



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



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

**Análise de Fácies e Interpretação de Paleo-correntes para uma  
Caracterização Paleoambiental da Formação Galho do Miguel,  
um Sistema Depositional Eólico.**

**(Diamantina, Minas Gerais)**

**João Paulo Bertho Barbosa**

**Orientador:** Prof. Dr. Giorgio Basilici

**CAMPINAS - SÃO PAULO**

**DEZEMBRO – 2012**

**João Paulo Bertho Barbosa**

**Análise de Fácies e Interpretação de Paleo-correntes para uma  
Caracterização Paleoambiental da Formação Galho do Miguel,  
um Sistema Depositional Eólico.**

**(Diamantina, Minas Gerais)**

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

Trabalho de Conclusão de Curso (TCC)  
apresentada à Universidade Estadual de  
Campinas para a obtenção do título de  
Bacharel em Geologia.

**Campinas**

**2012**



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todas as pessoas que se envolveram com este trabalho, em especial ao Prof. Giorgio Basilici e ao Fábio Simplício (Bilica). Aos meus amigos de sala e da república, Jeandro, Sherek, Vitor, Karen, Frango, Jozias Juliano e Latino que sempre me ajudaram e me apoiaram com o que precisei durante este trabalho, por último agradeço os meus pais por me proporcionarem a oportunidade de cursar esta universidade, a todos muito obrigado.

## SUMÁRIO

RESUMO .....	6
INTRODUÇÃO .....	7
OBJETIVOS .....	8
LOCALIZAÇÃO.....	9
GEOLOGIA REGIONAL.....	11
CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL.....	17
CARACTERIZAÇÃO DO AFLORAMENTO ESTUDADO .....	20
EMBASAMENTOS TEÓRICO PARA INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE CAMPO. 24	
DESCRIÇÃO DOS DADOS DE CAMPO.....	29
Análise de Fácies .....	29
Análise de Paleo-correntes Eólicas.....	39
INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE CAMPO .....	59
CONCLUSÕES.....	62
BIBLIOGRAFIA .....	64

## RESUMO

A Formação Galho do Miguel representa um sistema deposicional paleoproterozóico posicionado na bacia Espinhaço. Esta unidade é interpretada neste trabalho como um sistema deposicional eólico em ambiente desértico classificado como *Erg (campo de dunas)*.

Nas duas paredes do afloramento estudadas foram reconhecidas e interpretadas diferentes estruturas sedimentares, sendo elas dez dunas onde foram medidas as atitudes das estratificações cruzadas e as dimensões de cada duna para que assim fosse caracterizado o tipo de duna e direção de migração. Foram identificadas também cinco superfícies de interduna, além de uma sequência de *ripples* associada a um set de estratificações interdunas.

A partir disto foi possível definir o tipo de ambiente que existia no período de sedimentação que originou a formação Galho do Miguel, definir a direção dos ventos responsáveis pelo transporte dos sedimentos e o tipo de duna que se formou durante o transporte de sedimento.

## INTRODUÇÃO

A unidade Galho do Miguel é a unidade mais expressiva da Folha Diamantina. A Formação Galho do Miguel trata-se de uma unidade paleo-proterozóica, onde sua espessura foi estimada em 3000m por Pflung (1968) e 1000m a 2000m por Scholl e Fogaça (1979), mais recentemente Fogaça (1995) sugere espessuras entre 1000m e 1200m.

A Formação Galho do Miguel destaca-se das demais unidades do Espinhaço por apresentar notável homogeneidade litológica, comportando, da base ao topo, espessas camadas de quartzitos com alto grau de maturidade (quartzo arenitos ou "ortoquartzitos") e abundantes estratificações cruzadas de grande porte, estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e tangenciais à base, de porte vertical métrico a decamétrico e lateral até hectométrico.

Este trabalho contempla um afloramento onde não se encontra estratificações cruzadas de grande porte, sendo que as analisadas tem dimensões de até 15 à 18 metros de comprimento e até 5m de altura.

Estratigraficamente, esta unidade se encontra acima da formação Sopa Brumadinho, pertencente ao grupo Guinda e abaixo da formação Santa Rita, pertencente ao grupo Conselheiro da Mata como mostra a tabela 2.

As últimas interpretações paleo ambientais sugerem que a formação Galho do Miguel originou-se em ambiente continental eólico, podendo ter havido retrabalhamento marinho local (Dussin et al., 1985; Almeida Abreu, 1993). Este trabalho confirma a interpretação de ambiente eólico, porém não detectou características que possam sugerir retrabalhamento marinho.

## OBJETIVOS

Este trabalho teve como escopo principal a descrição das fácies sedimentares e a caracterização geométrica dos diferentes corpos sedimentares da Formação Galho do Miguel. O mecanismo de transporte desta unidade já é bem definido como sistema eólico (Dussin et al., 1985; Almeida Abreu, 1993), isto posto, as descrições das estruturas sedimentares existentes no afloramento estudado tiveram como objetivo buscar as características ambientais durante o período de deposição e buscar diferentes eventos sedimentares para poder caracterizar o paleoambiente deposicional desta unidade.

Especificamente este trabalho busca reconhecer as diferentes fácies, assim como a interpretação das características genéticas dos sedimentos no sistema eólico antigo e os sentidos das paleo-correntes, a fim de definir o sentido de migração do sedimentos no paleo-ambiente.

## LOCALIZAÇÃO

O afloramento estudado encontra-se nas proximidades da cidade de Diamantina, mais precisamente nas margens da estrada de terra MG-200.

Diamantina localiza-se a aproximadamente 268 km de Belo Horizonte e aproximadamente 860 km de São Paulo como mostra a figura 1 abaixo.

