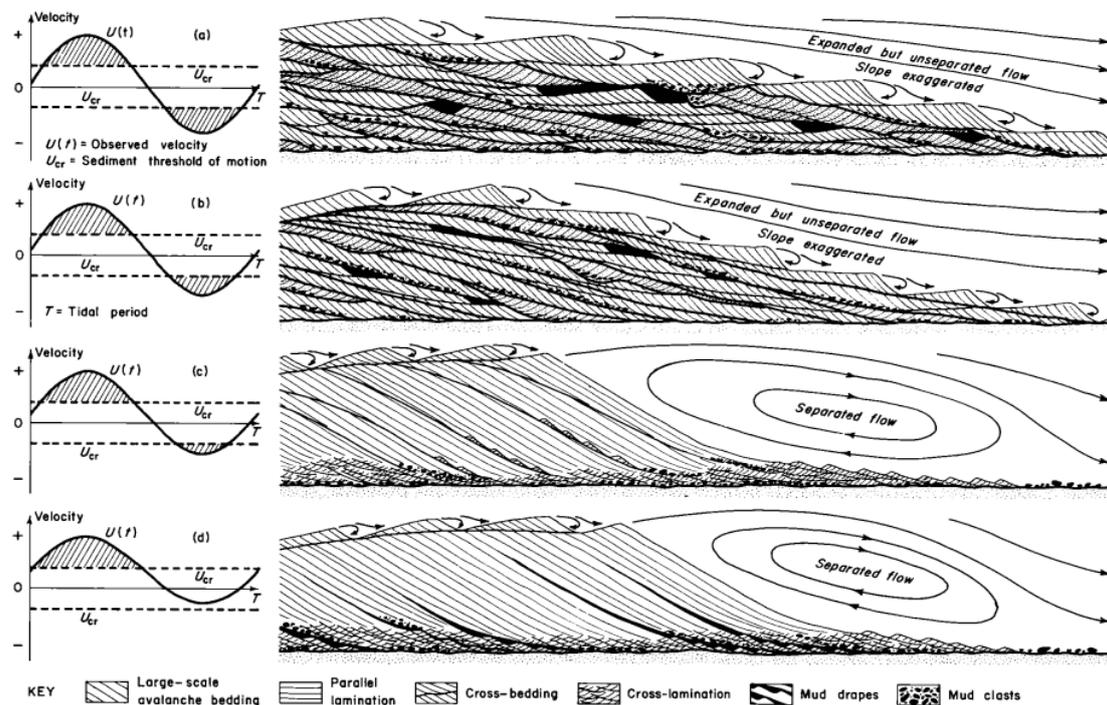


Figura 24 Possível estrutura interna formada por corrente de marés quase simétricas, com transporte de sedimentos aproximadamente igual durante cada semiciclo de fluxo (Allen, 1982).

Apesar de estratificações cruzadas *scalloped* serem comuns em ambientes dominados por marés, produzidos por fluxo cíclico, e em depósitos marinhos próximos a costa (Rubin, 1987), aqui não são interpretadas de tal forma, pois não é possível observar estruturas pelíticas (Fig. 24) presentes nos *bottomset* e nem estruturas de inversão de fluxo (Allen, 1982; Nichols, 2009).

As estruturas de adesão encontradas no topo das colunas estratigráficas são descritas tanto em ambientes costeiros como em ambientes intracontinental (Mountney, 2006), sendo assim sua ocorrência não é de caráter excludente.

11. CONCLUSÃO

Os elementos arquiteturais, juntamente com suas associações de fácies, encontrados nesta porção aflorante da Formação Galho do Miguel possuem caráter eólico, com deposição em ambiente com ausências de água, devido à presença de elementos como *climbing translent stratification*, presentes em interdunas secas (*dry interdunes*).

O paleoambiente desértico com grande aporte sedimentar possui características presentes em *erg*, onde foram geradas grandes estratificações cruzadas pertencentes a dunas transversais de grande porte e a *draas*. As direções dos mergulhos das dunas presentes neste mar de areia indicam que a direção dos paleoventos seja aproximadamente W-E.

Este ambiente experimentou uma fase com pouca presença de água, onde o lençol freático estava mais próximo à superfície de deposição sendo, possível o desenvolvimento de estruturas de adesão do tipo *adhesion lamination*, porém esta característica não é suficiente para determinar se o ambiente era costeiro ou intracontinental.

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, J.R.L., 1982. Sedimentary structures, vol. II. *Developments in Sedimentology*, 30.

ALMEIDA-ABREU, P.A., 1993. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Freiburg, 150 p.

ALMEIDA-ABREU, P.A., 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia eo orógeno. *Revista Geonomos*, 3(1).

ALMEIDA-ABREU, P.A. & PFLUG, R., 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont.*, 1(1/2):21-44.

BROOKFIELD, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24(3), pp.303-332.

