



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**A FORMAÇÃO BANDEIRINHA, UM SISTEMA DEPOSICIONAL
MESOPROTEROZOICO DE AMBIENTE ÁRIDO: ANÁLISE DE FÁCIES E
INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL
(Diamantina, Minas Gerais)**

FÁBIO SIMPLÍCIO

Orientador: Prof. Dr. Giorgio Basilici

**CAMPINAS - SÃO PAULO
JULHO – 2011**

Fábio Simplicio

**A FORMAÇÃO BANDEIRINHA, UM SISTEMA DEPOSICIONAL
MESOPROTEROZOICO DE AMBIENTE ÁRIDO: ANÁLISE DE FÁCIES E
INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL
(Diamantina, Minas Gerais)**

Orientador: Prof. Dr. GIORGIO BASILICI - IG/UNICAMP

Monografia apresentada à Universidade
Estadual de Campinas para a obtenção
do título de Bacharel em Geologia.

**Campinas
2011**

AGRADECIMENTOS

Desejo manifestar meus sinceros agradecimentos a todos àqueles que estiveram ao meu lado durante estes anos em que cursei a graduação em Geologia, e que direta ou indiretamente contribuíram para o sucesso desta etapa.

Em primeiro lugar agradeço a Deus e a meus familiares: meu Pai (Adilson Aparecido Simplício), minha mãe (Sueli Silva Batista Simplício), meu irmão (Renato Simplício) e minha irmã (Caroline Simplício) que sempre lutaram para me ajudar a chegar a este ponto, com certeza me ajudarão muito mais.

Agradeço também a Mayara Ribeiro Quilicone, minha namorada, que contribuiu muito e sacrificou muitas de suas atividades para poder me ajudar nestes últimos três anos. Incluindo também seus familiares e em especial a “minha sogra” (Dra. Ivani Ribeiro).

Manifesto também os meus agradecimentos a todos os grandes amigos que tenho. Principalmente aqueles da rua onde morei a maior parte da vida. Conhecidos como: Lemão, Jaqueta, Chabola, Jaurso, Talão, Nilson, Toro e Preto. Também deixo especial agradecimento aos amigos da Faculdade (Espingardão, Zé, Danilão, Japão, Paulão, Rafael gordão, Tiagão Apollo, Ronaldão e Finado).

Ao Prof. Dr. Giorgio Basilici, por sua imensa paciência e amizade, e por não ter medido esforços para ajudar a realizar este trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	5
LISTA DE TABELAS	7
1. INTRODUÇÃO	9
2. OBJETIVOS	10
3. ÁREA DE ESTUDO.....	11
4. CONTEXTO GEOLÓGICO	13
4.1. BACIA ESPINHAÇO NO CONTEXTO DE BACIAS PRÉ-CAMBRIANAS	13
4.2. COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA	13
4.3. SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL	15
4.3.1. COMPLEXO BASAL	15
4.3.2. SUPERGRUPO RIO PARAÚNA.....	15
4.3.3. SUPERGRUPO ESPINHAÇO	16
4.3.3.1. Grupo Guinda.....	17
4.3.3.2. Grupo Conselheiro da Mata.....	18
4.4. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS (BACIA ESPINHAÇO).....	20
5. MÉTODOS	24
6. DESCRIÇÃO DE FÁCIES	25
6.1. Fácies conglomerado maciço clasto-suportado	25
6.2. Fácies arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal	29
6.3. Fácies arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo.....	33
6.4. Fácies arenito com laminação cruzada de pequeno porte	39
7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL	42
8. DISCUSSÃO	46
9. CONCLUSÕES	49
10. REFERÊNCIAS.....	50

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de localização da área de estudo, onde se observa a nordeste a cidade de Diamantina. Fonte: Google mapas (acesso em 22/06/2011). 11
- Figura 2.** Quadrícula Guinda em destaque na imagem de satélite (1:25.000) da folha Diamantina (1:100.000) e localização da Folha no Estado de Minas Gerais. Modificado de Silva (2008)..... 12
- Figura 3.** Mapa Geológico simplificado de parte do craton São Francisco e faixas Aracuaí e Brasília (modificado de Schobbenhaus *et al.*, 1984) Retirado de Eriksson *et al.* 2001. 1. Rochas paleoproterozóicas e arqueanas; 2. greenstone belts (RV, Rio das Velhas; U, Umburanas; CM, Contendas-Mirante; RI, Rio Itapicuru); 3. Megassequência Espinhaço; 4. Rochas retrabalhadas da faixa Brasília; 5. Rochas de cobertura mesozóica; 6. Depósitos neoproterozóicos de margem passiva da Megassequência Macaúbas; 7. Megassequência neoproterozóica Bambuí; 8. Limite do craton São Francisco. 14
- Figura 4.** Mapa geológico simplificado da Folha Diamantina (Fogaça, 1995). Escala 1:100.000..... 19
- Figura 4.** Mapa geológico simplificado da Folha Diamantina (Fogaça 1995). Escala 1:100.000..... 19
- Figura 5.** Coluna estratigráfica esquemática das coberturas proterozóicas do Craton do São Francisco na Serra do Espinhaço, Minas Gerais. As espessuras das sequências deposicionais não foram consideradas. Modificado de Silva (1998). 21
- Figura 6.** Ilustração representativa da evolução da Sequência deposicional Olaria, de Silva (1995) 22
- Figura 7.** Ilustração representativa da evolução da Sequência deposicional Natureza, de Silva (1995). 23
- Figura 8.** Gráficos de frequência dos tipos de clastos estudados nos três conglomerados, dividindo três camadas, respectivamente, da base (a), intermediário (b) e do topo (c). Obs.: o conglomerado da terceira camada foi subdividido em quatro subníveis, sendo o A, B e C representantes do arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal e o D representantes do conglomerado maciço clasto-suportado. 26

- Figura 9.** a. clasto de quartzo arenito com laminação plano-paralela e b. clasto de BIF (Formação Ferrífera Bandada). c e d. Contato entre quartzo-muscovita xisto do embasamento e o conglomerado da primeira camada 27
- Figura 10.** Relacionamento vertical entre as três camadas definidas de fácies conglomeráticas com fácies arenosas. 28
- Figura 11.** Terceira camada conglomerática exibindo as fácies "arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal", "arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo" e "conglomerado maciço clasto-suportado"..... 30
- Figura 12.** Fácies arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo formado por estratificação cavalgante translante subcrítica devido a migração de marcas onduladas produzidas pelo vento subjacente ao conglomerado maciço clasto-suportado. 31
- Figura 13.** Fácies arenito com laminação plano paralela e cruzada de baixo ângulo. Escala: moeda de 25 centavos. 33
- Figura 14.** Fotomicrografia de arenito mal selecionado com grãos cobertos por uma película óxido de ferro, que acentua seu arredondamento original. Figura ao microscópio óptico com aumento de 2,5x com e sem nicóis cruzados..... 34
- Figura 15.** Fotomicrografia de grão de quartzo bem arredondado envolto por fina película de óxido de ferro marcando seu contorno. Figura ao microscópio óptico com aumento de 10x. a) Com nicóis cruzados e b) Com nicóis descruzados..... 34
- Figura 16.** Marcas onduladas eólicas. Em a, b e c observam-se marcas onduladas com crista sinuosa e assimétrica em quartzo arenito vermelha, d) Notam-se marcas onduladas de interferência. 35
- Figura 17.** Outras estruturas observadas em quartzo arenito com laminação plano-paralela. a) marcas onduladas de adesão, b) gradação inversa apontada pela seta no quartzo arenito, c) estrutura tipo *flame* (chama)..... 36
- Figura 18.** A migração das marcas onduladas gera laminação subparalela. Modificado de Mountney (2006)..... 37

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Síntese litoestratigráfica da Serra do Espinhaço Meridional. Modificado de Almeida-Abreu e Pflug (1994).	17
Tabela 2. Demonstração de algumas diferenças com o trabalho de Silva (1995)	48

RESUMO

A Formação Bandeirinha representa um sistema deposicional mesoproterozóico posicionado na base da bacia Espinhaço. Esta unidade é interpretada neste trabalho como um sistema de lençol de areia eólico (*aeolian sand sheet*). Na sucessão vertical foram reconhecidas e interpretadas quatro fácies, quais sejam, fácies "arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo", fácies "arenito com laminações cruzadas de pequeno porte", fácies "arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal" e fácies "conglomerado maciço clasto-suportado". A fácies "arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo" formou-se pela migração de *wind ripples* (marcas onduladas eólicas) com gradação inversa, formando *subcritical climbing translent stratification* (estratificação cavalgante translente subcrítica). A fácies "arenito com laminações cruzadas de pequeno porte" é decorrente da migração de pequenas dunas eólicas isoladas no sistema. Já as fácies "arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal" e "conglomerado maciço clasto-suportado" representam canais efêmeros. Nesse sentido, foi possível interpretar que a formação deste lençol de areia eólico decorreu de processos de cimentação rápida, como também da elevação do nível do lençol freático. Ademais, ressaltou-se a importância do paleoclima local, que foi o principal regulador na formação dos depósitos eólicos e depósitos de canais efêmeros.

Palavras-Chave: depósitos eólicos; lençóis de areia eólica; canais efêmeros, Formação Bandeirinha.

1. INTRODUÇÃO

Nas proximidades com a cidade de Diamantina aflora a Formação Bandeirinha, que representa a fase inicial de evolução da bacia Espinhaço. Segundo Silva (1995, 1998) a sucessão sedimentar desta unidade dividi-se em três sequências deposicionais (Basal, Olaria e Natureza).

A sequência deposicional basal não foi adequadamente interpretada, dada a falta de afloramentos disponíveis para estudos sedimentológicos. Na sequência deposicional Olaria foram reconhecidas coberturas conglomeráticas, interpretadas pelo autor citado como leques aluviais e depósitos de pedimento, que foram recobertos por uma sucessão de arenitos transgressivos de origem marinho-raso e costeiro, que segundo Silva (1995, 1998) são indícios de deposição por correntes de maré. Com relação à sequência deposicional Natureza, esta é limitada no topo e na base por duas discordâncias angulares. No contato basal esta discordância é recoberta por conglomerados representativos de um arranjo complexo de natureza aluvial, que prograda para NE sobre um sistema fluvial conglomerático de tipo entrelaçado, que é recoberto por um sistema fluvial arenoso entrelaçado. Sobreposto a esse sistema ocorrem arenitos, interpretados como o registro estratigráfico de paleocampo de dunas de origem eólica (Silva 1995, 1998).

Entretanto, a partir das observações feitas na etapa de campo deste trabalho (realizado em abril de 2011) e posterior tratamento dos dados. Percebeu-se que a Formação Bandeirinha pode ser reinterpretada como um sistema deposicional de ambiente árido do tipo lençol de areia eólico (*aeolian sand sheet*), relacionado com canais efêmeros, comuns neste ambiente.

Neste trabalho foi medido um pacote com mais de 100 m de espessura, o que o situa como um dos pacotes de lençol de areia eólico mais espesso do mundo. Outrossim, a Formação Bandeirinha representa um tópico de grande interesse por se tratar de um sistema eólico pré-cambriano, pouco comum e de difícil compreensão.

2. OBJETIVOS

Este Trabalho teve por objetivos realizar uma descrição sedimentológica detalhada e uma caracterização geométrica dos corpos sedimentares da Formação Bandeirinha, bem como determinar os principais mecanismos de transporte e deposição dos corpos sedimentares, capazes de subsidiar a reconstrução do paleoambiente deposicional desta unidade. Os objetivos específicos deste trabalho compreenderam:

- a. O reconhecimento das diferentes fácies;
- b. A interpretação das características genéticas dos sedimentos no sistema eólico antigo;
- c. A definição dos principais fatores responsáveis à construção, acumulação e preservação dos depósitos em lençóis de areia;

3. ÁREA DE ESTUDO

Os estudos de afloramento foram realizados a sudoeste da cidade de Diamantina, localizada a 298 km de distância da capital Belo Horizonte (Figura 1).

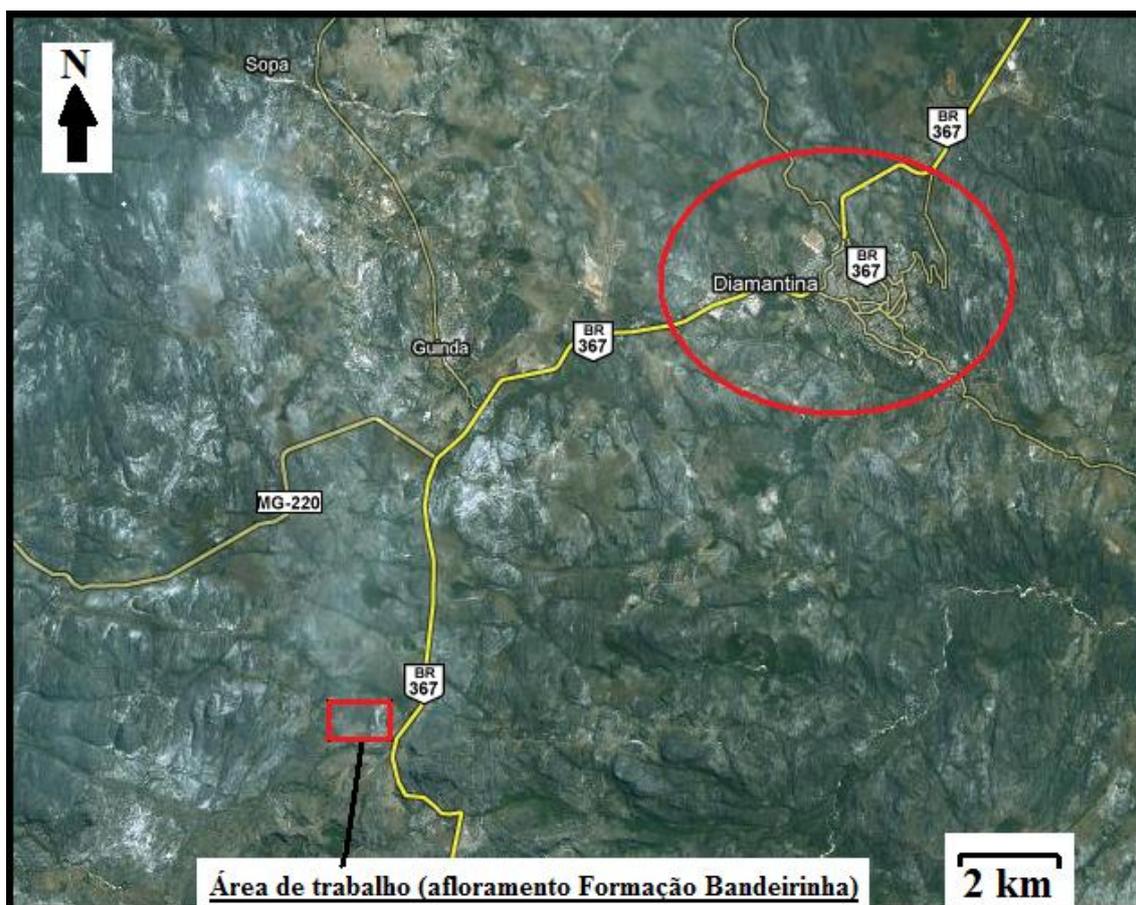


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo, onde se observa a nordeste a cidade de Diamantina.
Fonte: Google mapas (acesso em 22/06/2011).