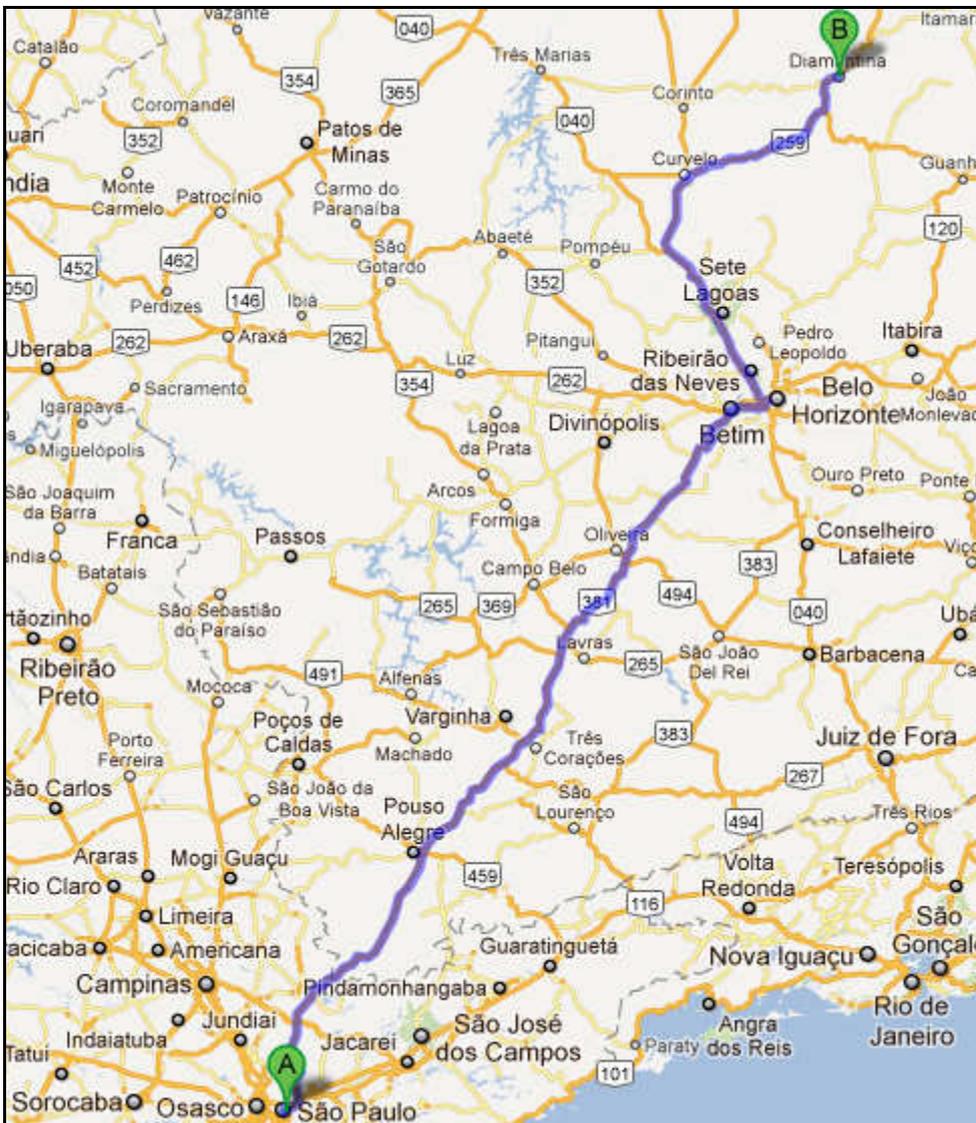
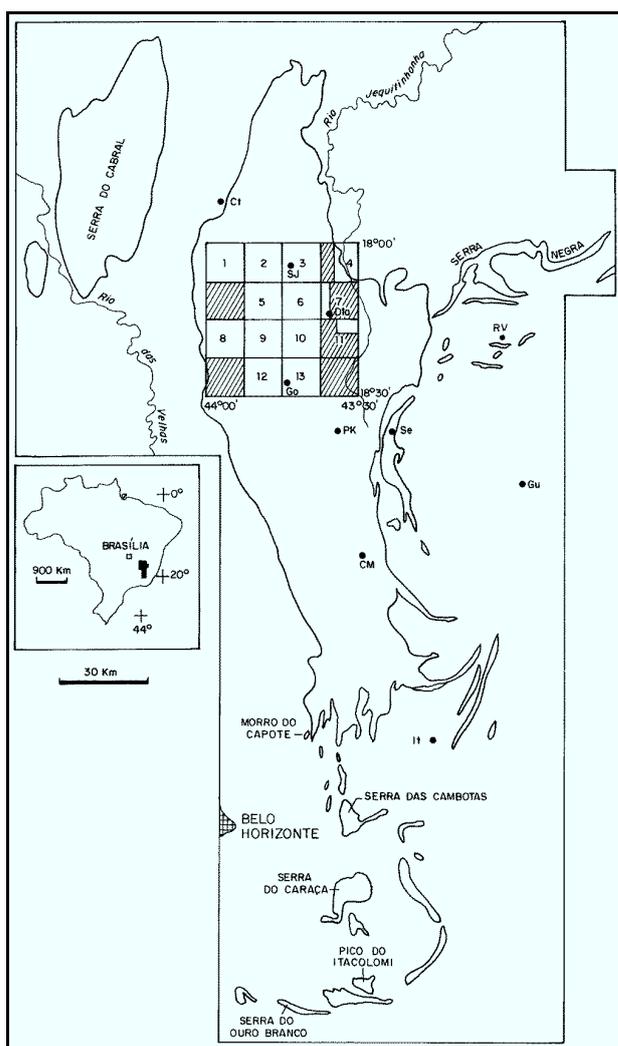


Figura1: Mapa retirado do googlemaps indicando a localização de Diamantina em relação a São Paulo

O afloramento em que os trabalhos foram realizados encontra-se na folha Diamantina, (SE-23-Z-A-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000) está posicionada entre as latitudes 18°00' e 18°30'S e longitudes 43°30' e 44°00'W como mostra a figura 2 abaixo. O centro do afloramento se encontra nas coordenadas UTM 0633340 S e 7976717 O e elevação 1320m que se localiza na quadricula (**Guinda**) indicada pelo numero 10 na figura abaixo.



Quadriculas Mapeadas na escala de 1:25.000 e respectivos autores:

- |   |  |                                     |
|---|--|-------------------------------------|
| 1. Santa Rita (Köster, 1984)                  | 7. Diamantina (Chaves, 1987)                 | 13. Gouveia (Schöll & Fogaça, 1981) |
| 2. Campo Sampaio (Capistrano & N. Neto, 1980) | 8. Conselheiro Mata (Diniz & Pinheiro, 1980) |                                     |
| 3. São João da Chapada (Almeida-Abreu, 1981)  | 9. Caxambu (Pinho & Almeida-Abreu, 1983)     |                                     |
| 4. Mandanha (Uhlein & Chaves, 1989)           | 10. Guinda (Schöll & Fogaça, 1981)           |                                     |
| 5. Morro do Capim (Moura, 1982)               | 11. Extração (Almeida-Abreu & Munhoz, 1983)  |                                     |
| 6. Sopa (Almeida-Abreu, 1993; Chaves, 1987)   | 12. Cuiabá (Almeida-Abreu, 1989)             |                                     |

Área Global da Folha Diamantina, incluindo áreas achuradas: mapas 1:100.000 de Pflugel *et al.* (1969, inédito).  
 Áreas achuradas: sem mapeamento na escala 1:25.000

**Figura 2: Disposição das cartas topográficas dentro da folha Diamantina. Mapa retirado de: FOGAÇA, A. C. C. 1997. Geologia da Folha Diamantina. In: GROSSI-SAD, J. H.; LOBATO, L. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. & SOARES-FILHO, B. S. (coordenadores e editores). PROJETO ESPINHAÇO EM CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1575-1665.**

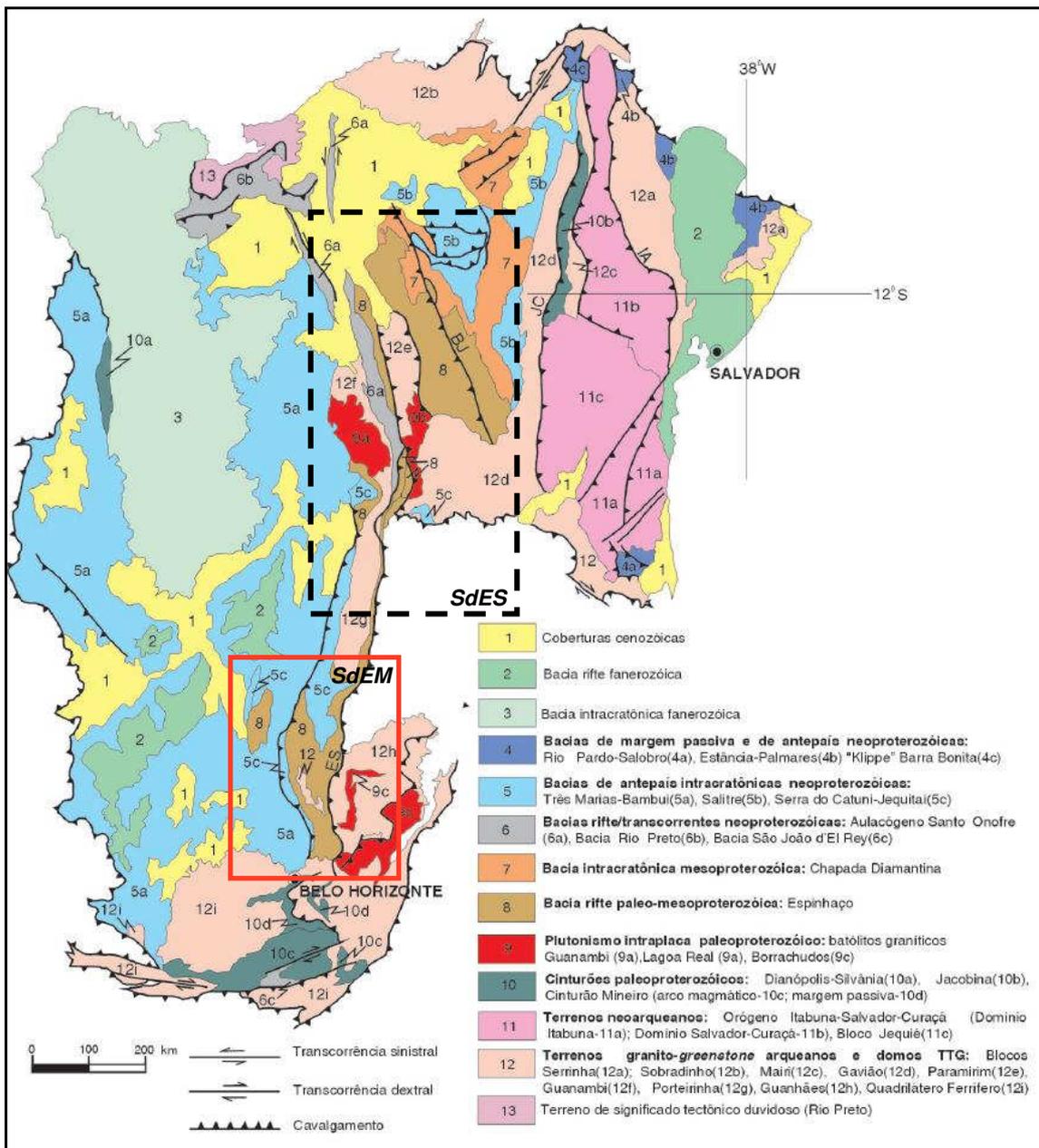
## GEOLOGIA REGIONAL

A Serra do Espinhaço é sustentada por uma sucessão de rochas quartzíticas, às quais se confere a denominação estratiográfica homônima de *Supergrupo Espinhaço* (CPRM, 1974), que descrevem uma faixa de afloramentos alongada no sentido N-S, com mais de 1.200 km de extensão.