ERIKSSON, P.G., MARTINS-NETO, M.A., NELSON, D.R., ASPLER, L.B., CHIARENZELLI, J.R., CATUNEANU, O., SARKAR, S., ALTERMANN, W. AND DE W RAUTENBACH, C.J., 2001. An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis. *Sedimentary Geology*, 141, pp.1-35.

DOSSIN, I.A., DOSSIN, T.M. & CHAVES, M.L.S.C., 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - Os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Ver. Bras. Geoc.*, 20(1-4):178-186.

DOSSIN, I.A., UHLEIN, A. & DOSSIN, T.M., 1984. Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional – MG. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, Atas 7, p. 3118-3132.

DOSSIN, I.A., CHAVES, M.L.S.C., UHLEIN, A. & ALVARENGA, C.J.S., 1985. Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina, Minas Gerais. In: SBG/MG, Simp. Geol. Minas Gerais, 3, Atas, p. 276-290.

DOSSIN, I.A., GARCIA, A.J.V., UHLEIN, A., DARDENNE, M.A. AND DOSSIN, T.M., 1987. Facies eólico na Formação Galho do Miguel, Supergrupo Espinhaço (MG). *Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, Boletim*, 6, pp.85-96.

FOGAÇA, A.C.C., 1995. Geologia da Folha Diamantina. Projeto Espinhaço. Belo Horizonte, COMIGUFMG, Inédito, 98 p.

FOGAÇA, A.C.C., ALMEIDA-ABREU, P.A. & SCHORSCHER, H.D., 1984. Estratigrafia da seqüência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Atas 6, p. 2652-2667.

FRYBERGER, S.G., 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 73(1), pp.167-197.

HUMMEL, G. AND KOCUREK, G., 1984. Interdune areas of the back-island dune field, North Padre Island, Texas. *Sedimentary Geology*, 39(1-2), pp.1-26.

HUNTER, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3), pp.361-387.

KNAUER, L.G., 1990. Evolução geológica do Pré-Cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, 298 p.

KNAUER, L.G., 1999. Aspectos estratigráficos e estruturais das unidades proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional e suas implicações para a caracterização do Evento Uruçuano. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 226 p.

KNAUER, L.G., 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, 15(1):81-90.

KOCUREK, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28(6), pp.753-780.

KOCUREK, G., 1991. Interpretation of ancient eolian sand dunes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19(1), pp.43-75.

KOCUREK G. 1996. Desert aeolian systems. In Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3 ed. Blackwell Science, London, 125-153.

KOCUREK, G. AND FIELDER, G., 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Research*, 52(4).

LOPES-SILVA L. 2008. Relação estratigráfica e estrutural entre os grupos Costa Sena e Guinda na região de Diamantina, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 198p.

MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G. & ALMEIDA-ABREU, P.A., 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaco Meridional. Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. 10, p. 171-174.

MARTINS-NETO, M.A., 1995a. Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaco no Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, SBG/MG, Boletim 13, p. 25-27.

MARTINS-NETO, M.A., 1995b. A evolucao paleogeografica da Tectonossequencia Sopa-Brumadinho, Bacia Espinhaco, fase rifte, na regio entre Sopa e Gouveia (MG). Belo Horizonte, SBG/MG, Boletim 13, p. 16-18.

MARTINS-NETO, M.A., 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia riftesag do Paleo/Mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2):151-168.

MARTINS-NETO, M.A., 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 103(3-4), pp.147-173.

MCKEE, E.D., 1979. *A study of global sand seas* (No. 1052). US Govt. Print. Off.

MCKEE, E.D., DOUGLASS, J.R. AND RITTENHOUSE, S., 1971. Deformation of lee-side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(2), pp.359-378.

MCKEE, E.D. AND TIBBITTS, J., 1964. Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libya. *Journal of Sedimentary Research*, 34(1), pp.5-17.

MOUNTNEY, N.P., POSAMENTIER, H.W. AND WALKER, R.G., 2006. Eolian facies models. *SPECIAL PUBLICATION-SEPM*, 84, p.19.

NICHOLS, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.

PFLUG, R., 1968. Observacoes sobre a estratigrafia da Serie Minas na Regiao de Diamantina. Rio de Janeiro, DNP/DGM, Not. Prel. Est. 142, p. 1-20.

PYE, K. AND TSOAR, H., 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. London: Unwin Hyman.

RUBIN, D.M., 1987. Formation of scalloped cross-bedding without unsteady flows. *Journal of Sedimentary Research*, 57(1).

RUBIN, D.M. AND HUNTER, R.E., 1983. Reconstructing bedform assemblages from compound crossbedding. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 38, pp. 407-427). Elsevier.

SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C., 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: SBG/MG, Simp. Geol. Minas Gerais, 1, Atas, p. 55-73.

SILVA, R.R. da, 1998. As bacias proterozóicas do Espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de sequências. *Revista Geonomos*, 6(1).

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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 295 p.

UHLEIN, A., TROMPETTE, R.A. & EGYDIO-SILVA, M., 1995. Riftingamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, 3(1):99-107.