O afloramento em que se concentraram os trabalhos situa-se nos limites da Folha Diamantina (escala 1:100.000), delimitada pelas latitudes $18^{\circ}00'00''S$ e $18^{\circ}30'00''S$ e pelas longitudes $43^{\circ}30'00''W$ e $44^{\circ}00'00''W$, e mais precisamente na Quadricula Guinda nas coordenadas $18^{\circ}15'00''S$ e $18^{\circ}22'30''S$ / $43^{\circ}37'30''W$ e $43^{\circ}45'00''W$ (escala 1:25.000) (Figura 2). Este local foi escolhido devido as excepcionais exposições rochosas que possui, configurando-o como um ótimo registro

Pré-cambriano. Tais registros sedimentares, onde os critérios atualísticos são de difícil aplicação, são incomuns e pouco estudados no Brasil.

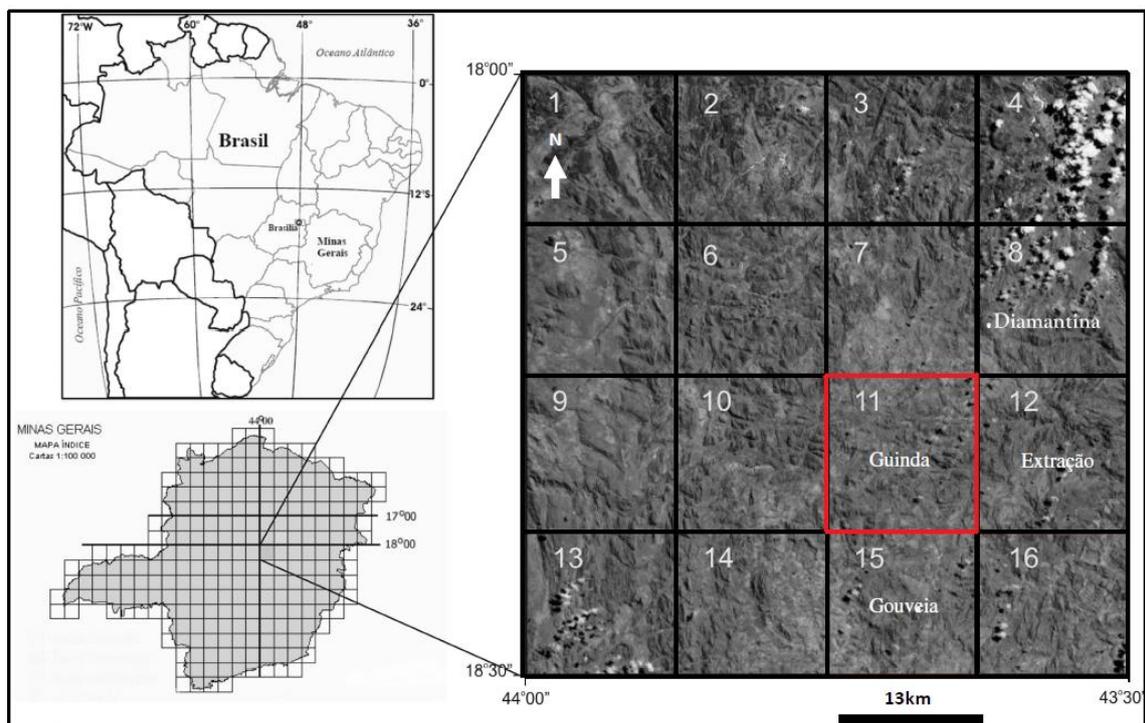


Figura 2. Quadrícula Guinda em destaque na imagem de satélite (1:25.000) da folha Diamantina (1:100.000) e localização da Folha no Estado de Minas Gerais. Modificado de Silva (2008).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1. BACIA ESPINHAÇO NO CONTEXTO DE BACIAS PRÉ-CAMBRIANAS

As bacias pré-cambrianas refletem a interação entre a oferta de sedimentos e taxa de subsidência, que é controlada pelas condições tectônicas (Eriksson *et al.* 2001). A bacia Espinhaço, com aproximadamente 1.7 Ga, é um importante exemplo de bacia que teve como primeiras influências o estiramento litosférico e subsidência termal.

De acordo com Eriksson *et al.* (2001), existem diversos problemas relacionados à análise de bacias pré-cambrianas, como a bacia Espinhaço. Dentre eles encontram-se:

- O fato de no Arqueano os fluxos de calor serem duas ou três vezes maior que atualmente;
- A evolução da composição da atmosfera e da vida, bem como sua influência sobre a erosão, intemperismo e taxa de suprimento de sedimentos;
- O grau de deformação, preservação e metamorfismo;
- A limitada preservação dos registros geológicos;
- E a dificuldade em datar o tempo de deposição.

4.2. COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA

A bacia Espinhaço posiciona-se estratigraficamente abaixo da bacia São Francisco e ambas afloram na Serra do Espinhaço, que tem uma extensão de aproximadamente 1200 km na direção Norte-Sul, recortando desde a região de Belo Horizonte, no Estado de Minas Gerais, até os limites da Bahia com os Estados de Pernambuco e Piauí, sendo separada em dois setores: Meridional (SdEM) e Setentrional (SdES) (Knauer 2007). Em Minas Gerais a SdEM situa-se a Sudeste do Cráton do São Francisco (Figura 3).

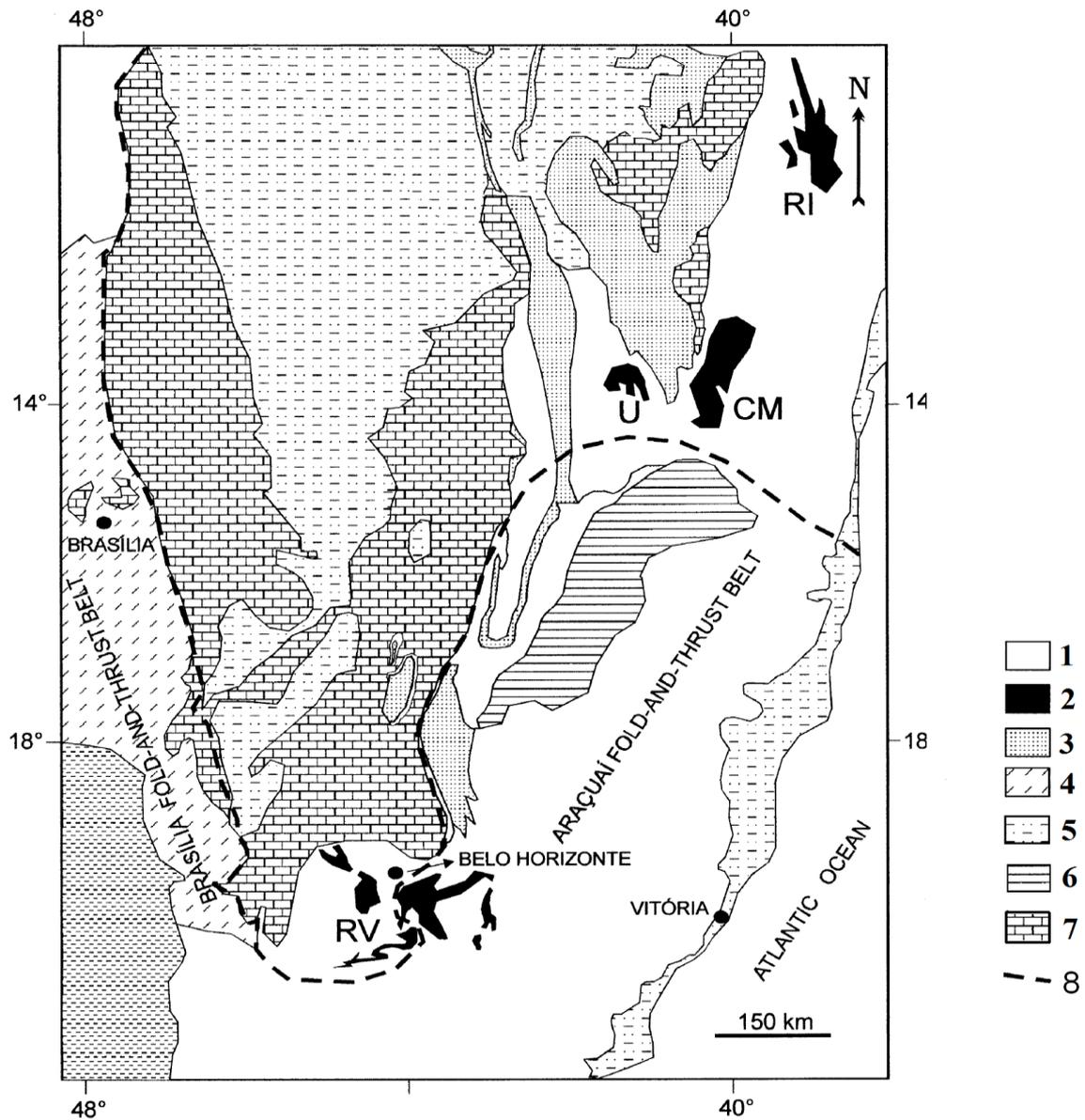


Figura 3. Mapa Geológico simplificado de parte do craton São Francisco e faixas Aracuaí e Brasília (modificado de Schobbenhaus *et al.*, 1984) Retirado de Eriksson *et al.* 2001. 1. Rochas paleoproterozóicas e arqueanas; 2. greenstone belts (RV, Rio das Velhas; U, Umburanas; CM, Contendas-Mirante; RI, Rio Itapicuru); 3. Megassequência Espinhaço; 4. Rochas retrabalhadas da faixa Brasília; 5. Rochas de cobertura mesozóica; 6. Depósitos neoproterozóicos de margem passiva da Megassequência Macaúbas; 7. Megassequência neoproterozóica Bambuí; 8. Limite do craton São Francisco.

4.3. SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

Na Serra do Espinhaço Meridional, na região de Diamantina, apresenta três conjuntos estratigráficos aflorantes: Complexo Basal, Supergrupo Rio Paraúna e Supergrupo Espinhaço (Tabela 1).

4.3.1. COMPLEXO BASAL

O Complexo Basal é constituído por granitos, gnaisses, migmatitos, faixas do tipo *greenstone belts*, corpos granitóides intrusivos e corpos isolados de anfíbolitos. Monzogranitos (localmente porfiríticos) predominam sobre granodioritos, tonalitos e trondjemitos (Scholl & Fogaça 1981). As rochas mais antigas são gnaisses migmatíticos, intrudidos por granitos peraluminosos do “tipo S”, com cristalização ocorrida a 2.8 Ga e posterior metamorfismo a 1.8 Ga (Hoffmann 1983, Hoppe *et al.* 1987), ocorrido no período de Orogênese Transamazônica (Machado *et al.* 1989).

Na porção leste da Serra do Espinhaço em Minas Gerais, também ocorrem corpos granitóides intrusivos de natureza calcio-alcálica, cristalizados a 1.7 Ga (Dussin & Dussin 1995), isolados dentro do complexo ígneo-migmatítico do embasamento.

4.3.2. SUPERGRUPO RIO PARAÚNA

Na porção central da SdEM em Minas Gerais, ocorrem rochas representantes do Supergrupo Rio Paraúna (Fogaça *et al.* 1984), que por sua vez é subdividido nos Grupos Pedro Pereira e Costa e Sena.

O Grupo Pedro Pereira é representado por sucessões vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belts* (Fogaça *et al.* 1984) que por vezes mostram contato tectônico com rochas do Complexo Basal. Na base destas sucessões predominam rochas vulcânicas metamorfisadas, cobertas por uma unidade vulcano-sedimentar, onde aparecem camadas delgadas de Formações Ferríferas Bandadas (BIF's), chert e rochas vulcânicas, cuja composição varia de ácida a básica. Datações em zircões forneceram a idade de 2.9

Ga para a cristalização de riolitos que encontram-se intercalados nesta unidade (Machado *et al.* 1989).

O Grupo Costa Sena, por sua vez, reúne uma espessa sequência de sericita-xistos com quantidades variadas de quartzo e, frequentemente, de cianita, além de eventualmente conter também lazulita, turmalina e hematita.

4.3.3. SUPERGRUPO ESPINHAÇO

O Supergrupo Espinhaço (Pflug & Renger 1973, Scholl & Fogaça 1979), como é reconhecida a bacia Espinhaço, aflora nas porções central e ocidental da SdEM, cobrindo discordantemente rochas do Complexo Basal e rochas supracrustais vulcano-sedimentares do Supergrupo Rio Paraúna (Pflug 1965, Fogaça *et al.* 1984, Pedrosa-Soares *et al.* 1994). Existem indícios de que a deposição da bacia Espinhaço tenha ocorrido por um longo espaço de tempo, cerca de 600 Ma, pois a idade máxima obtida através da datação pelo método U/Pb em zircões do metamorfismo das unidades pré-Espinhaço situa-se em torno de 1.8 Ga (Machado *et al.* 1989), bem como as vulcânicas associadas a unidades do Complexo Basal que situam-se em torno de 1.7 Ga (Machado *et al.* 1989, Dussin & Dussin 1995). Segundo Martins-Neto (1998), uma idade mínima confiável pode ser definida pela datação de intrusões básicas que cortam toda a coluna do Supergrupo Espinhaço, em torno de 1.1 a 0.9 Ga (Machado *et al.* 1989).

O Supergrupo Espinhaço possui uma espessura estratigráfica preservada superior a 3000 m, sendo composto predominantemente por rochas metassedimentares siliciclásticas, e subordinadamente por rochas metavulcânicas, contendo no topo algumas ocorrências de rochas carbonáticas. Este Supergrupo é dividido em dois Grupos: Grupo Guinda, termo introduzido por Knauer (1990), em substituição ao Grupo Diamantina e Grupo Conselheiro Mata (Dussin *et al.* 1985) (Tabela 1).

SUPERGRUPO ESPINHAÇO		
GRUPOS	FORMAÇÕES	ESPESSURA (METROS)
CONSELHEIRO DA MATA	RIO PARDO GRANDE	60-1000 ?
	CÓRREGO PEREIRA	~250
	CÓRREGO DA BANDEIRA	100-200
	CÓRREGO DOS BORGES	~100
	SANTA RITA	100-250
GUINDA	GALHO DO MIGUEL	500-3000?
	SOPA BRUMADINHO	0-250
	SÃO JOÃO DA CHAPADA	0-300
	BANDEIRINHA	0-200
SUPERGRUPO RIO PARAÚNA: GRUPO COSTA SENA E GRUPO PEDRO PEREIRA		0-600
COMPLEXO BASAL: GRANITO DE GOUVEIA E GRUPO CONGONHAS		0-250

Tabela 1. Síntese litoestratigráfica da Serra do Espinhaço Meridional, modificado de Almeida-Abreu e Pflug (1994).