De acordo com a compartimentação geotectônica proposta por Almeida *et al.* (1977, 1981) para o território brasileiro, a Serra do Espinhaço insere-se no Cráton São Francisco, integrante do Escudo Atlântico. De idade arqueana a paleoproterozóica, o cráton é recoberto e margeado por sucessões metassedimentares desenvolvidas no Meso- e Neoproterozóico, atualmente dispostas sob a forma de cinturões de cavalgamento e/ou *nappes*.

De maneira geral, às ocorrências do Supergrupo Espinhaço a sul do paralelo 17°00', sobretudo no estado de Minas Gerais, atribui-se a denominação de Serra do Espinhaço Meridional (SdEM; *Figura 3*). Ao norte do paralelo, em parte de Minas Gerais e em toda Bahia, confere-se a denominação de Serra do Espinhaço Setentrional (SdES; *Figura 3*)

Em função de abrigar a área de estudo, que localiza-se em seu setor centro-oeste, as discussões a seguir referem-se mais especificamente à SdEM, que concentra a maior parte dos trabalhos e estudos dedicados ao Supergrupo Espinhaço devido ao potencial diamantífero de suas rochas; característica reconhecida desde o século XVII (Knauer, 2007).



**Figura3:** Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco (CPRM, 2003). O retângulo em cor vermelha indica a extensão aproximada da SdEM e relaciona-se com a **Figura 3**.

A Serra do Espinhaço Meridional distribui-se por aproximadamente 300 km ao longo da borda oriental do Craton São Francisco (**Figura 2**). Embora a ocorrência do Supergrupo Espinhaço esteja bem cartografada nesse setor, sua evolução geotectônica ainda é um tópico controverso, em especial, pois a

SdEM localiza-se na transição entre um terreno cratônico arqueano a paleo-proterozóico e um cinturão orogênico neoproterozoico (Faixa Araçuaí).

No entanto, mecanismos de *rift* e subsidência termal são consensos relativamente bem estabelecidos, sobretudo ao longo das últimas duas décadas, frequentemente apontados como processos responsáveis por governar a formação das rochas do Supergrupo Espinhaço em estágios iniciais (Torquato & Fogaça, 1981; Silva, 1993; Dussin & Dussin, 1995; Brito-Neves *et al.*, 1995; Ulhein *et al.*, 1995; DNPM *et al.*, 2000; CPRM, 2003; Knauer, 2007; Silva, 2011).

Em trabalho de revisão, Renger & Knauer (1995) estabeleceram limites aproximados para os eventosgeotectônicos envolvidos na estruturação da SdEM. A *Tabela 1* sumariza os eventos descritos pelos autores mencionados.

<i>Idade</i>	<i>Evento</i>
2,8-2,6 Ga	Individualização dos sítios de embasamento
2,1-2,0 Ga	Primeiros registros plutonismo na região
1,7-1,3 Ga	Sedimentação das rochas do Supergrupo Espinhaço
1,2-1,0 Ga	Magmatismo básico e desenvolvimento da Bacia Bambuí
0,6-0,5 Ga	Dobramento e metamorfismo

**Tabela 1** - Síntese evolutiva da SdEM, com limites geocronológicos segundo interpretados por Renger & Knauer (1995)

O embasamento regional corresponde ao Complexo Gouveia, cuja datação foi feita pelo método U/Pb em zircão, resultando em idades de cristalização da ordem de 2,80 Ga (Machado *et al.*, 1989), e do Supergrupo Rio Paraúnas, que ainda segundo Machado *et al.* (1989) teria idade próxima à 2,05 Ga (U/Pb em zircão proveniente de metavulcânicas)

O Complexo Gouveia, ou Complexo Basal, como definido para a região a leste da SdEM, pode ser brevemente definido como uma associação de rochas

granítico-gnaissicas, migmatizadas e de composição granodiorítica à tonalítica, afetadas pelo Ciclo Transbrasiliano (1,8 Ga), segundo dados geocronológicos obtidos por Hoffmann (1983).

Menções ao “Granito Gouveia” são reconhecidas desde o início do século XX. Tendo sido inicialmente mapeado como parte da clássica Série Pré-Minas de Pflug (1968) ou da Série Rio das Velhas, segundo Door *et al.* (1959), o Complexo Gouveia foi individualizado como unidade estratigráfica somente a partir do trabalho de Fogaça & Scholl (1984).

Os autores citados (Fogaça & Scholl, 1984) também foram os responsáveis pelo reconhecimento e introdução do Supergurpo Rio Paraúna na literatura geológica nacional, juntamente com a coluna estratigráfica das unidades pré-Espinhaço (Figura 4). Segundo eles, o Supergurpo Rio Paraúna compreenderia os grupos Pedro Pereira (inferior) e Costa Sena (superior), e estaria sobreposto ao embasamento tectonicamente.

Com pouco mais de cem metros de espessura e área de afloramento bastante restrita na SdEM, o Grupo Pedro Pereira (Figura 4) seria constituído, segundo Knauer (1990), por rochas metavulcânicas ultrabásicas de possível filiação komatiítica, básicas e ácidas, às quais associam-se rochas metassedimentares químicas e clásticas (muscovita xistos e formações ferríferas bandadas).

Para o Grupo Costa Sena, unidade superior, estima-se uma espessura total que pode ser superior aos 400 metros (Tabela 2). Caracteriza-se pela presença de muscovita-sericita xistos, podendo ou não conter cianita e ocasionalmente lazulita (Fogaça & Scholl, 1984). Alguns autores, entre eles Knauer (1990), identificaram expressivas intercalações de rochas metavulcânicas ácidas, clorita xistos, formações bandadas ferríferas, quartzitos e ainda metaconglomerados polimíticos.

O Grupo Costa Sena gradualmente dá lugar ao Supergurpo Espinhaço, representado pela Formação Bandeirinha. Por sua vez, a Formação Bandeirinha é composta por um pacote quartzitos finos a médios, micáceos e rosados, de pouco mais de 100 metros de espessura. Fogaça & Scholl (1984) descreveram intercalações laterais para quartzos xistos e quartzitos

ferruginosos, além de horizontes expressivos de metaconglomerados polimíticos.

SUPERGRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	ESPESSURA (METROS)
	ESPINHAÇO	CONSELHEIRO MATA	9 - RIO PARDO GRANDE	PELITOS, ARENITOS, LOCALMENTE CARBONATOS
8 - CÓRREGO PEREIRA			ARENITOS (PUROS, MICÁCEO OU FELDSPÁTICO), LOCALMENTE PELITOS	- 250
7 - CÓRREGO DA BANDEIRA			PELITOS, ARENITOS	100 - 200
6 - CÓRREGO DOS BORGES			ARENITOS (PUROS OU MICÁCEOS), LOCALMENTE BRECHA / CONGLOMERADOS QUARTZÍTICOS	- 100
5 - SANTA RITA			PELITOS, SUBORDINADAMENTE ARENITOS	100 - 250
GUINDA		4 - GALHÃO DO MIGUEL	ARENITOS, LOCALMENTE LEITOS PELÍTICOS DELGADOS	500 - 3000 ?
		3 - SOPA BRUMADINHO	VER TABELA (*)	0 - 250
		2 - SÃO JOÃO DA CHAPADA	ARENITOS (MÉDIOS A GROSSEIROS, PUROS OU MICÁCEOS), FILITOS HEMATÍTICOS, CONGLOMERADO/BRECHA BASAL	0 - 300
		1 - BANDEIRINHA	ARENITOS PUROS OU MICÁCEOS (INCLUINDO RED BEDS), CONGLOMERADOS (SUBORDINADO), LOCALMENTE BRECHAS E PELITOS.	0 - 200
		RIO PARAÚNA	GRUPO COSTA SENA (CS)	SERICITA / MUSCOVITA XISTOS COM ± QUARTZO, CIANITA OU TURMALINA E SUBORDINADAMENTE QUARTZO XISTOS, QUARTZITOS E VULCÂNICAS ÁCIDAS OU BÁSICAS
GRUPO PEDRO PEREIRA (PP)	TALCO XISTOS COM ± CLORITA E ACTINOLITA / TREMOLITA, SERPENTINITOS, CLORITA XISTOS, FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS, LOCALMENTE MICA XISTOS E VULCÂNICAS ÁCIDAS		0 - 250	
COMPLEXO (CB) BASAL	GRANITO DE GOUVEIA	GRANITOS, GRANODIORITOS, TONALITOS		
	GRUPO CONGONHAS	GNAISSES, MIGMATITOS, LOCALMENTE DIORITO		

Figura4: Coluna estratigráfica das unidades litológicas relevantes para a estruturação de SdEM. Compilação de dados (Fogaça & Sholl, 1984; Knauer, 1990; Almeida-Abreu & Pflug, 1994).