4.3.3.1. Grupo Guinda

O Grupo Guinda reúne as Formações São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel (Figura 4). Entretanto, Almeida-Abreu (1993) e Almeida-Abreu & Pflug (1994) incluíram, na base do Grupo Guinda a Formação Bandeirinha, antes situada no topo do Supergrupo Rio Paraúna. Este grupo agrega uma espessa sequência de sedimentos de origem continental, com metavulcânicas intercaladas, relacionados à fase rifte da bacia Espinhaço. De modo resumido as unidades deste grupo são compostas por:

- A Formação Bandeirinha é constituída por uma sequência de arenitos puros ou micáceos, com presença marcante de “*red beds*”, conglomerados e brechas.
- A Formação São João da Chapada é formada por um pacote contendo arenitos médios a grossos, puros ou micáceos, além de filitos hematíticos, conglomerados e brecha basal (contato com Formação Bandeirinha).
- A Formação Sopa-Brumadinho, por sua vez, é composta por uma sequência contendo pelitos, arenitos, arenitos conglomeráticos, filitos hematíticos e

diamictitos.

- A Formação Galho do Miguel é composta principalmente por arenitos puros, localmente com presença de leitos pelíticos delgados.

4.3.3.2. Grupo Conselheiro da Mata

O Grupo Conselheiro da Mata (Dossin *et al.* 1985), por sua vez, reúne as cinco formações superiores do Supergrupo Espinhaço, da base para o topo compostas por:

- A Formação Santa Rita é composta essencialmente por pelitos e subordinadamente por arenitos.
- A Formação Córrego dos Borges contém arenitos puros, ou micáceos, localmente com presença de brechas e conglomerados quartzíticos.
- A Formação Córrego da Bandeira apresenta um pacote composto por pelitos e arenitos.
- A Formação Córrego Pereira é composta por arenitos puros, micáceos ou feldspáticos, com ocorrência subordinada de pelitos.
- A Formação Rio Pardo Grande é litologicamente composta por pelitos, arenitos e localmente carbonatos.

Além disso, existem diabásio, microgabros e equivalentes, que ocupam um pequeno volume da superfície da SdEM e ocorrem na forma de diques, sills, stocks e soleiras. As suas relações stratigráficas e estruturais, como também datações em zircões e badeleitas presentes num corpo aflorante na região de Pedro Lessa, em Minas Gerais, revelaram idades da ordem de 0.9 Ga (Machado *et al.* 1989), e portanto, demonstram que estas rochas são pós-tectônicas em relação ao Supergrupo Espinhaço.

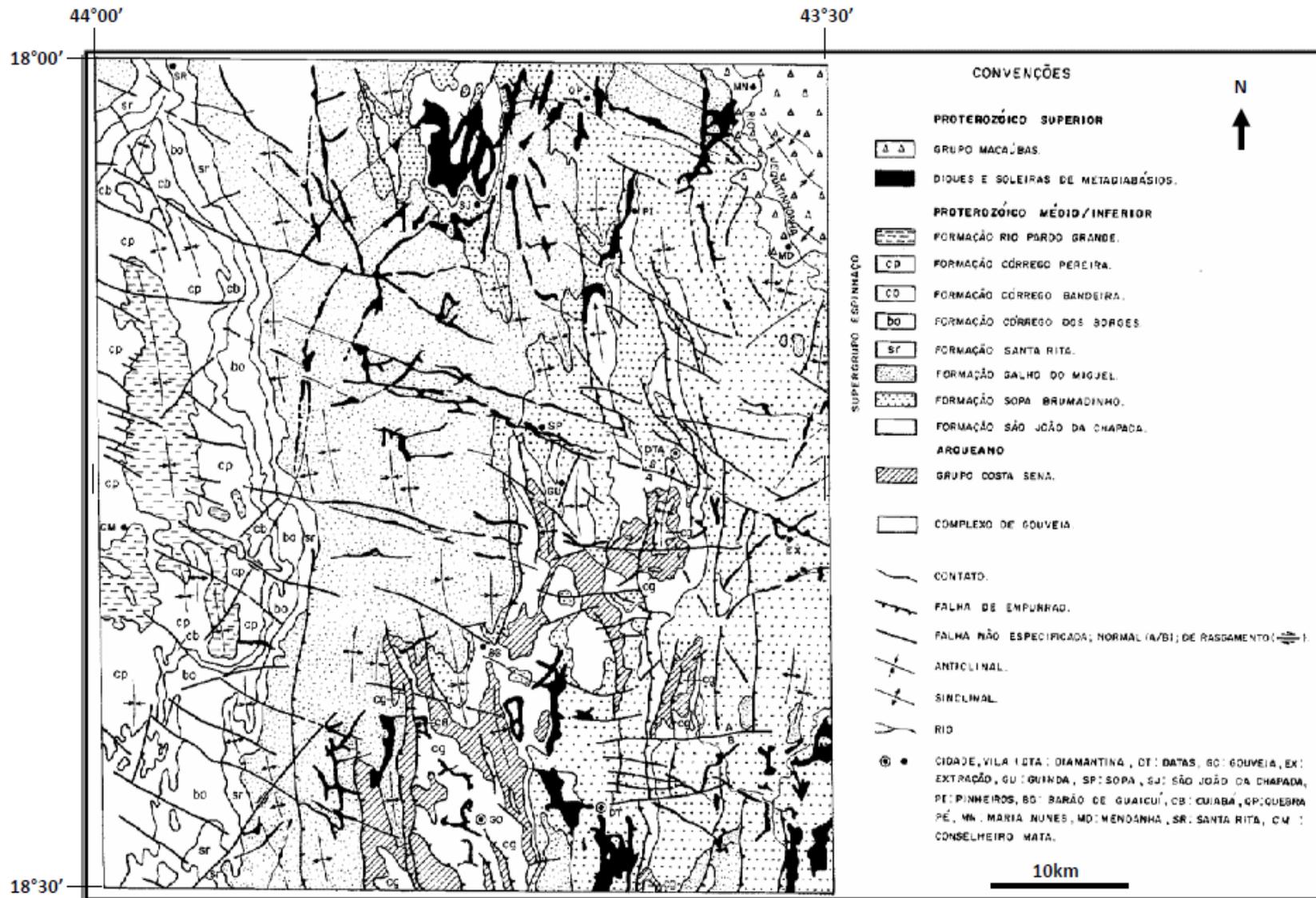


Figura 5. Mapa geológico simplificado da Folha Diamantina (Fogaça 1995). Escala 1:100.000.

4.4. SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS (BACIA ESPINHAÇO)

Fundamentados em estudos detalhados de cunho sedimentológico, paleogeográfico e estratigráfico, Martins-Neto (1993, 1994, 1995a) e Silva (1995, 1998), demonstraram que a evolução estratigráfica da bacia Espinhaço foi controlada pela sua história de subsidência. A partir da observação de discordâncias e utilizando-as como critério de organização destas unidades estratigráficas, Silva (1995) dividiu a bacia Espinhaço em seis sequências deposicionais: Basal, Olaria, Natureza, São João da Chapada, Sopa Brumadinho/Galho do Miguel e Conselheiro da Mata (Figura 5).

De acordo com Martins-Neto (1995a, 1995b), estas discordâncias marcaram importantes etapas de reorganização paleogeográfica da bacia Espinhaço e permitiu definir três estágios de evolução marcados pelas fases pré-rifte, rifte e transicional.

As sequências (Basal, Olaria e Natureza) da Formação Bandeirinha tem seu desenvolvimento ligados as fases pré-rifte e rifte. De acordo com Silva (1995) a sequência Basal não pôde ser adequadamente interpretada, dada a falta de exposições bem preservadas.

Na fase pré-rifte, a sequência Olaria apresenta a caracterização de sua evolução paleogeográfica extremamente limitada. Embora com algumas exposições aflorantes, foi superimposta a ela uma deformação compressiva, o que impede levantamentos sedimentológicos sistemáticos. Segundo Silva (1995), os conglomerados que cobrem a superfície erosiva basal correspondem a leques aluviais e mantos de pedimento (Figura 6). O restante da unidade é composto por arenitos finos e impuros que exibem predominantemente laminações e estratificações plano-paralelas, e subordinadamente estratificações cruzadas e marcas onduladas de corrente. Embora de difícil caracterização, acredita-se que os arenitos da sequência Olaria devem ter-se acumulado em contexto continental, pois faltam evidências indicativas de deposição em ambiente marinho, tais como truncamentos por ondas e imaturidade textural.

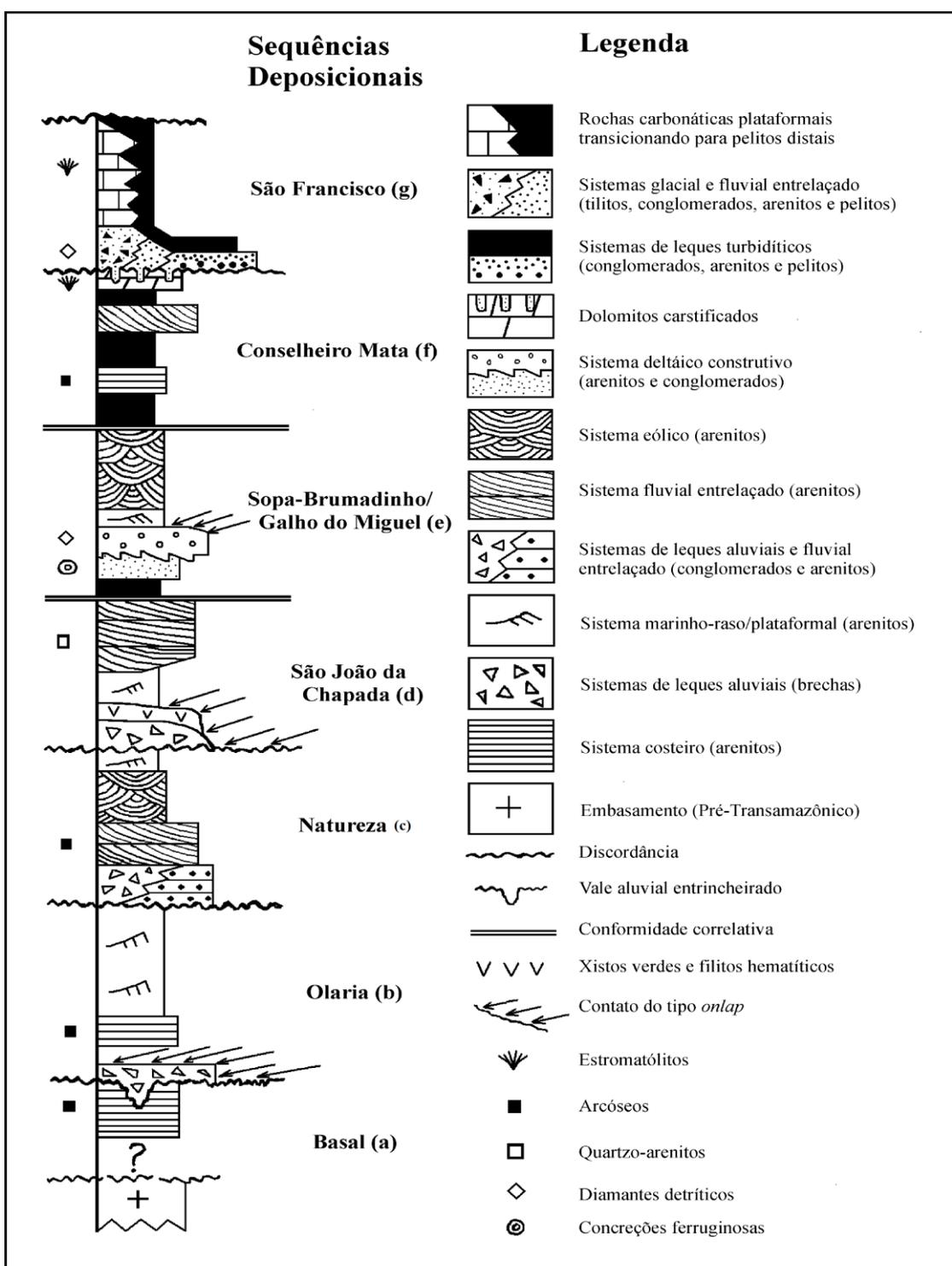


Figura 6. Coluna estratigráfica esquemática das coberturas proterozóicas do Craton do São Francisco na Serra do Espinhaço, Minas Gerais. As espessuras das sequências deposicionais não foram consideradas. Modificado de Silva (1998).

A ausência de falhamentos e vulcanismo sin-sedimentares sugerem que esta sequência depositou-se em uma depressão inicial, provavelmente o produto de estiramento crustal dúctil, antes de se atingir o limite elástico da crosta superior. Portanto, trata-se provavelmente do primeiro registro do processo de rifteamento (estiramento litosférico, envolvendo diferentes fases e mecanismos de subsidência), que marca a fase pré-rifte da bacia Espinhaço (Martins-Neto 1998).

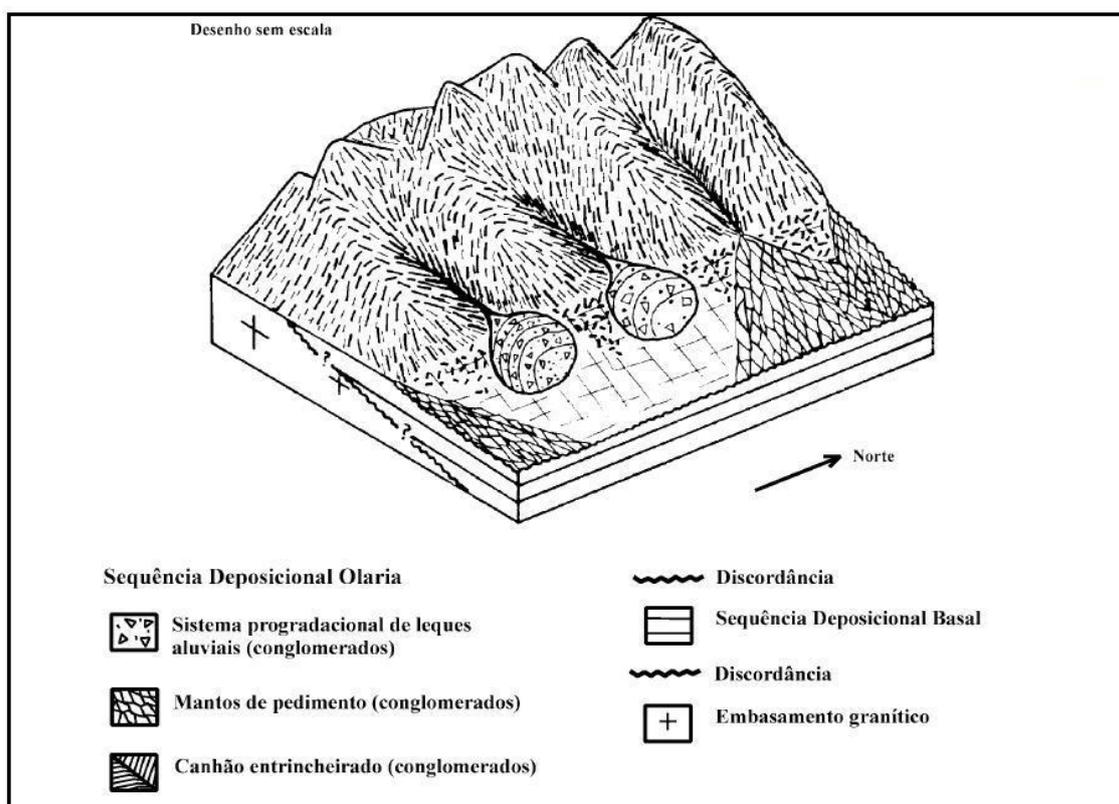


Figura 7. Ilustração representativa da evolução da Sequência deposicional Olaria, de Silva (1995)

Segundo Martins-Neto (1998) a fase rifte de evolução da bacia Espinhaço é dividida em três etapas evolutivas, separadas por proeminentes discordâncias angulares e erosivas, e a sequência Natureza corresponde à primeira destas etapas.

O contato basal é marcado por uma discordância angular recoberta por conglomerados heterogêneos, lateralmente persistentes, representativo de um arranjo paleogeográfico complexo de natureza aluvial (Silva 1995). Para Martins-Neto (1998), apesar de não apresentar processos de vulcanismo associado, esta sequência exibe evidências de um tectonismo extensional controlado por um regime de subsidência mecânica, manifestado através do desenvolvimento dos sistemas aluviais controlados

por falhas normais (Silva 1995). Este sistema de leques aluviais prograda sobre um sistema fluvial conglomerático do tipo entrelaçado (Figura 7). Para Silva (1995), o transporte de detritos ocorreu por processos trativos em um fluxo de correntes de alta energia, não canalizados. Estas feições evidenciam a ruptura da crosta superior com o desenvolvimento dos primeiros *semi-graben* na bacia Espinhaço (Martins-Neto 1998). Portanto, representam o início da fase rifte da bacia.

Nesta sequência os conglomerados são cobertos por arenitos caracterizados pela presença de *cosets* de estratificação cruzada tabular, tangencial na base dos *sets*, localmente recobertos por arenitos com estratificação plano-paralelo e cruzada de baixo ângulo referente a um sistema fluvial, e sobreposto a esse sistema ocorrem arenitos interpretados como o registro estratigráfico de campo de dunas de origem eólica.

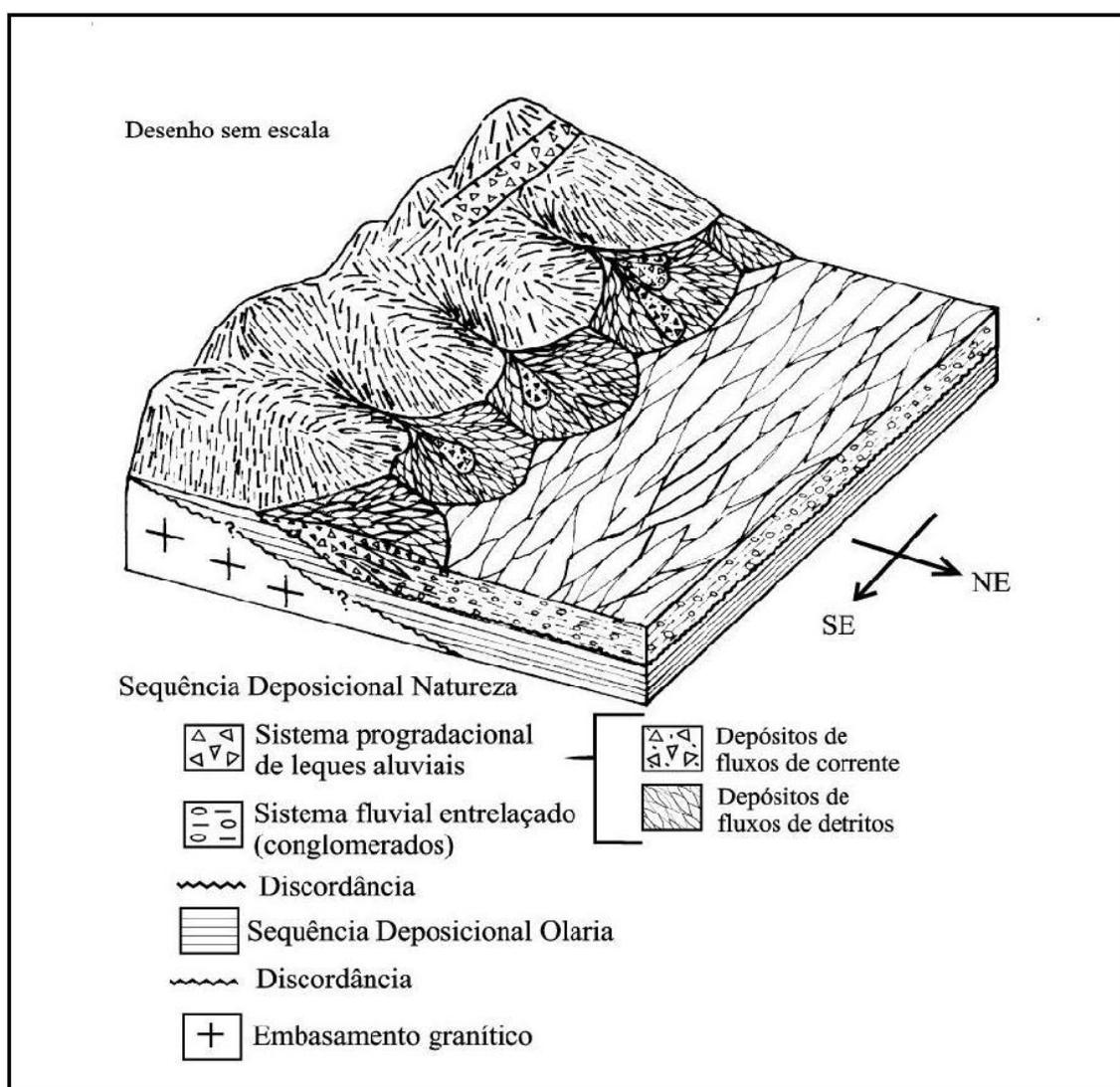


Figura 8. Ilustração representativa da evolução da Sequência deposicional Natureza, de Silva (1995).

5. MÉTODOS

Na primeira etapa do presente trabalho foi realizado um estudo bibliográfico buscando a compreensão do contexto geológico no qual a Formação Bandeirinha está incluída. Este levantamento bibliográfico também visou à atualização e o aprofundamento conceitual sobre ambientes desérticos e suas inter-relações com sedimentos eólicos e fluviais.

Na segunda etapa foi efetuada a aquisição de dados de campo, onde foi executada a medida e análise sedimentológica de duas seções paralelas (Figura 25) no principal local onde aflora a Formação Bandeirinha. O afloramento foi descrito segundo o método clássico de análise de fácies (Walker 2006), porém levando em consideração modelos físicos (hidráulicos) de sedimentação no lugar da comparação das fácies e do uso de códigos de fácies. Nesta etapa foram medidas seções monodimensionais, procurando a caracterização e hierarquização das superfícies limitantes (*bounding surfaces*) (Miall 1985) que separam as diferentes camadas ou eventos deposicionais em ambientes desérticos (Talbot 1985). Adicionalmente as descrições de campo, foram coletadas amostras para análises laboratoriais de petrografia dos arenitos e análise das estruturas sedimentares e relacionamento entre os grãos por meio de cortes oblíquos em amostras com marcas onduladas nos arenitos da Formação Bandeirinha. Com relação às análises petrográficas, foram produzidas oito lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do IG/Unicamp, além de análise dos grãos de areia coletados próximos aos diferentes pontos do afloramento que permitiram abarcar fácies siliciclásticas objetivando a definição das principais características mineralógicas e texturais dos sedimentos observadas em microscópio óptico, bem como estabelecer os principais processos de alteração dos clastos.

Na terceira etapa de trabalho foi realizada a interpretação sedimentológica e estratigráfica. Nesta fase foram individualizados os diferentes processos e fatores responsáveis pela construção e acumulação do sistema de lençóis de areia eólica observados na Formação Bandeirinha.

6. DESCRIÇÃO DE FÁCIES

A descrição das fácies contou com a análise de características dos corpos rochosos (texturais, estruturais e geométricas), observação de cortes laterais em amostras criteriosamente escolhidas para análise laboratorial (por exemplo, aquelas com marcas onduladas). Estas observações levaram ao reconhecimento de quatro fácies. Também com relação à individualização das diferentes fácies utilizou-se um critério de distinção entre lâminas e camadas, sendo as lâminas aquelas com até 10 mm de espessura e as camadas aquelas com mais de 10 mm de espessura (McKee & Weir 1953). A partir destes critérios distinguiram-se uma fácies conglomeráticas e três areníticas (aproximadamente 70% das subseções), listadas como:

- Conglomerado maciço clasto-suportado;
- Arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal;
- Arenito com laminação plano-paralela horizontal e de baixo angulo;
- Arenito com laminação cruzada de pequeno porte;

6.1. Fácies conglomerado maciço clasto-suportado

Esta fácies é constituída por um conglomerado maciço clasto-suportado com menos de 5% de matriz, que é de composição argilo-arenosa. Trata-se de um conglomerado polimítico, composto predominantemente por intraclastos de quartzo arenito contendo subordinadamente clastos de Formações Ferríferas Bandadas (BIF's), quartzo de veio e xistos (Figura 8). Os clastos possuem dimensões variadas, sendo os intraclastos maiores, predominantemente de blocos e matacões, também mais angulosos. Alguns intraclastos exibem laminações plano-paralelas (Figura 9a). Os demais clastos possuem dimensões menores, na maioria seixos com tamanho em torno de 50 mm, e são mais arredondados (Figura 9b).

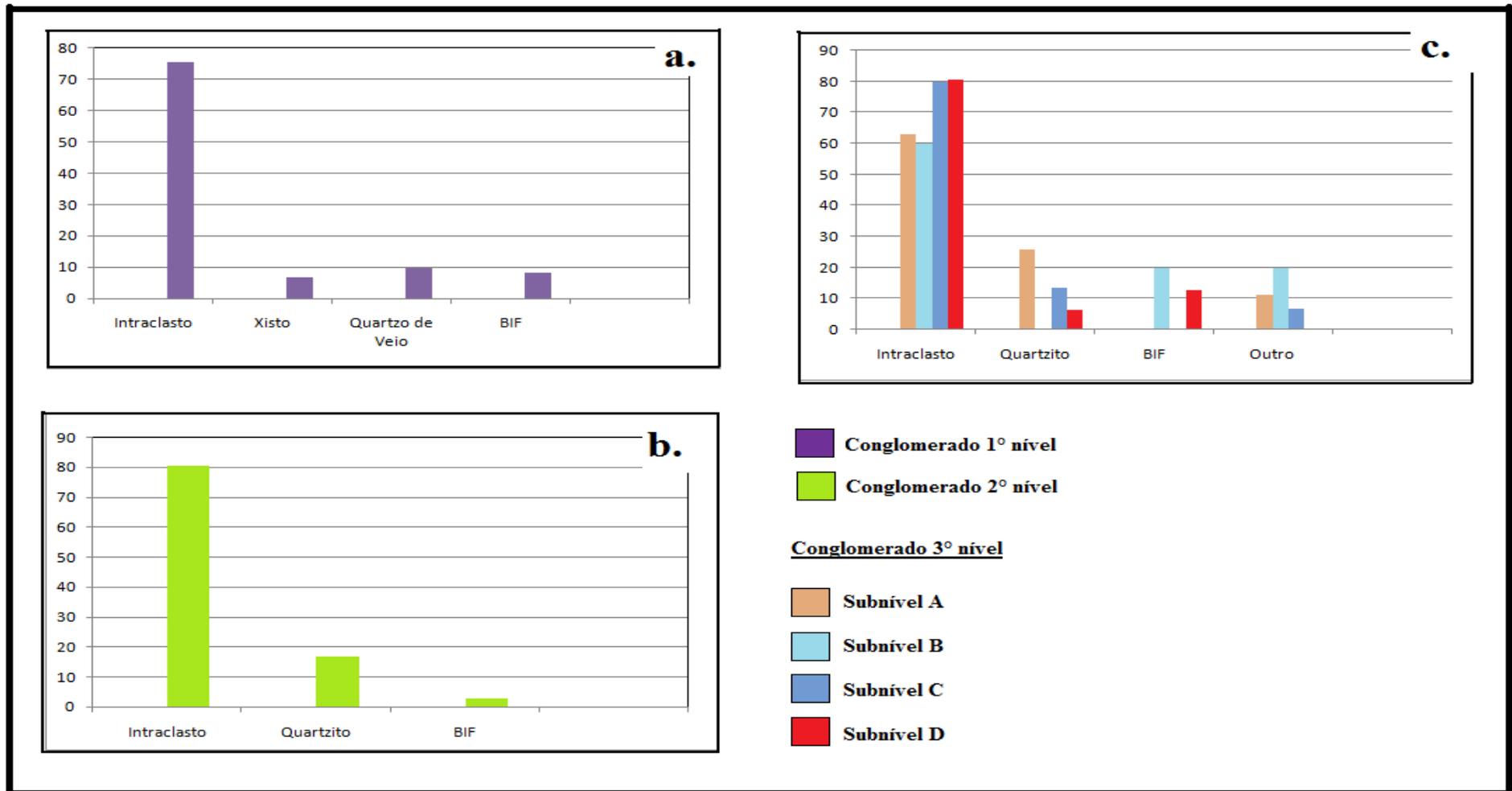


Figura 9. Gráficos de frequência dos tipos de clastos estudados nos três conglomerados, dividindo três camadas, respectivamente, da base (a), intermediário (b) e do topo (c).
 Obs.: o conglomerado da terceira camada foi subdividido em quatro subníveis, sendo o A, B e C representantes do arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal e o D representantes do conglomerado maciço clasto-suportado.

Esta fácies ocorre em três camadas. O contato com as rochas adjacentes e subjacentes é do tipo erosivo, sendo o contato basal côncavo, com espessuras medidas entre 7,5 e 17,5 m, que variam lateralmente afunilando-se (Figura 10).

O conglomerado da primeira camada está em contato com quartzo-muscovita xisto na base (Figura 9c. e 9d.) e afunilando-se lateralmente até o desaparecimento, ficando visível o contato da unidade do embasamento com as fácies areníticas sobrepostas.