Almeida Abreu (1993) incluiu na base do Supergrupo Espinhaço, a Formação Bandeirinha, até então considerada como unidade de topo do Supergrupo Rio Paraúna

De acordo com o supracitado autor, o Supergrupo Espinhaço compreenderia duas subdivisões, os grupos Guinda e Conselheiro Mata (Figura 4). O Grupo Guinda, segundo designação introduzida por Knauer (1990) em substituição ao Grupo Diamantina de Dussin *et al.* (1985), corresponde às formações Bandeirinha (anteriormente citada), São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, da base ao topo, sendo esta última, objeto de estudo desse trabalho (consulte a próxima seção). Segundo Almeida Abreu (1995), o Grupo Guinda reúne uma espessa sequência de

sedimentos de origem continental, com metavulcanitos intercalados, relacionados à fase rifte da Bacia Espinhaço.

O Grupo Conselheiro Mata, assim como proposto por Dussin *et al.*(1985), agrupa as cinco formações superiores do Supergrupo Espinhaço (referir-se à *Figura 4* para denominação estratigráfica e litologia). Como aponta Almeida Abreu (1995) o grupo e suas formações representam sequências marinhas costeiras e plataformais da margem passiva, com alguma contribuição de sedimentos de origem continental.

Almeida Abreu (1995) aponta o mecanismo de rifteamento como responsável pela formação inicial do Supergrupo Espinhaço (Grupo Guinda), seguido por um estágio de bacia de margem passiva (<1650 Ma), quando depositaram-se as formações componentes do Grupo Conselheiro Mata, de ambiente costeiro e ambiente plataformal, como citado. Segundo o autor, a eapa de rifteamento compreendeu três fases, a saber:

1) estabelecimento de intensa atividade termal e deposição da Formação Bandeirinha em ambientes fluvial, eólico e lacustre;

2) subsidência mecânica e deposição da Formação São João da Chapada por rios de tipo entrelaçados;

3) reativação termal e vulcanismo kimberlítico, sincronicamente à deposição das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel, em ambientes lacustre, aluvial, eólico e por leques aluviais, respectivamente.

A oeste da SdEM ocorrem as seqüências detríticas de granulação grossa do Grupo Macaúbas e as pelito-carbonáticas do Grupo Bambuí, constituindo a cobertura do cráton e integrando o Supergrupo São Francisco. Essas unidades fecham o ciclo de sedimentação e magmatismo pré-cambriano regionalmente, às vésperas do Ciclo Brasileiro.

As características observadas levantadas na SdEM, na região, apontam para um modelo de convergência entre blocos continentais que teria atuado no final do Proterozóico, ocasionando transporte de massas de leste para oeste. Durante o Ciclo Brasileiro, o microcontinente situado a ocidente da Serra do Espinhaço, recoberto em sua quase totalidade por sedimentos do Supergrupo São Francisco (Proterozóico Superior), teria funcionado como unidade cratônica à qual se aglutinaram as bacias marginais, quando se iniciaram os movimentos de dobramento (Uhlein *et al.*, 1986).

## **CARACTERIZAÇÃO DA FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL**

A unidade Galho do Miguel é a unidade mais expressiva da Folha Diamantina. A formação Galho do Miguel trata-se de uma unidade Paleo Proterozóica que apresenta, sem dúvidas, afloramentos que impressionam devido à altura que atingem, elevações que ultrapassam às vezes os 1500 m de altitude (p. ex., o Morro do Engenho, com 1650 m, a oeste de Gouveia) e principalmente a largura que tais afloramentos apresentam, na estrada Guinda Conselheiro da Mata por exemplo, chegam a atingir 15 km de largura. A espessura foi estimada em 3000m por Pflug (1968) e 1000m a 2000m por Scholle Fogaça em 1979, mais recentemente Fogaça (1995) sugere espessuras entre 1000m e 1200m.

A formação Galho do Miguel foi definida formalmente por Pflug (1968), sendo que sua designação provém do morro homônimo a norte de Campo Sampaio, já nos terrenos da Folha Curimataí. A Formação Galho do Miguel destaca-se das demais unidades do Espinhaço por apresentar notável homogeneidade litológica, comportando, da base ao topo, espessas camadas de quartzitos com alto grau de maturidade (quartzos arenitos ou "ortoquartzitos") e abundantes estratificações cruzadas de grande porte (mega-estratificações), estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e tangenciais à base, de porte vertical métrico a decamétrico e lateral até hectométrico.

Estratigraficamente, esta unidade se encontra acima da formação Sopa Brumadinho, pertencente ao grupo Guinda e abaixo da formação Santa Rita, pertencente ao grupo Conselheiro da Mata, como mostra a coluna estratigráfica abaixo. Os contatos inferiores desta unidade com os metapelitos do Membro Campo Sampaio da formação Guinda são sempre gradacionais; porém, na

maior parte das vezes, os quartzitos da Formação Galho do Miguel recobrem, de maneira brusca, todas as sequências subjacentes (sejam dos supergrupos Espinhaço e Rio Paraúna ou do Complexo de Gouveia), o que gera, (cf. Schöll, 1980), notável discordância regional. Em consequência disto, a não inclusão da Formação Galho do Miguel em nenhum dos dois grupos do Supergrupo Espinhaço parece ser uma solução correta, idéia esta anteriormente apresentada por Schöll & Fogaça (1979).

ESTRATIGRAFIA		LITOTIPOS	IDADE	
Grupo Macaúbas	Fm. Serra do Catuni	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	Filitos e metassiltitos com níveis quartzíticos, lentes e níveis de mármore dolomítico	1.750Ma
		Fm. Córrego Pereira	Quartzitos médios a grossos, localmente micáceos ou feldspáticos com intercalações filíticas	
		Fm. Córrego da Bandeira	Filitos e metassiltitos com níveis subordinados de quartzitos finos a médios	
		Fm. Córrego dos Borges	Quartzitos puros ou micáceos com intercalações locais de metarruditos	
		Fm. Santa Rita	Filitos e metassiltitos com intercalações quartzíticas no topo	
	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	Quartzito-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		Gnáisses, migmatitos, granitos e anfíbolitos	2.839Ma	

**Tabela 2:** Coluna estratigráfica das unidades aflorantes no domínio da folha Diamantina. (Silva, L.L.; relação estratigráfica e estrutural entre os grupos Costa Sena e Guinda na região de Diamantina-MG, 2008)

Os contatos de natureza gradacional com a formação sobrejacente, a Formação Santa Rita, pode ser constatada em diversos pontos, por exemplo, no Morro dos Alforjes a sul da Estrada de Ferro Central do Brasil ou no leito do Rio Pardo Pequeno. A espessura da zona de transição varia de 1-10 m (Diniz & Pinheiro, 1980), com predomínio de quartzitos sericíticos, bimodais e filitos quartzosos acinzentados em arranjos alternados de estratos mili- a centimétricos com laminações plano-paralelas.

Petrograficamente tratam-se de quartzitos de granulação fina a média e alto grau de maturidade (mais de 95% de quartzo), só raramente contendo um pouco de moscovita/sericita (geralmente nos estratos contíguos às formações Sopa-Brumadinho e Santa Rita); quartzo responde em média por 99% dos constituintes e os acessórios podem incluir turmalina, moscovita, rutilo, epidoto e clorita. Fragmentos de feldspato em percentagens mínimas foram reportados por Almeida-Abreu (1989), a SW de Gouveia. Segundo Fogaça (1995) os quartzitos micáceos são mais frequentes nas porções basais e no topo da unidade, caracterizando os já citados contatos gradacionais.