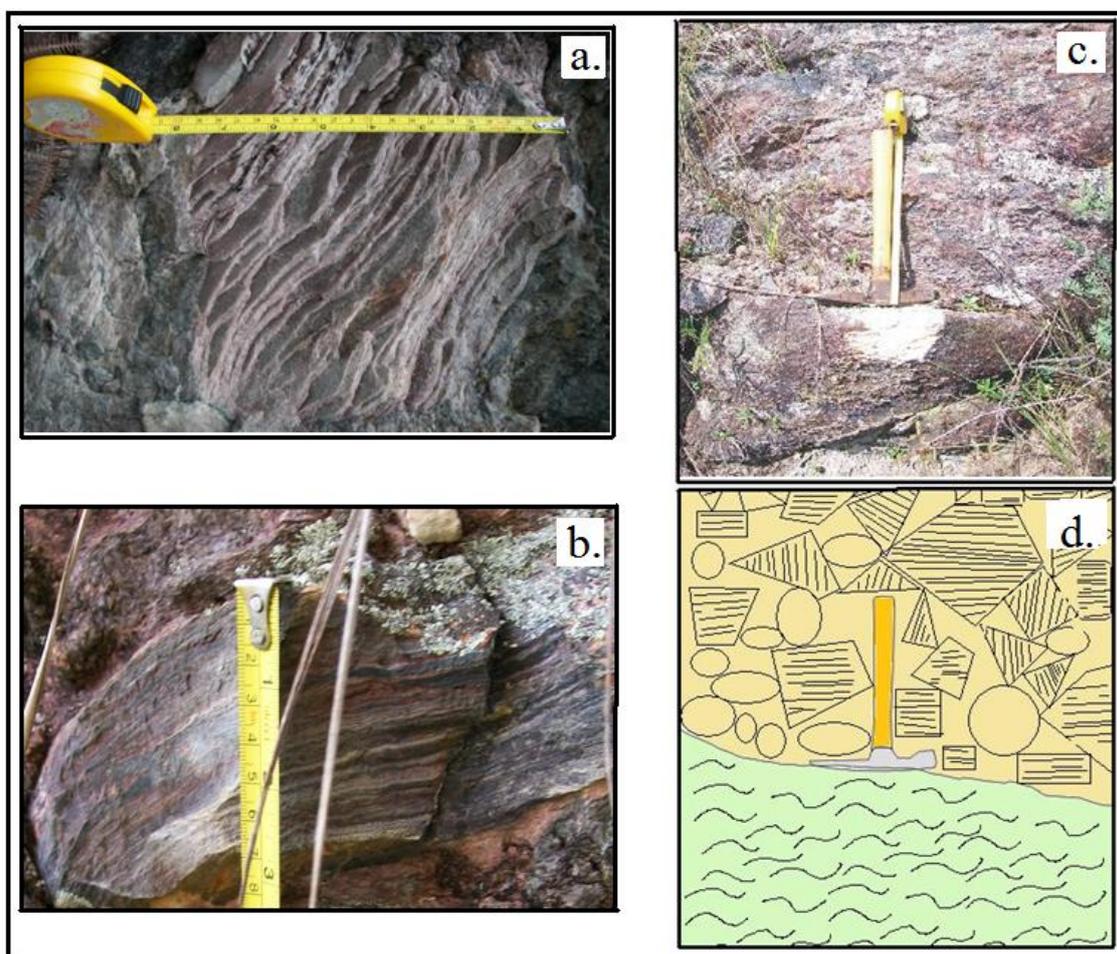


Figura 10. a. clasto de quartzo arenito com laminação plano-paralela e b. clasto de BIF (Formação Ferrífera Bandada). c e d. Contato entre quartzo-muscovita xisto do embasamento e o conglomerado da primeira camada

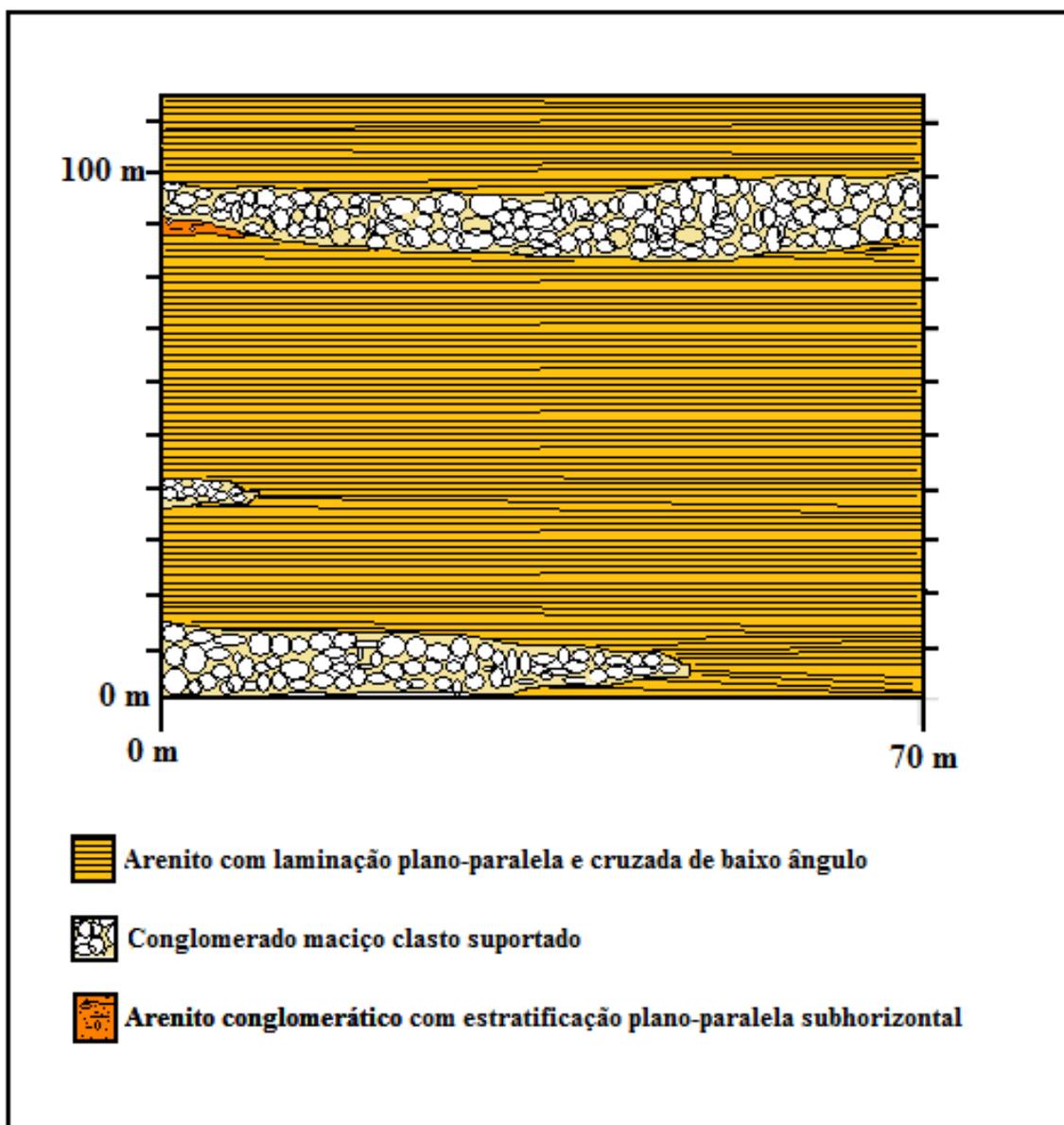


Figura 11. Relacionamento vertical entre as três camadas definidas de fácies conglomeráticas com fácies arenosas.

O conglomerado da segunda camada ocorre em contato na base e acima com a fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo”. Esta situação se repete com o conglomerado da terceira camada (Figura 10). Entretanto, nesta última camada observa-se uma associação entre as fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo”, “arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal” e “conglomerado maciço clasto-suportado”. Vale ressaltar que o contato basal é côncavo e erosivo sobre a fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo subjacente” (Figura 11).

6.2. Fácies arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal

Esta fácies é um “arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal” onde os clastos são predominantemente menores que 10 cm, entretanto, existem alguns clastos maiores de 20 cm (<5% em difusão areal no corte de camada) que ocorrem dispersos em meio a uma matriz argilo arenosa. A base deste corpo é côncava e a espessura observada possui até 3 m.

O “arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal” foi observado apenas na terceira camada conglomerática em contato com a fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo” e a fácies “conglomerado maciço clasto-suportado” (Figura 11). O contato inicia-se com a fácies “arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal” na base, que alterna com camadas de até 15 cm de espessura de “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo” com a superfície inferior ondulada e topo retilíneo, culminando com um contato erosivo com a fácies “conglomerado maciço clasto-suportado” acima (Figura 11 e 12).



Figura 12. Terceira camada conglomerática exibindo as fácies "arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal", "arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo" e "conglomerado maciço clasto-suportado".



Figura 13. Fácies arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo formado por estratificação cavalgante translante subcrítica devido a migração de marcas onduladas produzidas pelo vento subjacente ao conglomerado maciço clasto-suportado.

Interpretação do conglomerado maciço clasto suportado e arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal

Considerou-se necessário interpretar estas duas fácies juntas devido ao fato de estarem intimamente ligadas e também pela ocorrência da fácies “arenito

conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal” ter sido observada numa espessura de até três metros intercalado com a fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo”.

A fácies “conglomerado maciço clasto-suportado” preenchida predominantemente por intraclastos de arenito com laminação plano-paralela representa o preenchimento de canais efêmeros, que são comuns em ambientes de clima árido. Segundo Nichols (2006), estes canais tornam-se ativos em concordância com as mudanças no regime de chuvas e suas descargas variáveis. Estes canais podem permanecer secos por um longo período de tempo. Nestes períodos as marcas onduladas formadas pelo vento podem migrar sobre estes canais formando uma estratificação cavalgante translante subcrítica, fácies típica de lençol de areia eólico (Hunter 1981).

A fácies “arenito com laminação plano-paralelas e cruzada de baixo ângulo” entre camadas da fácies “arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal” observado no corpo conglomerático da terceira camada marca as mudanças nas condições pluviométricas. Nos períodos de seca, as marcas onduladas voltavam a se formar, mantendo o ciclo em função das variações climáticas sazonais (Figura 11).

Segundo Nichols (2006) os canais efêmeros têm fluxo de curta duração e os depósitos podem ser considerados *wadi gravels* (conglomerado de rio seco). O baixo grau de arredondamento dos intraclastos de arenito com laminação plano-paralela, que são predominantes, demonstram que os fluxos foram de curta duração.

A grande presença de intraclastos no conglomerado deve-se provavelmente ao rápido processo de cimentação ocorrido a partir da precipitação de sais em decorrência da variação da franja de capilaridade que atua no contato intergranular em função da variação no nível do lençol freático.

Esta rapidez no processo de cimentação é comumente reconhecida em lençóis de areia eólicos como importantes inibidores do desenvolvimento e migração de dunas eólicas, como foi relatado nos trabalhos de Kocurek & Nielson (1986), Simpson & Eriksson (1993) e Chakraborty & Chakraborty (2001).

6.3. Fácies arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo

A fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo” ocorre distribuída por aproximadamente 70% das seções descritas (Figura 25). Por vezes esta fácies ocorre associada à fácies “arenito com laminação cruzada de pequeno porte”.



Figura 14. Fácies arenito com laminação plano paralela e cruzada de baixo ângulo. Escala: moeda de 25 centavos.

Esta fácies mostra-se de modo mais comum com base plana ou levemente côncava estendendo-se lateralmente por mais de seis metros, máxima extensão dos afloramentos. Os *cosets* de arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo variam entre 5 a 70 cm em espessura.

A granulométrica é variável, com grãos que variam de médio a grossos, predominantemente médios, extremamente bem arredondados, porém mal selecionados (Figura 14). Os grãos são cobertos por uma película de óxido de ferro, o que confere ao pacote uma cor avermelhada (Figura 14 e 15).

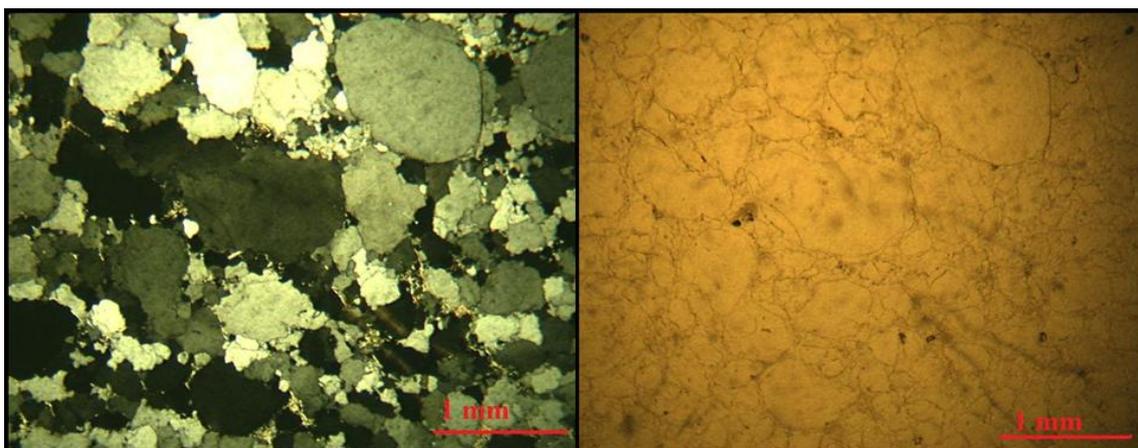


Figura 15. Fotomicrografia de arenito mal selecionado com grãos cobertos por uma película óxido de ferro, que acentua seu arredondamento original. Figura ao microscópio óptico com aumento de 2,5x com e sem nicóis cruzados.

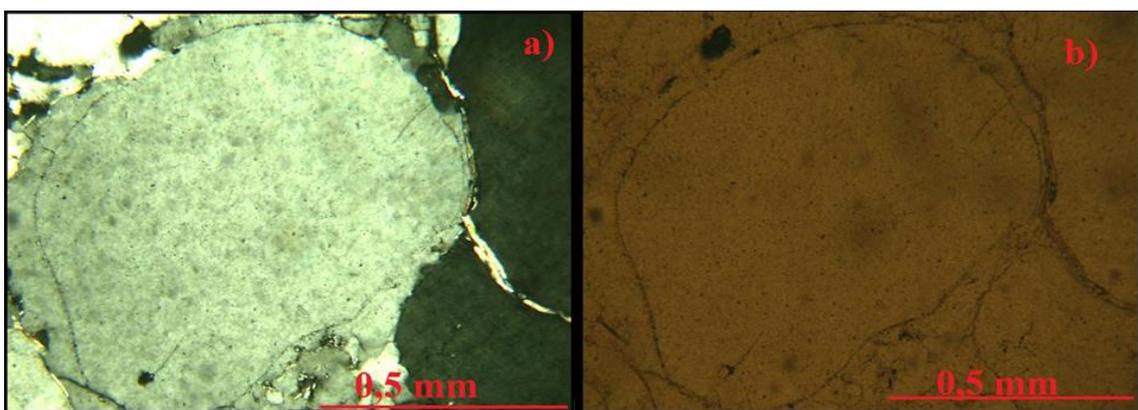


Figura 16. Fotomicrografia de grão de quartzo bem arredondado envolto por fina película de óxido de ferro marcando seu contorno. Figura ao microscópio óptico com aumento de 10x. a) Com nicóis cruzados e b) Com nicóis descruzados.

Na superfície de estratificação foram observadas marcas onduladas de origem eólica, de formas assimétricas, com cristas sinuosas (Figura 16 a, b e c) e gradação inversa, observadas em afloramento e a partir da análises em corte oblíquo em amostras coletadas, de direção perpendicular a de migração das marcas onduladas. Na superfície (visão em planta) de algumas amostras com marcas onduladas observou-se um padrão de interferência que mostram mudanças na direção do vento (Figura 16 d).

Outras estruturas diferentes foram observadas nesta fácies, como estruturas onduladas de porte decamétrico e marcas onduladas de adesão (Figura 17 a).

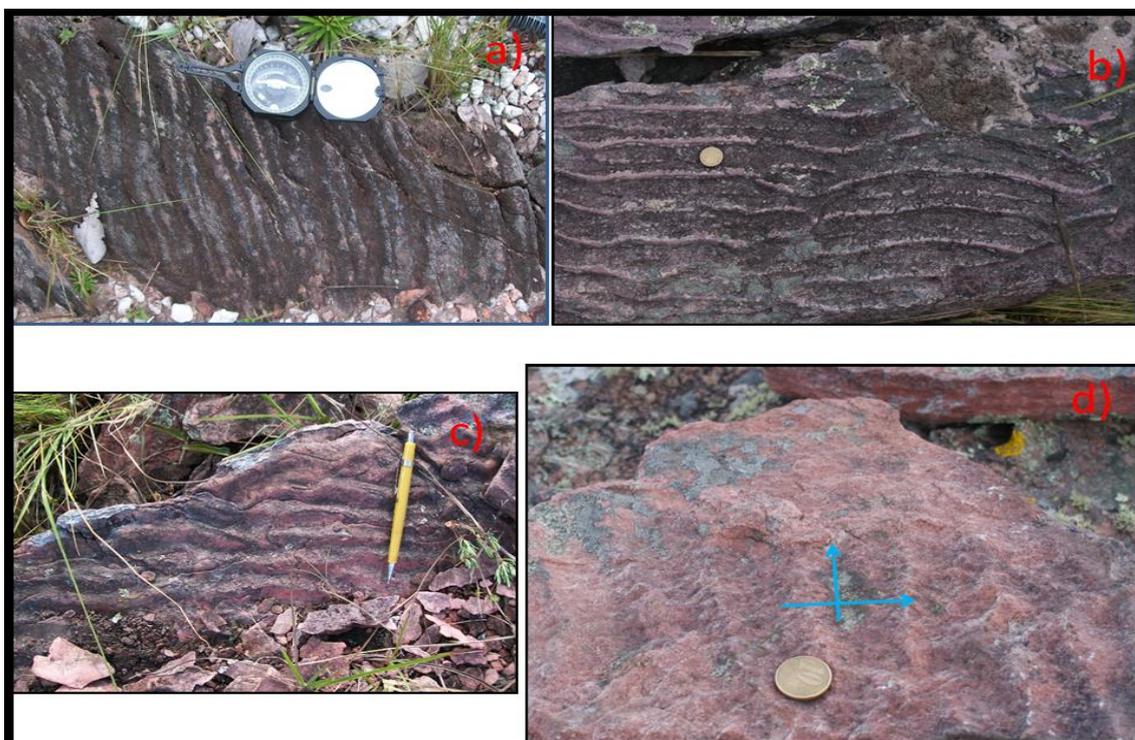


Figura 17. Marcas onduladas eólicas. Em a, b e c observam-se marcas onduladas com crista sinuosa e assimétrica em quartzo arenito vermelha, d) Notam-se marcas onduladas de interferência.

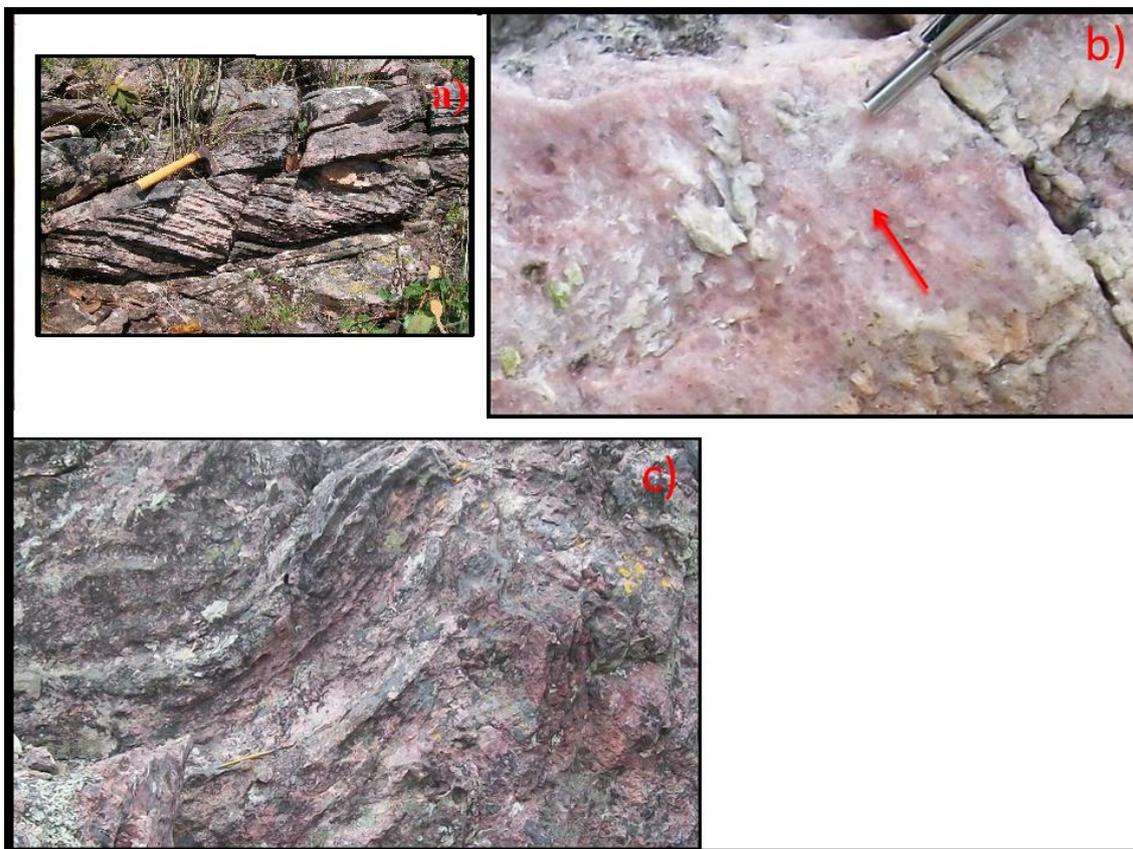


Figura 18. Outras estruturas observadas em quartzo arenito com laminação plano-paralela. a) marcas onduladas de adesão, b) gradação inversa apontada pela seta no quartzo arenito, c) estrutura tipo *flame* (chama).

Interpretação

A fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo” foi formada pela migração de marcas onduladas eólicas gerando as estruturas descritas por Hunter (1977) como estratificação cavalgante translante subcrítica. De acordo com o autor, este tipo de estrutura é um indicador de ambiente de deposição controlado pelo vento. Neste caso, as migrações de pequenas marcas onduladas assimétricas produziram laminações plano-paralelas caracterizadas por variações de granulação com areia de média a grossa. Além destas estruturas observaram-se estruturas de liquefação descritas por Owen & Moretti (2010) como formadas pela perda de força no contato entre os

grãos e consequente aumento da pressão de fluido nos poros, que podem ser desencadeados pelo movimento da água subterrânea.

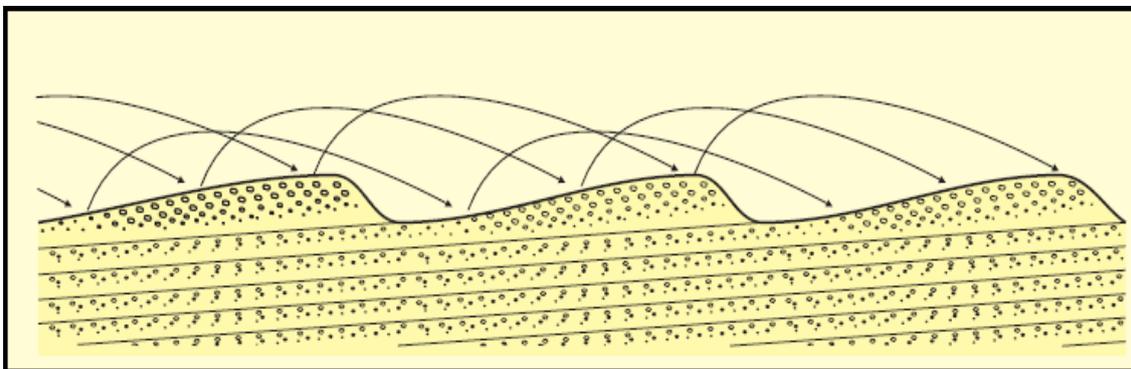


Figura 19. A migração das marcas onduladas gera laminação subparalela. Modificado de Mountney (2006).

O fato das laminações com graduação inversa serem planas ou levemente inclinadas tem sido interpretado como sotavento escalando estratos translátente (Hunter 1977, Kocurek & Dott 1981). O alto ângulo de impacto sobre a parte superior do *ripple* (marca ondulada) promove a fluência dos grãos grossos em direção a crista da ondulação e o baixo ângulo de impacto na zona de sombra faz com que os grãos finos se depositem e este processo gera graduação inversa (Mountney 2006).

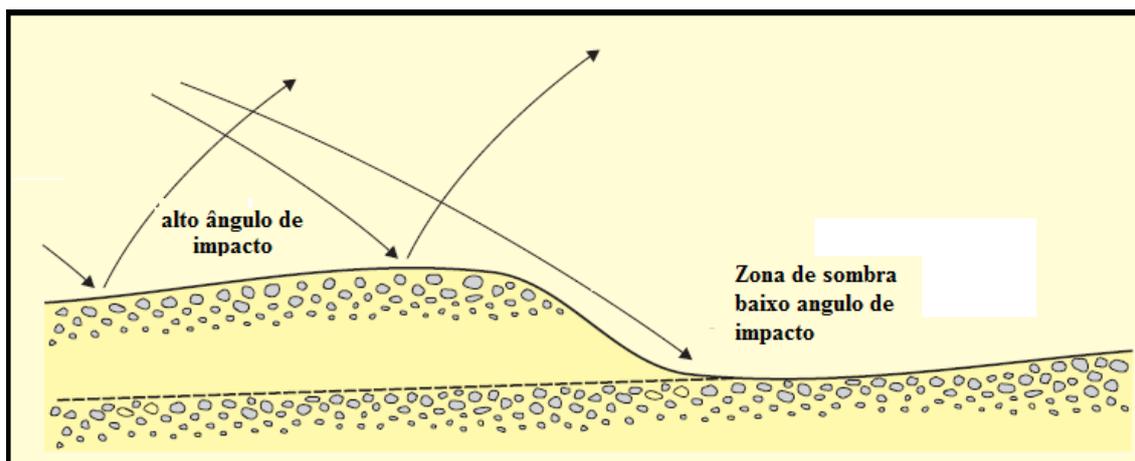


Figura 19. Laminações de marcas onduladas de vento com graduação inversa devido a ângulo de impacto dos grãos de quartzo durante a migração, modificado de Mountney (2006).

A existência de camadas com laminações levemente inclinadas com a presença de grãos médios a grossos representam depósitos de lençol de areia eólica (Chan 1989). Além disso, de acordo com Eriksson & Simpson (1998), a combinação de estratos com gradação inversa e marcas onduladas de adesão são diagnósticos para o reconhecimento de um lençol de areia eólico em sucessões precambrianas. As marcas onduladas de adesão são estruturas controladas pelo aumento da força de capilaridade exercida em função do aumento no nível da água subterrânea no substrato, e que pode formar pseudo-laminações cruzadas (Figura 17a), onde o acúmulo de grãos finos (saltando) por ação da capilaridade forma sulcos e posteriormente os grãos grossos (rolando) se acumulam nestes sulcos formados (Figura 20).

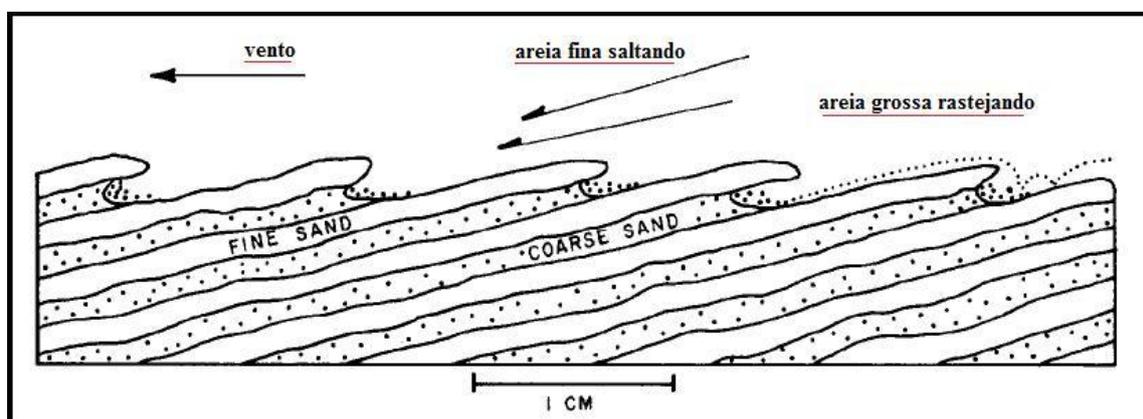


Figura 20. Ilustração esquemática de alternância de laminações de grãos finos e grossos e marcas onduladas de adesão responsáveis pela formação de pseudo-laminações cruzadas. Modificado de Kocurek & Fielder (1982).

De acordo com Kocurek & Nielson (1986), os lençóis de areia eólicos se desenvolvem em ambientes áridos pelos mesmos fatores que inibem o desenvolvimento de dunas. Segundo estes autores, no precambriano sem vegetação na superfície, a existência de grãos relativamente grossos, associado à falta de aporte de material clástico ocasionada pelo lençol freático alto e cimentação rápida, foram fatores preponderantes na promoção do desenvolvimento de lençol de areia eólica.

6.4. Fácies arenito com laminação cruzada de pequeno porte

A fácies arenito com laminação cruzada de pequeno porte ocorre sempre intercalada com a fácies arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo. A espessura dos *sets* varia entre 8-15 cm com uma extensão lateral contínua observada com até 4 m.