As estratificações cruzadas, principalmente na sua porção basal, desta unidade, são caracterizadas por serem estratificações cruzadas gigantes, com alturas de 15-20 m e extensões laterais que chegam a alcançar 100-200 m (Schöll & Fogaça, 1979), predominando os tipos tabulares (que podem ser tangenciais à base dos estratos) e as acanaladas (as mais extensas). Bancos maciços, sem nenhuma estrutura interna e com espessuras métricas (1,5-2m), são também observáveis na formação, estratificações cruzadas de menor porte, variando entre 3m a 4 m com extensões entre 12 m a 18m também são bastante observadas. Frequentes na Formação Galho do Miguel são observadas marcas onduladas (ripples), de cristas retas ou pouco sinuosas, geralmente ocupando pavimentos de acamamento como pode ser visto na figura 15.

As primeiras interpretações paleoambientais feitas para a Formação Galho do Miguel remeteram a um ambiente marinho (Pfling, 1968; Scholl e Fogaça, 1979; Pflung et al., 1980; Fogaça, 1985). As interpretações posteriores

sugerem que a formação Galho do Miguel originou-se em ambiente continental eólico, podendo ter havido retrabalhamento marinho local (Dussin et al., 1985; Almeida Abreu, 1993).

## CARACTERIZAÇÃO DO AFLORAMENTO ESTUDADO

O afloramento da formação Galho do Miguel utilizado para a realização dos estudos de campo para a confecção deste trabalho se localiza as margens da estrada estadual sem pavimentação MG-220, onde a partir do cruzamento com a BR-367 está a aproximadamente a 8,5 KM, nas coordenadas UTM 0633340S e 7976717O e elevação 1320m como mostra a figura 5 abaixo.

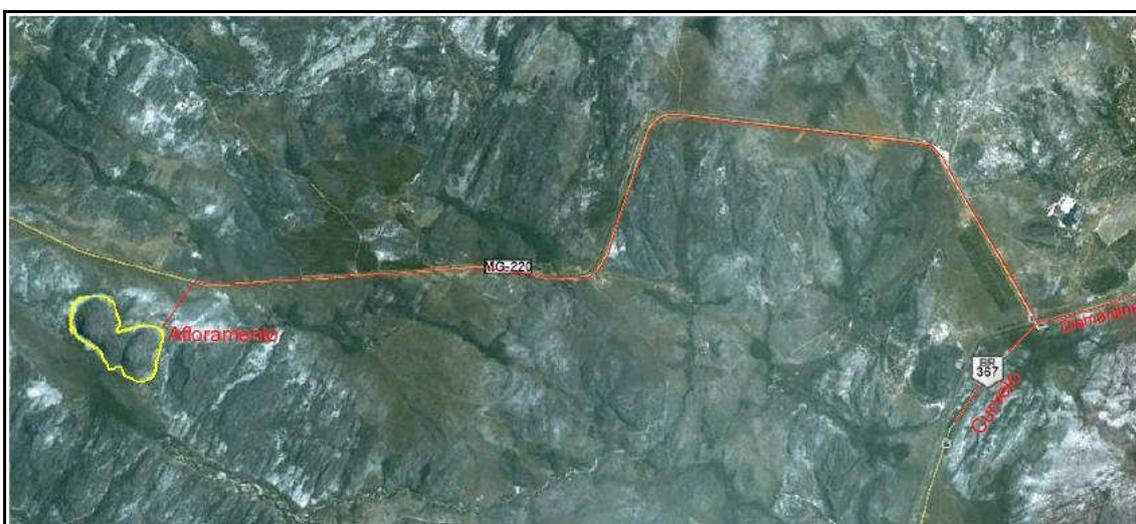


Figura 5: Localização do afloramento (em vermelho MG-220, em amarelo o afloramento estudado)

Durante o trabalho de campo, somente as paredes do afloramento voltadas para a estrada real foram estudadas, sendo que as dimensões destas paredes são aproximadamente 200 m de comprimento na parede leste (E) e 150m de comprimento na parede nordeste (NE), a altura destas paredes podem atingir por volta de 80m.

Nas fotografias abaixo (figura 6 e 7) são mostradas as duas faces estudadas no afloramento. Na figura 6 a altura que atinge o ponto fotografado é de aproximadamente 50 m, já na figura 7 a altura é por volta de 80m.



**Figura 6: Fotografia de parte da face NE do afloramento.**



**Figura 7: Fotografia de parte da face E do afloramento**

Este afloramento não mostra contato da Formação Galho do Miguel com as unidades basais ou superiores, as características observadas neste afloramento são muito parecidas com as descritas na literatura e já citadas neste trabalho.

Este afloramento pode ser classificado como quartizitos com alta maturidade que apresenta como constituição mineralógica mais de 90% de grãos de quartzo, sendo que estes são muito bem selecionados, com granulometria variando entre fino e médio, bastante arredondados. É possível observar em alguns pontos os grãos de quartzo estirados devido ao processo metamórfico que a região sofreu porém mesmo com esta deformação é notável o grau de seleção e maturidade do afloramento, para este trabalho não foi confeccionado lâminas petrográficas para a caracterização da unidade, pois devido às características já citadas, o que poderia se visto seria apenas alguns minerais acessórios, nada, além disso.

Este afloramento apresenta sets de estratificações cruzadas com dimensões variando entre 2,5m até 4,0 m de altura e 5,0 m a 15m de comprimento e o sentido dos planos destas estratificações são de maneira geral para sudeste (SE) ou noroeste (NW), como mostra os diagramas 1 a 10, com intensidade de mergulho média de aproximadamente 30°, foi observado também estratificações plano paralelas com direção das camadas para leste (E) – oeste(W) ou norte(N) – sul(S), representadas nos diagramas 11 a 15, estas estratificações plano-paralelas se estendem por dezenas de metros sempre entre sets de estratificações cruzadas, como mostra a foto abaixo.

Os forsets presentes neste afloramento apresentam espessuras variando entre 0,3 cm e 15 cm, sendo que a grande maioria destes *forsets* apresentam espessuras entre 3,5cm e 4,5 cm, como mostra o gráfico abaixo.



Gráfico 1: Espessuras dos foresets no afloramento estudado.

Junto aos planos das estratificações plano-paralelas foi também observado marcas de ondas, conhecidos por ripples que são mostrados na figura 15, estes *ripples* se desenvolvem concomitantemente a deposição de quartzo que formou as estratificações planas paralelas, as cristas dos ripples são retas ou pouco sinuosas e apresentam pequenas distâncias entre elas, isto será mais bem descrito ao longo do trabalho.

## **EMBASAMENTOS TEÓRICO PARA INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE CAMPO.**

Abaixo segue uma breve descrição teórica para relacionar os dados das estruturas obtidos em campo com o provável paleo-ambiente e suas características geométricas.

### **Características de Ambiente Desértico**

O ambiente desértico é representado por uma região com ausência ou vegetação muito rarefeita e pobre. Outra característica é a taxa de evaporação maior que a taxa de precipitação pluvial, com isso o vento passa a ser um agente geológico para os processos de erosão e sedimentação muito efetivo neste tipo de ambiente (Suguio, 2003).

Por ser desértico o ambiente, não significa que somente processos eólicos são responsáveis pela sedimentação, pois muitos desertos são essencialmente pedregosos (Stony deserts), mas também existem desertos caracterizados como mar de areia (sandsea). (Suguio, 2003).

## Evidências de Ambientes Desérticos

Depósitos de areia ou arenito com estratificações cruzadas de grande porte, bem desenvolvidas e com fortes ângulos de mergulho (30 a 35 graus), apresentado localmente estratificações horizontais (Suguio, 2003) quando apresentam *foresets* com depósitos de *grain fall* e *grain flow*, são típicas de sedimentação eólica.

Na base das sequências de dunas eólicas, são comumente encontrados sedimentos com estratificações plano-paralelas ou cruzadas de baixo ângulo, com seleção mais pobre e granulometria mais grossa, esses depósitos que são de origem eólica são relacionados com os depósitos de lençóis eólicos (interdunas), acima na sequência encontram-se sedimentos mais bem selecionados com estratificações cruzadas de grande porte conhecidos por dunas eólicas (Suguio, 2003).