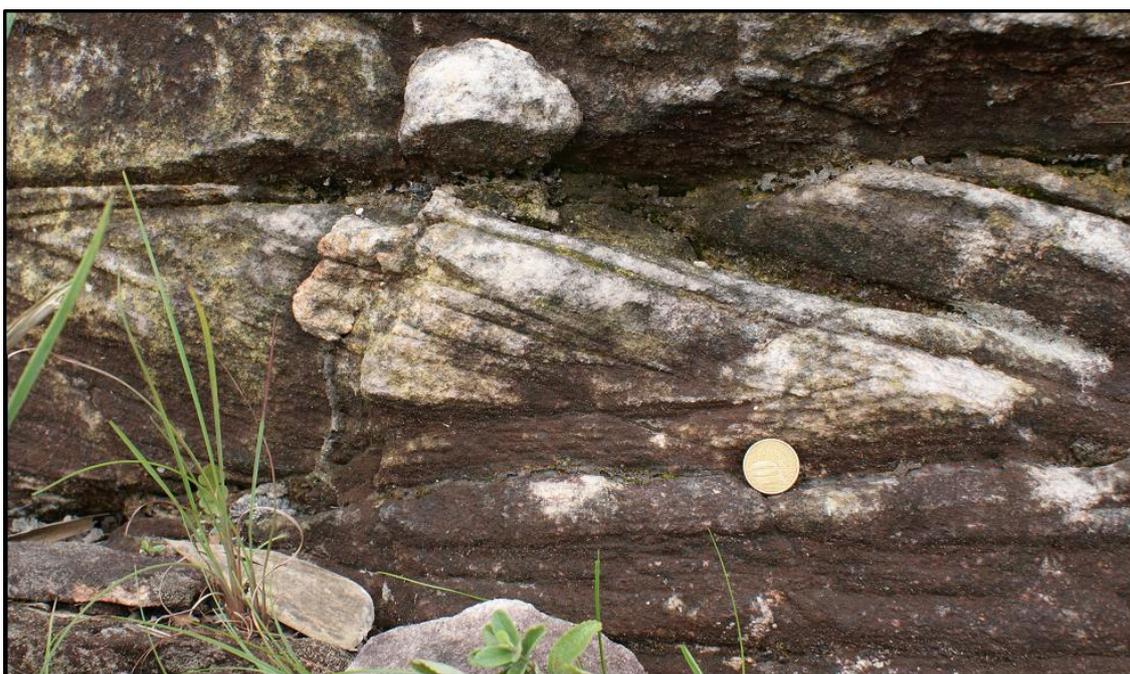


Figura 21. Fácies arenito com laminação cruzada de pequeno porte.

A granulometria desta fácies é variável. O tamanho dos grãos varia entre médios a grossos, predominantemente médios, bem arredondados, maduros e bem selecionados. A coloração é avermelhada, como ocorre em toda a seção. Os grãos de quartzo são revestidos por uma película de óxido de ferro (Figura 22).

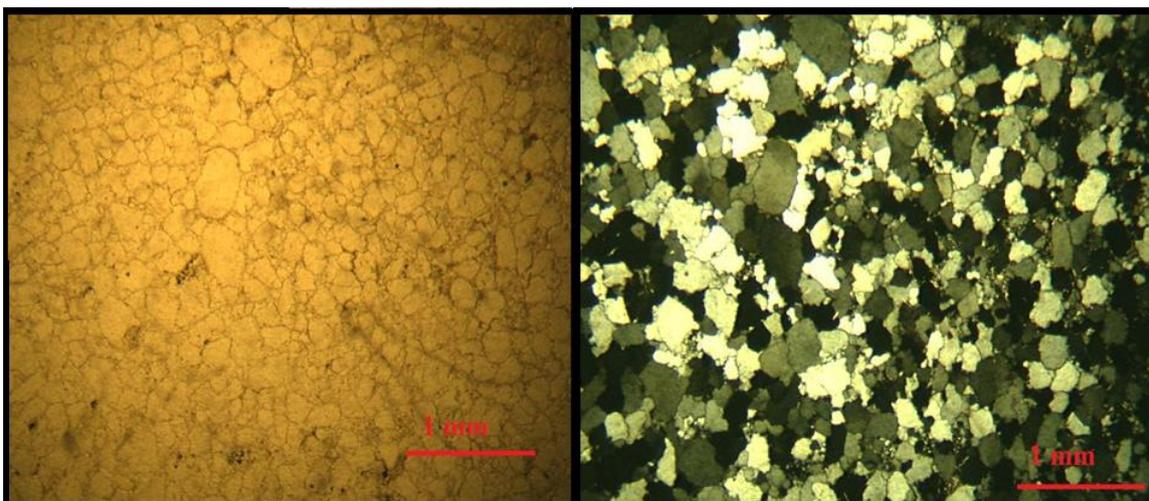


Figura 22. Fotomicrografia de quartzo arenito com grãos predominantemente de tamanho médio, observa-se também o grau de seleção e arredondamento. Figura ao microscópio óptico com aumento de 2,5x com e sem nicóis cruzados.

Interpretação

A ocorrência isolada desta fácies no corpo de rocha associado acima e abaixo com a fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo”, bem como a granulometria e grau de seleção e arredondamento observados, além da presença de gradação inversa observada em lâmina levam a crer que se tratam pequenas dunas eólicas isoladas no sistema de lençol de areia. De acordo com Kocurek & Dott (1981) estas camadas com laminação cruzada de até 30° ocorrendo de forma isolada entre *forsets* de “arenito laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo” representam a face dianteira de pequenas dunas eólicas.

Foi observado, também, que os grãos de quartzo são cobertos por uma fina película de óxido de ferro por quase toda a seção. A ocorrência reconhecida neste trabalho como “verniz do deserto”, textura que tem sido documentada nas duas últimas décadas.



Figura 23. Set de estratificação cruzada devido a migração de pequena duna eólica da Formação Whitworth, Mount Isa Inlier, Australia. Nesta figura é possível observar a existência de *grainfall* abaixo e estratificação cavalgante translante subcrítica com gradação inversa acima. Modificado de Ericksson & Simpson (1998).

7. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

A Formação Bandeirinha formou-se em um ambiente árido. É constituída pela alternância entre depósitos eólicos e depósitos fluviais de caráter efêmero (Figura 24). Os depósitos eólicos são testemunhados pelas fácies “arenito com laminação plano-paralela horizontal e de baixo ângulo” e “arenito com laminação cruzada de pequeno porte”, enquanto que os canais fluviais são constituídos pelas fácies “arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal” e “conglomerado maciço clasto-suportado”.

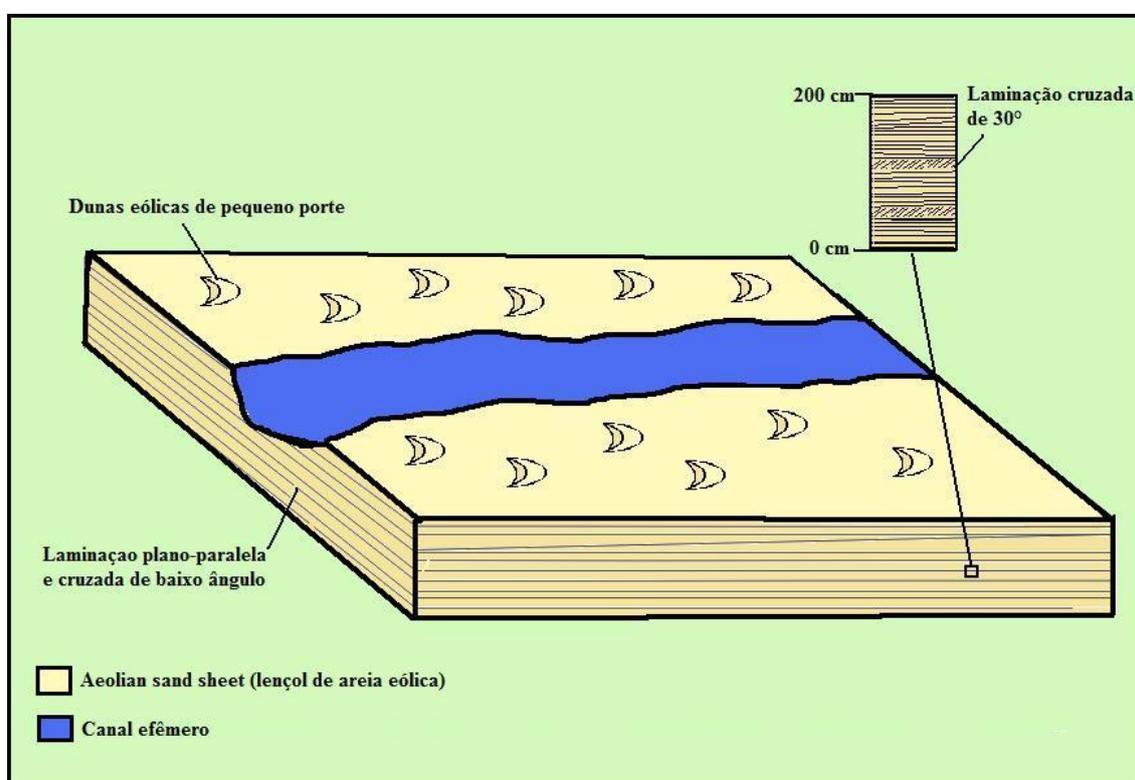


Figura 24. Representação da evolução da Formação Bandeirinha.

Os depósitos eólicos e fluviais desta formação são representantes de uma sucessão de variações essencialmente climáticas, com relações verticais bem marcadas (Figura 25). As condições paleoclimáticas extremamente quentes, aliado a ausência de vegetação, favoreceram, durante o pré-cambriano, uma ampla distribuição de depósitos de sistemas desérticos em ambiente continentais (Tirsgaard & Oxnevad 1998). Nos

sistemas eólicos é comum a presença de canais efêmeros, com períodos de ativação sazonal ou plurianual (Eriksson *et al.* 1998).

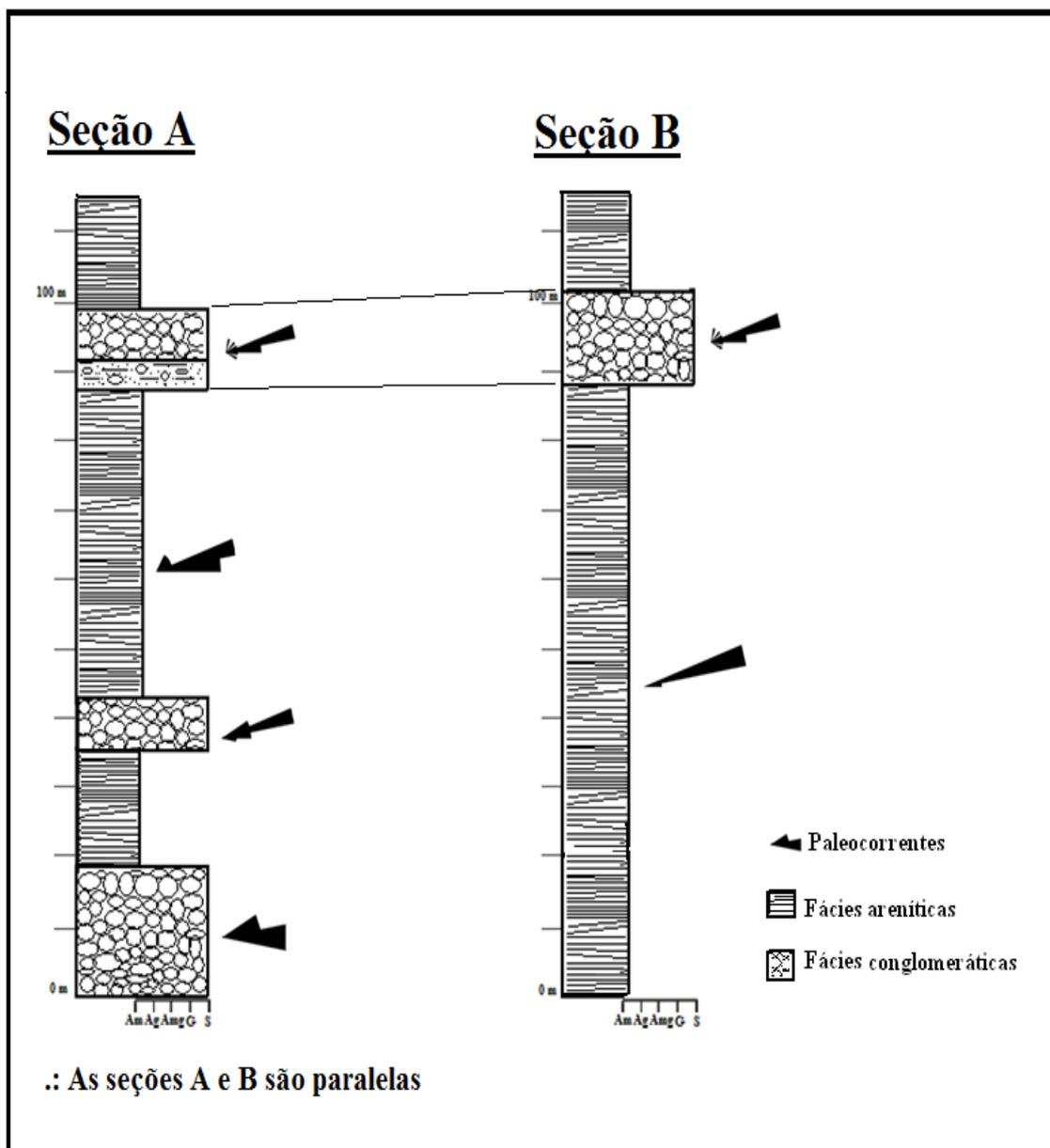


Figura 25. Representação do contato vertical entre as fácies areníticas e as fácies conglomeráticas das duas seções paralelas medidas na Formação Bandeirinha.

Os períodos mais secos foram responsáveis pela sedimentação eólica com predomínio da fácies “arenito com laminação plano-paralela horizontal e cruzada de baixo ângulo” que representa a construção de um lençol de areia mediante a migração e sobreposição de marcas onduladas de vento. As marcas onduladas de adesão ocorreram

nos momentos em que o lençol freático estava alto. É provável que o mesmo lençol freático alto tenha gerado uma baixa na disponibilidade de sedimento para a construção e o desenvolvimento de dunas (Mountney 2006).

O prolongamento dos períodos de seca, concomitantemente com a diminuição do nível do lençol freático, foi provavelmente responsável pelo surgimento das raras e pequenas dunas eólicas. Estas pequenas dunas são registradas pela fácies “arenito com laminação cruzada de pequeno porte”.

A preservação das estruturas eólicas foi resultado da elevação da capilaridade de fluidos salinos presentes no substrato devido à elevação do lençol freático e que foram responsáveis por processos rápidos de cimentação. Esta interpretação fundamenta-se pela existência de clastos intraformacionais com bordas angulosas existentes nos conglomerados.

Os conglomerados foram depositados por fluxos de alta energia em canais. Os períodos com chuvas intensas foram responsáveis pela energia elevada destes fluxos, o que permitiu que estes tivessem força suficiente para desagregar e transportar intraclastos de blocos e matacões do substrato, formado neste mesmo sistema deposicional, em períodos de seca. As tempestades ocorriam com regularidade e frequência no pré-cambriano (Eriksson *et al.* 1998).

Quando as tempestades cessavam, as marcas onduladas produzidas pela ação do vento voltavam a migrar, podendo inclusive migrar sobre os canais secos. Estes canais secavam e podiam permanecer inativos quando as tempestades cessavam, mas com a ocorrência de novas tempestades estes canais podiam tornar-se novamente ativos.

Entretanto, a quantidade de energia destes fluxos variava em função da intensidade do regime de chuvas, fato coerente com o registro das fácies conglomeráticas (“arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal” e “conglomerado maciço clasto-suportado”, respectivamente, registros de menor e maior energia).

A proveniência dos sedimentos presentes na Formação Bandeirinha é variada. Os clastos dos conglomerados, em sua maioria, são oriundos do próprio sistema deposicional (intraclastos). Entretanto, os clastos de Formações Ferríferas Bandadas

(BIF's) e quartzo de veio indicam fonte externa à bacia, provavelmente do complexo do embasamento (Supergrupo Rio Paraúna).