## Características Gerais das Dunas

As dunas de areia são as feições mais óbvias dos desertos de areia, as dunas são estruturas que variam de 3 a 600 metros de comprimento e entre 10 centímetros e 100 metros de altura (Nichols,2009).

As dunas eólicas migram por saltação dos grãos de areia que estão no *stoss side* da duna até a crista. A saltação dos grãos de areia podem formar *ripples* eólicos, que são comuns no *stoss side* da duna (Nichols,2009) como está representado na figura 08

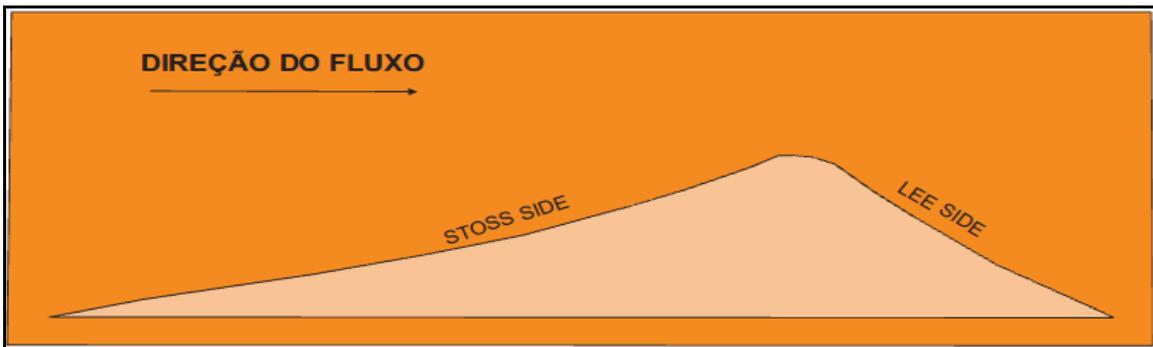


Figura 8: Direção do vento em dunas (modificado de Carrie Elizabeth Check)

A areia acumulada na crista da duna fica instável e acaba caindo como avalanche de grãos para o *leeside* da duna, formando uma superfície de areia mais inclinada. Repetidas avalanches constroem um *set* de estratificações cruzadas, que pode ser preservados (Nichols, 2009).

O que também pode sedimentar-se no *leeside* são os grãos que estão suspensos na corrente de ar, assim formando depósitos de *grainfall* que são retrabalhados pelas avalanches na parte mais alta, porém pode ser preservado na parte mais baixa do *leeside* da duna.

A orientação e o formato, planar ou côncavo, dependerá do tipo de duna.

As estratificações cruzadas planares irão se formar pela migração das dunas transversais, que apresentam a cristas alinhadas perpendicularmente com a direção do vento. As dunas transversais se formam onde há um suplemento de areia abundante, quando a quantidade de areia disponível diminui inicia-se a transição para a formação das dunas tipo *barchans*, que são estruturas semi-lunares, com superfícies de deslizamento arqueadas formando estratificações cruzadas côncavas (Nichols, 2009).

Em algumas situações, quando existem duas direções principais de ventos, com um ângulo de aproximadamente 90° entre as duas correntes pode originar dunas lineares ou *seif*. As características dessas dunas são por estratificações cruzadas formadas por avalanches de grãos nos dois lados da duna e por isso apresentam orientações em direções diferentes (Nichols, 2009).

Nas regiões que apresentam ventos com diferentes direções, as “dunas estrelas” se formam e as faces que sofreram deslizamento (*leeside*) apresentam diferentes direções e por isso as estratificações cruzadas também apresentam diferentes sentidos de mergulho (Nichols, 2009).

Em algumas situações as camadas das dunas podem ser preservadas, porem é mais comum a parte superior das dunas serem erodidas conforme mais areia é depositada pelo fluxo eólico, formando assim um sobreposição de camadas (*set*). O tamanho destes *sets* de estratificações cruzadas em dunas eólicas pode variar de por volta de 1m a até 10-20m, nas dunas eólicas a seleção dos grãos também é muito competente, assim os grãos são arredondados e com pouca variação de tamanho entre eles (Nichols, 2009).

## **Características das Interdunas**

As estruturas sedimentares conhecidas como interdunas são formadas a partir de uma superfície erosional que delimita a interduna entre duas camadas sucessivas (Mountney, 2006).

A área, a profundidade, e a taxa de migração de uma interduna é definida pelo tipo de depósito que existia antes da superfície ser erodida, a natureza do depósito que fica imediatamente acima da interduna depende dos processos que acontecem durante a formação das interdunas, um exemplo são as “depressões” de interdunas de menor extensão, são características de ambientes secos, onde existiam ventos secos que deram origem aos ripples. Em ambientes úmidos as estratificações planares de interdunas são formados por adesão e em ambiente subaquático as interdunas são formadas em lagoas (Mountney, 2006)

As superfícies interdunas são caracterizadas por apresentarem baixo ângulo de inclinação com a superfície erosional, geralmente se estendem na direção do vento (paralela ao fluxo) podendo se estender por distâncias quilométricas (Mountney, 2006).

Essas superfícies que bordejam os *sets* ou *co-sets* de estratificações cruzadas aparecem planares ou levemente inclinadas nas seções paralelas à direção do transporte eólico, quando aparecem perpendiculares a direção de transporte a superfície pode apresentar moderado ou alto grau de inclinação (Mountney, 2006).

## **Metodologia para Definir a Direções dos Paleoventos**

As faces que sofrem deslizamentos nas dunas geralmente estão voltadas para a direção do vento, assim sendo quando se mede a direção do mergulho das estratificações cruzadas, é possível determinar a direção que prevaleceu o fluxo de vento no período deposicional. As variações das medidas obtidas nas estratificações cruzadas das dunas irão depender dos tipos de dunas, as dunas transversais comumente geram pouca variação entre o mergulho da estratificação cruzada e a direção do vento, já as fácies curvadas das dunas *Barchan* chegam a mostrar diferenças de até 45° em relação ao mergulho da duna e a direção do paleo-vento (Nichols, 2009).

Diferentes direções das estratificações cruzadas são resultados das diferentes faces que sofreram deslizamento nas dunas “estrelas”. Em todos os casos, para ter maior convicção na direção dos paleoventos que são inferidos a partir das orientações das estratificações cruzadas, quando maior for o número de medidas, maior será a confiabilidade na direção do paleovento obtida (Nichols, 2009).

A direção do paleovento é obtida utilizando um diagrama de Wulff. A direção será a reta obtida ao plotar o plano de direção das estratificações cruzadas e o plano que representa orientação principal das superfícies que limitam a duna, pois assim supõem-se o plano que existe ao longo da crista das dunas. Assumindo que não haja o plano formado pelo transporte de areia ao longo da crista, pois dificilmente este se preserva (Nichols, 2009), segundo Mountney (2006) a direção de migração será definida por uma reta normal à direção de mergulho das estratificações cruzadas.

## **DESCRIÇÃO DOS DADOS DE CAMPO**

### ***Análise de Fácies***

Nas figuras abaixo estão representadas as fácies sedimentares que serão analisadas neste trabalho, na figura 18, representada pela letra “A” está a fácies arenito com estratificações cruzadas, a letra “B” representa a fácies estratificações cruzadas de pequeno porte. A fácies estratificações plano-paralela é representado pela letra “E”. As fácies representadas pelas letras “C” e “D” não foram descritas em campo.

Na figura 20 as letras “C” e “G” representam a fácies estratificação plano-paralela. Pelas letras “A, B, D, E e H” é representada a fácies estratificações cruzadas. A fácies representada pela letra F não foi caracterizada.

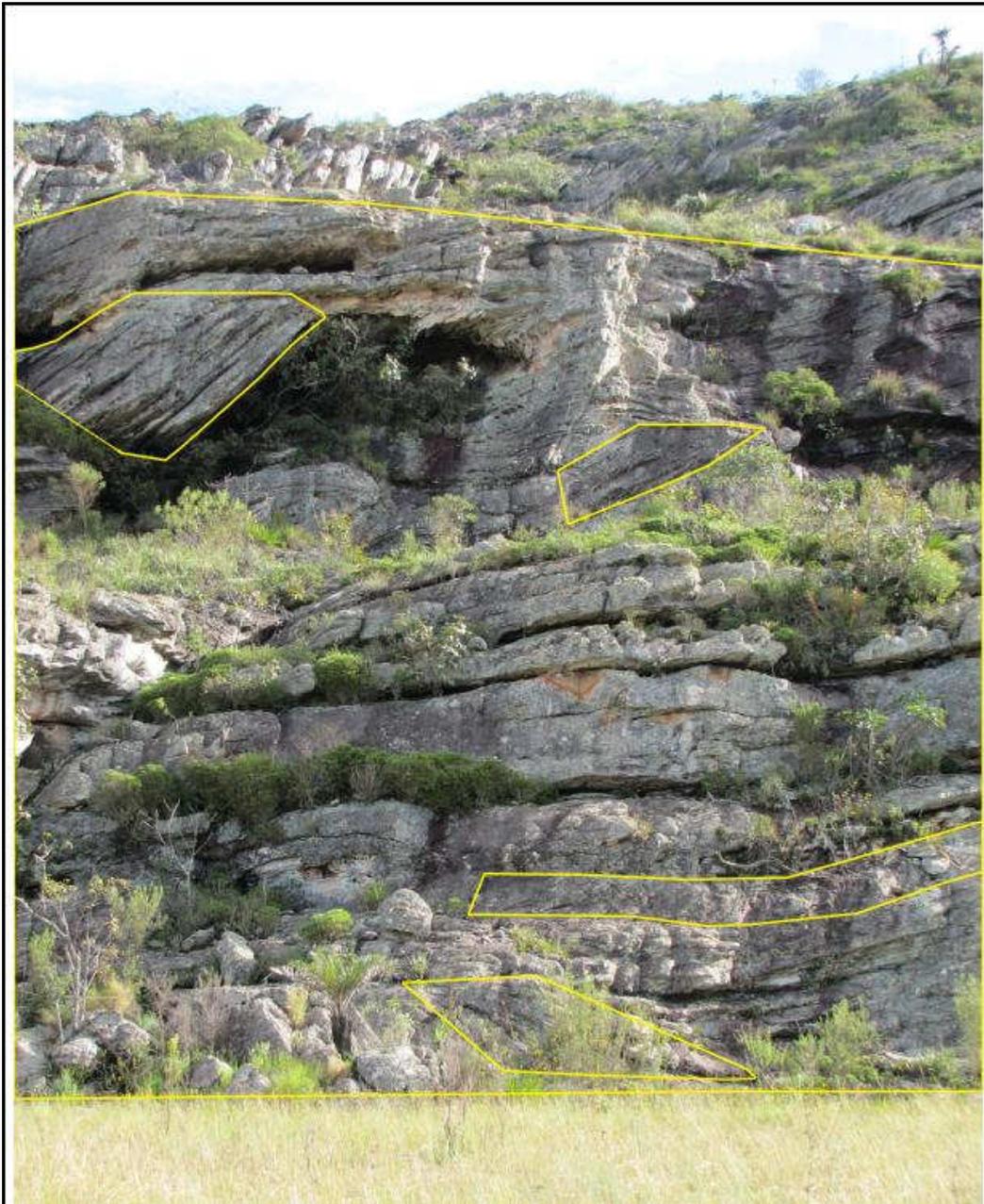


Figura9: Indicação das estruturas esquematizadas na figura 10

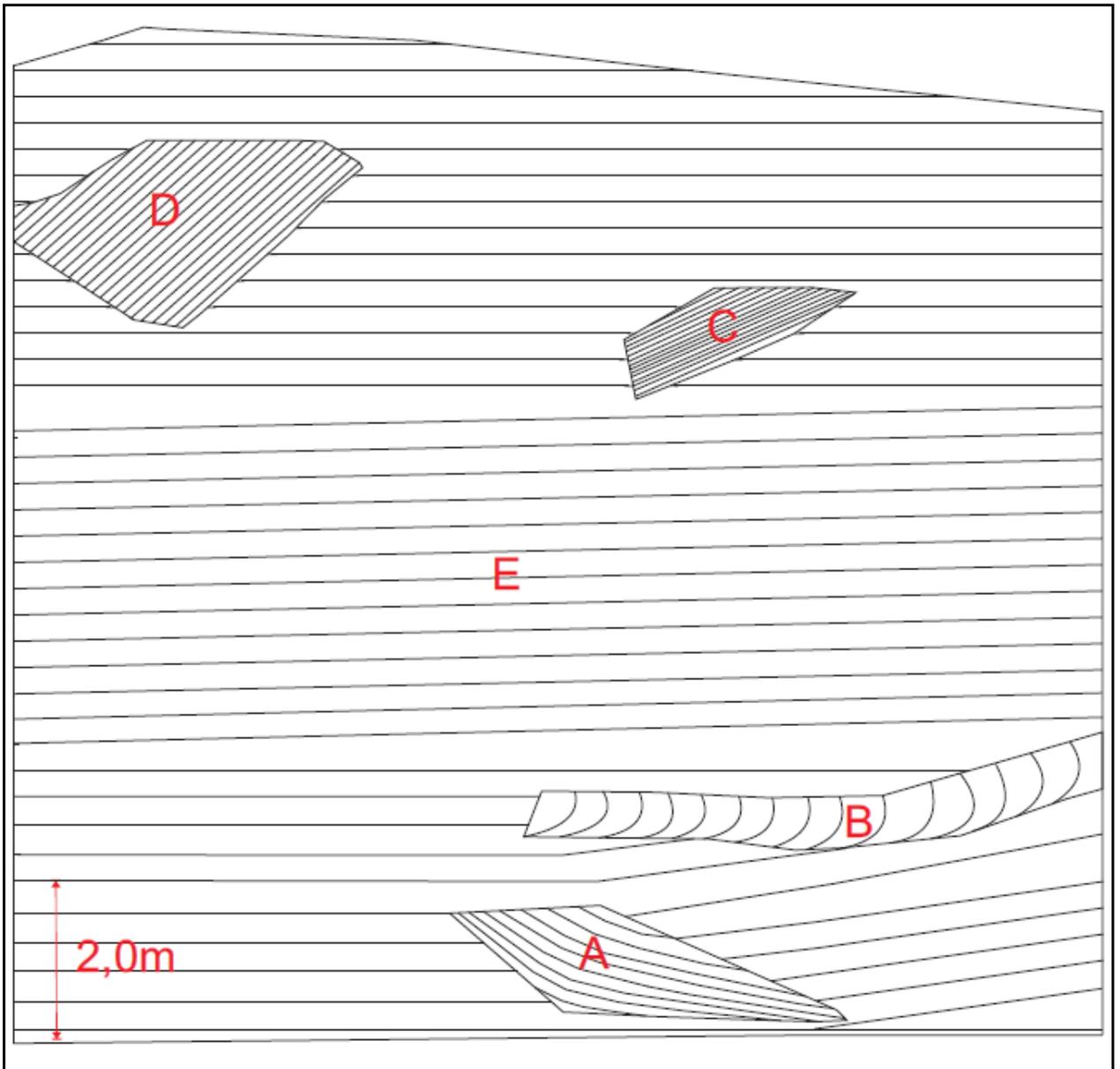


Figura10: Desenho esquemático das fácies descritas.