8. DISCUSSÃO

O presente trabalho foi baseado na elaboração de duas seções estratigráficas estudadas com detalhe centimétrico (Figura 25). Estas seções correspondem aos primeiros 150 m da “seção A” de Silva (1995), interpretada por este como sequência Olaria (primeiros 100 m) e sequência Natureza o restante (Figura 26).

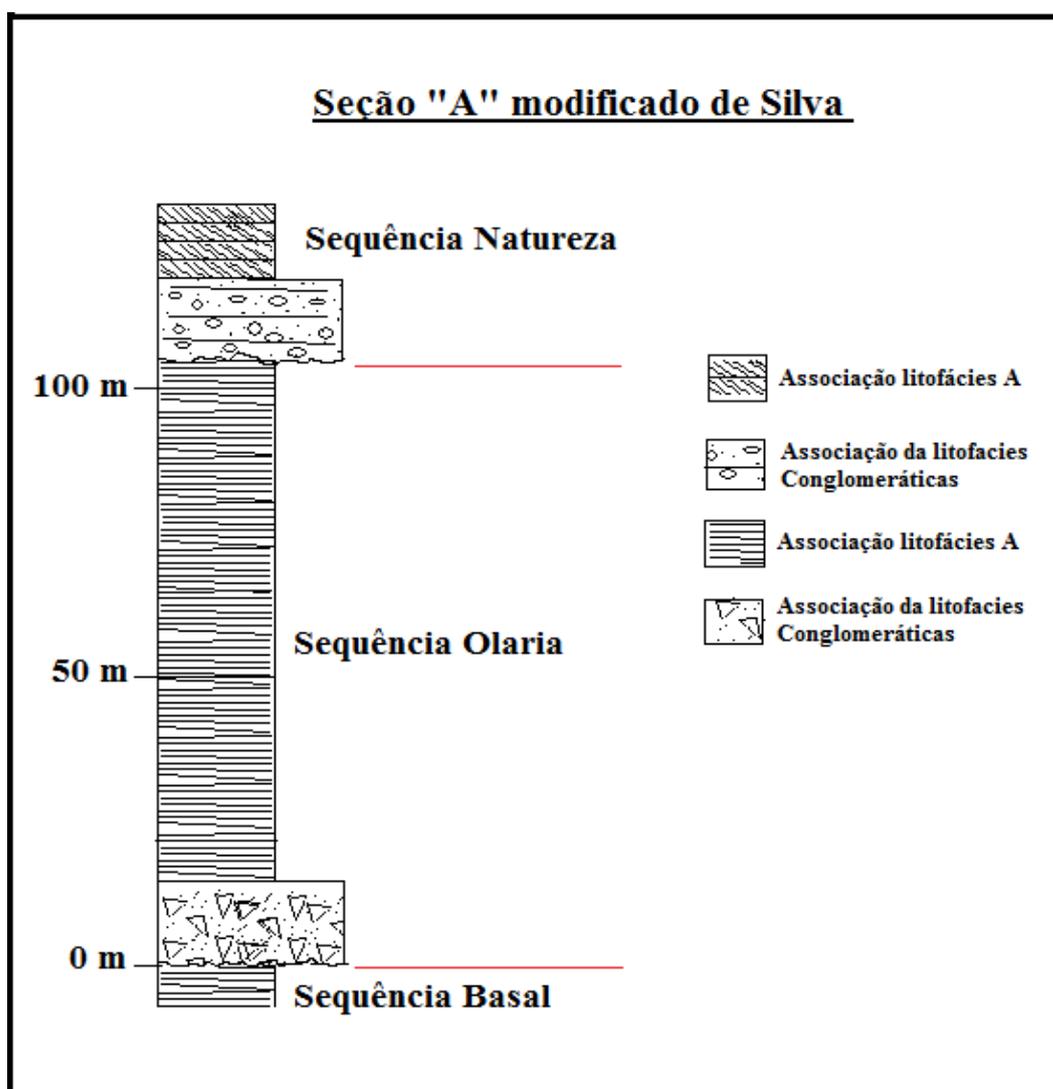


Figura 26. Ilustração da Seção “A”. Obtido de Silva (1995).

Segundo Silva (1995), a associação da fácies “A” (veja Figura 26) corresponde a um sistema de leques aluviais com influência de correntes de maré. Esta interpretação difere da proposta neste trabalho (Tabela 2), que trata toda esta sucessão como um

sistema de lençol de areia eólica. As descrições petrográficas de Silva (1995) são semelhantes às presentes neste trabalho. Porém, aqui foram observados novos elementos. A existência de marcas onduladas eólicas com gradação inversa, marcas onduladas de adesão e o reconhecimento da fácies “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo” foram preponderantes na interpretação deste sistema como um lençol de areia eólica.

Neste trabalho, atribui-se a coloração avermelhada (característica da Formação Bandeirinha) a cobertura dos grãos de quartzo por uma película de óxido de ferro, que ocorre em ambientes desérticos (Tucker 2001). Esta cobertura por película de óxido de ferro nos grãos é interpretada como verniz do deserto, também diagnóstico de um paleoambiente de clima árido (Dorn 2009).

Segundo Silva (1995), os depósitos de conglomerados devem-se a um *debris-flow* (fluxo de detritos), pelo fato dos clastos serem predominantemente blocos pouco arredondados. Entretanto, este não explica a existência de camadas de “arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo” (neste trabalho atribuído a migração de marcas onduladas produzidas pela ação do vento) intercalada com a fácies “arenito conglomerático com estratificação plano-paralela subhorizontal”, que no presente trabalho atribui-se as variações no regime de fluxos, que efêmeros, secavam os canais no regime de seca e tornando-os ativos nos períodos de chuva.

ALGUMAS DIFERENÇAS		
	<u>Silva (1995)</u>	<u>Este Trabalho</u>
Controle da Sedimentação	Estabilidade Tectônica X Instabilidade	Mudanças nas condições pluviométricas
Conglomerados	Fluxos Gravitacionais (instabilidade)	Canais efêmeros de alta energia
Clastos angulosos	Debris Flow	Fluxo de curta duração
Clastos tamanho Blocos	Debris Flow	Fluxos de alta energia
Arenitos	Transgressões marinhas (estabilidade)	Lençol de areia eólico

Tabela 2. Demonstração de algumas diferenças com o trabalho de Silva (1995).

9. CONCLUSÕES

O lençol de areia eólico pré-cambriano da Formação Bandeirinha situava-se em uma área plana em que imperava um clima árido com esporádicas elevações do lençol freático, que auxiliado por um processo de cimentação rápida, inibia a formação de campos de dunas eólicas. A diminuição do processo de cimentação e prevalecimento do clima seco, por vezes facilitou o surgimento de pequenas dunas que acorreram de forma isolada.

Os processos eólicos eram interrompidos por tempestades intensas, comuns no Pré-cambriano (Eriksson *et al.* 1998). Estes períodos favoreciam o surgimento de fluxos canalizados de alta energia e com curta duração que, após tais períodos, secavam (canais efêmeros). Estes canais podiam permanecer inativos por um período de tempo, podendo tornar-se novamente ativos, marcando alternâncias climáticas.

A análise de fácies dessa porção da Formação Bandeirinha permitiu reconhecer estruturas diagnósticas de um sistema eólico. Os principais elementos observados nos depósitos arenosos são as marcas onduladas eólicas com gradação inversa, que são organizados em estratificação cavalgante translante subcrítica, marcas onduladas de adesão, além do chamado verniz do deserto, típico de ambientes de clima árido (Oberlander 1994). Tais observações conduziram à interpretação da área de estudos como um antigo sistema de lençóis de areia eólica (Kocurek & Nielson 1986).

Os mesmos processos que inibiram o aparecimento de dunas neste ambiente árido, controlado pela ação do vento, foram responsáveis pelo desenvolvimento do sistema de lençol de areia eólico (elevação do lençol freático e cimentação precoce). O clima foi o principal fator de controle na formação dos depósitos eólicos associados a depósitos fluviais efêmeros da Formação Bandeirinha, que contavam com períodos dominados por tempestades intensas (Eriksson *et al.* 1998), mas de curta duração.

No presente trabalho a Formação Bandeirinha foi reinterpretada. Portanto, difere do trabalho de Silva (1995). A reinterpretação desta formação resulta da utilização de um método de análise de fácies mais detalhado, o que permitirá, no futuro, reconsiderar a evolução tectono-sedimentar da bacia Espinhaço.

10. REFERÊNCIAS

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

Almeida-Abreu P.A. & Pflug R. 1994. The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *ZBL, Geol. Paleönt.*, 1/2:21–44.

Almeida-Abreu P.A. & Renger F.E. 2002. Serra do Espinhaço Meridional: Um orógeno de Colisão mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geoc.*, 32:1-14.

Bridge J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (eds.) *Facies models revisited. Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 84:85-171.

Chakraborty T. & Chakraborty C. 2001. Eolian-aqueous interactions in the development of a proterozoic sand sheet: Shikaoda Formation, Hosangabad, India. *Journal of Sedimentary Research*: 71:107-117.

Chan M.A. 1989. Erg margin of the Permian White Rim Sandstone, SE Utah. *Sedimentology*, 36:235-251.

Dossin I.A., Chaves M.L. de S.C., Uhlein A., Alvarenga C.J.S. 1985. Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina, MG. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 3, *Atas*, p. 276-290.

Dorn R.I. 2009. Desert Rock Coatings. In: A.D. Abrahams & A.J. Parsons (eds.) *Geomorphology of desert environments*. Chapman & Hall, London, p. 153-186.

Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3:19–26.

Eriksson K.A. & Simpson E.L. 1998. Controls on spacial and temporal distribution of Precambrian eolianites. *Sedimentology*, 120:275–294.

Eriksson P.G., Martins-Neto M.A., Nelson D.R., Aspler L.B., Chiarenzelli J.R., Catuneanu O., Altermann W., Rautenbach C.J. de W. 2001. An introduction to Precambrian basins: Their characteristics and genesis. *Sedimentary Geology*, 141-142: 1-35.

Fogaça A.C.C., Almeida Abreu P.A., Schorscher, H.D. 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana central da Serra do Espinhaço, MG. In: SBG, Cong. Bras. Geol,33, *Anais*, p. 2652-2667.

Fogaça A.C.C. 1995. Geologia da Folha Diamantina. Projeto Espinhaço, Belo Horizonte, COMIG/UFMG, 98 p.

Hoffmann C. 1983. The Archean peraluminous Gouveia Granite: its structure, geochemistry and phase petrology, Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *N. Jb. Min.*, 146(2): 359-371.

Hoppe A., Lammerer R.B., Müller G., Pflug R., Diefenbach K.W. 1987. Aspectos da geologia e petrologia da Serra do Espinhaço-Sul e entre o Quadrilátero Ferrífero e o Cinturão Móvel Brasileiro no Sul do Espírito Santo, Brasil. In: H. Miller (eds.) *Investigaciones Alemanas Recientes en Latinoamérica. Proyectos de la Deutsche Forschungsgemeinschaft, DFG/Boldt, Boppard*, p.: 85- 97.

Hunter R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24:361-387.

Hunter R.E. 1981. Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from the western interior U.S.A. In: F.G. Etheridge & R.M. Flores

(eds.) Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec.*, 31:315–329.

Knauer L.G. 1990. Evolução geológica do Precambriano da porção centro leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 298 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. & Dott Jr. R.H. 1981. Distinction and uses of stratification type in the interpretation of eolian sand. *J. Sediment. Petrol.*, 51:579–595.

Kocurek G. & Fielder G. 1982. Adhesion structures. *J. Sediment. Petrol.*, 52:1229–1241.

Kocurek G. & Nielson J. 1986. Conditions favourable to the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33:795-816.

Kocurek G. & Lancaster N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46:505-515.

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. Minas Gerais, 5, *Anais*, p. 171–174.

Martins-Neto M.A. 1993. The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Freiburger geowiss. Beitr.*, Bd. 4, 155p.

Mckee E.D. & Weir G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. M.*, 64:381-390.

Martins-Neto M.A. 1994. Braidplain sedimentation in a Proterozoic rift basin: the São João da Chapada Formation, southeastern Brazil. *Sediment. Geol.*, 89:219-239.

Martins-Neto M.A. 1995a. A evolução tectônica da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. In: V SNET, Simp. Nac. Est. Tect., Gramado, RS, *Anais*, p. 287-289.

Martins-Neto M.A. 1995b. Tectono-estratigrafia da Bacia Espinhaço no Estado de Minas Gerais. *Soc. Bras. Geol.*, Núcleo Minas Gerais, 13:25-27.

Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/ Mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geoc.*, 28:151-168.

Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22:261-308.

Nichols G. (eds.) 2006. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford University Press, p.: 355.

Oberlander T.M. 1994. Rock varnish in deserts. In: A.D. Abrahams & A.J. Parsons (eds.) *Geomorphology of desert environments*. Chapman & Hall, London, p. 106-119.

Owen G. & Moretti M. 2010. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235:141-147.

Pedrosa-Soares A.C., Dardenne M.A., Hasui, Y., Castro F.D.C., Carvalho, M.V.A., Reis A.C. 1994. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Nota Explicativa, p. 97. COMIG, Belo Horizonte.

Pflug R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes. Minas Gerais, DNPM/ DGM, *Boletim* 226, 55 p.

Pflug R. & Renger F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Craton Sanfranciscano. In: SBG, Cong. Bras. Geol., Aracaju, 27, *Anais*, 2:5-19.

Scholl W.U. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: SBG, Simp. Geol. de Minas Gerais, 1, Diamantina, *Anais*, 1:55-73.

Scholl W.U. & Fogaça A.C.C. 1981. Mapa geológico da Quadrícula de Guinda, escala 1:25.000. Proj. Map. Geol. Espinhaço Meridional, Dep. Nac. Prod. Min./Centro Geol. Eschwege, 44 pp.

Simpson E.L., Eriksson K.A. 1993. Thin eolianites interbedded within a fluvial and marine succession: Early Proterozoic Whitworth Formation, Mount Isa Inlier, Australia. *Sediment. Geol.*, 87:39–62.

Silva L.L. 2008. Relação estratigráfica e estrutural entre os grupos Costa Sena e Guinda na região de Diamantina, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 164 p.

Silva R.R. 1995. Contribution to the stratigraphy and paleogeography of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic) between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil. Tese de Doutorado, Freiburger Geowiss, Universidade de Freiburg, 115 p.

Silva R.R. 1998. As bacias proterozóicas do Espinhaço e São Francisco em Minas Gerais: Uma abordagem do ponto de vista da estratigrafia de sequências. *Geonomos*, 6(1): 1-12.

Talbot M.R. 1985. Major bounding surfaces in aeolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology*, 32:257–265.

Tirsgaard H. e Oxnevad I.E.I 1998. Preservation of pré-vegetational mixed fluvio Aeolian deposits in a humid climatic setting: An example from the middle proterozoic Eriksfford Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology*, 120: 295-317.

Tucker M.E. (eds.) 1991. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 2nd edn, 260 pp.

Walker R.G. 2006. Facies models revisited: introduction. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (eds.) Facies models revisited. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 84:1-19.