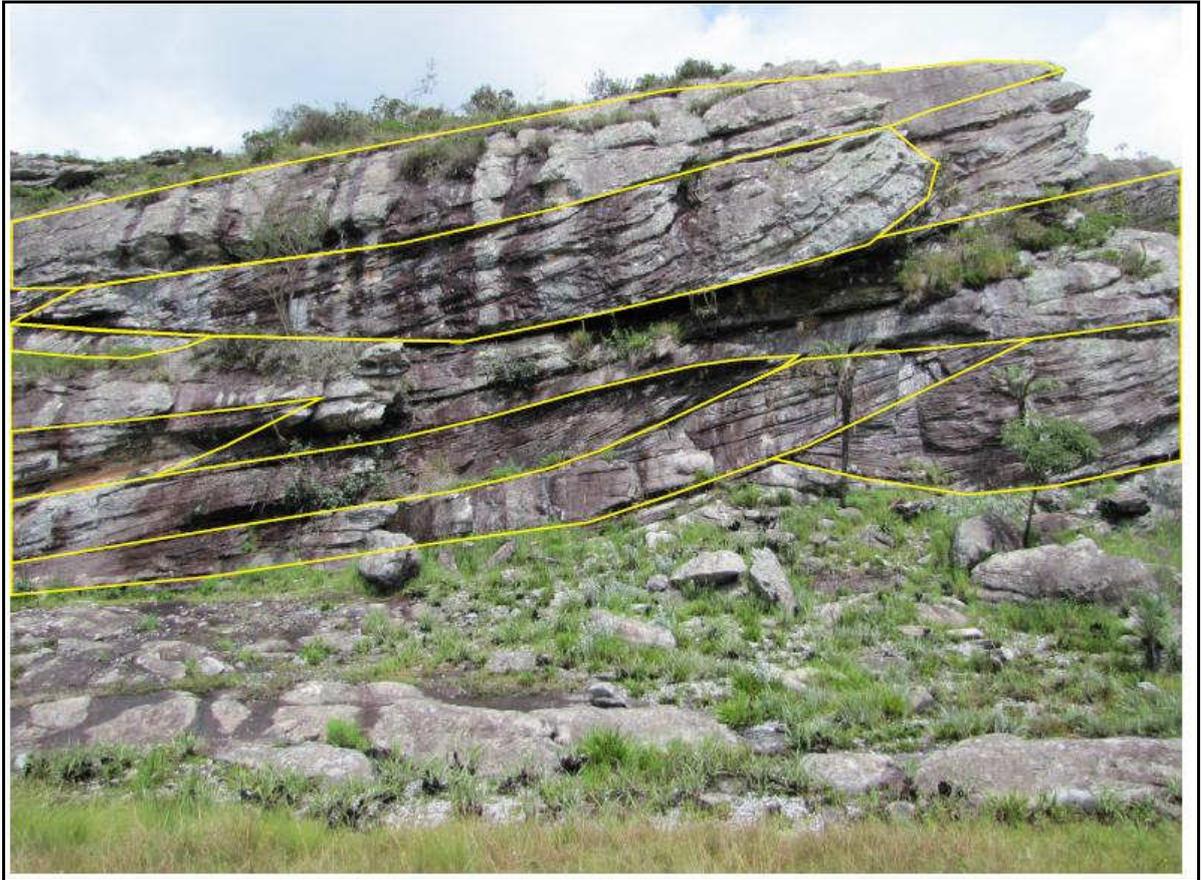


Figura11: Indicação das estruturas esquematizadas na figura 12

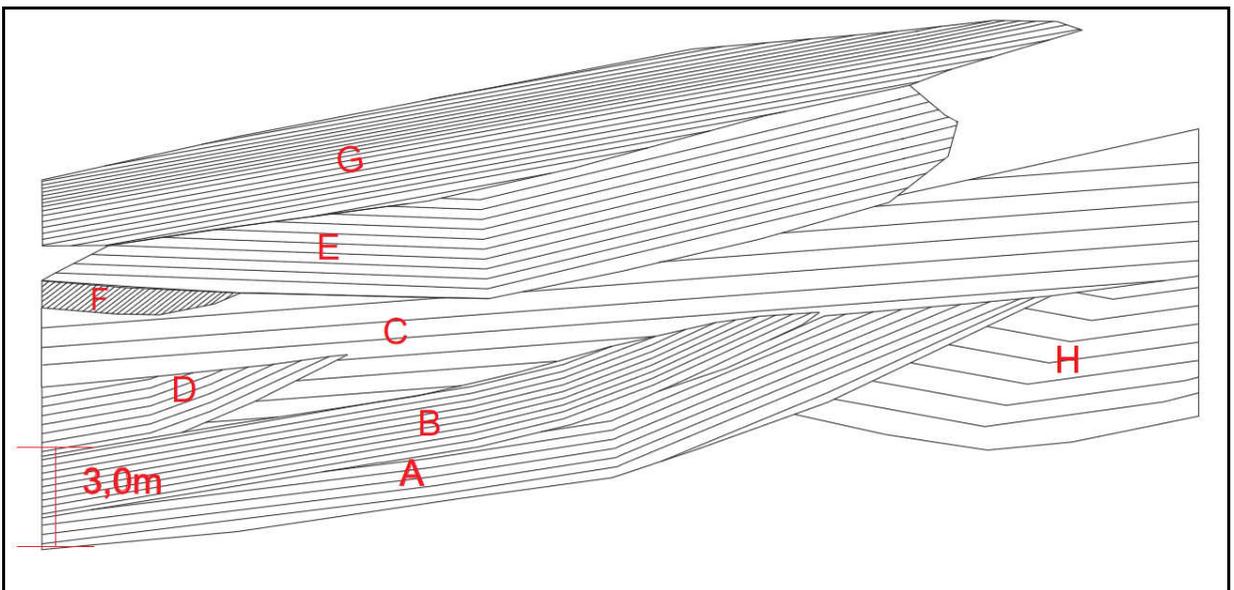


Figura13: Desenho esquemático das fácies descritas

## Fácies arenito com estratificação plano-paralela

A fácies “arenito com estratificação plano-paralela ocorre distribuída por volta de 80% das seções analisadas, sendo predominante em todo o afloramento estudado.



Figura 14. Fácies arenito com estratificação plano paralela.

Esta fácies comumente é encontrada com base plana ou suavemente côncava estendendo-se lateralmente por dezenas de metros.

Os *foresets* de arenito com laminação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo variam entre 5 a 30 cm em espessura.

A granulométrica varia pouco, os grãos são predominantemente médios, bem arredondados, porém nota-se em alguns locais existe quartzo estirado devido à deformação, ocorrida posteriormente a deposição. Na base dos

*foresets* das estratificações plano-paralelas foram identificadas marcas onduladas de origem eólica, com cristas sinuosas, como mostra a figura abaixo. Não foi identificado nestas estruturas graduação inversa, porem notou-se laminações cruzadas de baixo ângulo nos *foresets*, esta analise foi feita a partir de uma posição paralela as cristas das ondulações, ou seja, em direção perpendicular a de migração das marcas onduladas (perpendicular às camadas).



Figura 15. Marcas onduladas (ripples); As setas representam a direção do vento.

### Interpretação

A fácies arenito com estratificação plano-paralela tem origem na migração de marcas onduladas eólicas gerando as estruturas descritas por Hunter (1977)

como estratificação cavalgante translante subcrítica, segundo Hunter, este tipo de estrutura é um indicador de ambiente de deposição controlado por vento. A partir daí, as migrações dessas pequenas marcas onduladas assimétricas, também classificadas como *ripples* geraram as estratificações plano-paralelas que têm por característica variações de granulação com areia de fina a média como representado na figura 23 abaixo.

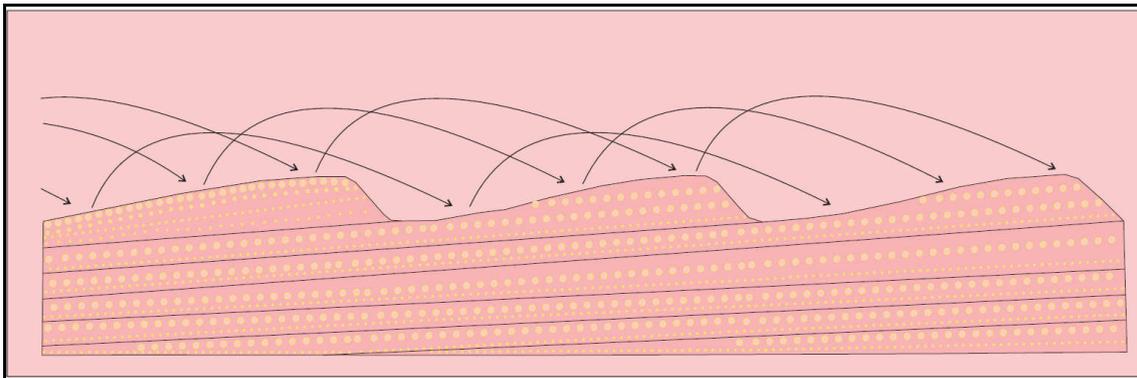


Figura 16. A migração das marcas onduladas gera laminação subparalela. Modificado de Mounthey (2006).

De acordo com Mounthey (2000) Os depósitos planares de baixo ângulo com existência de *ripples* e laminações cruzadas de baixo ângulo nos forsets são indicativos de depósitos de interdunas secas (*dry interdunes*). Estas estratificações passam verticalmente nas laminações cruzadas de grainfow e grainfall, isto mostra que a deposição foi originado via avalanche e fixação dos grãos em suspensão no *leeside do foreset que está se formando*.

### **Fácies arenito com estratificações cruzadas.**

Esta fácies foi encontrada pontualmente em diferentes locais do afloramento, porem um ponto se destacou devido ao grande número de sets desta fácies se sobrepondo, com mostra a figura 11 acima, esta coluna esta localizada na face nordeste do afloramento.

Esta fácies apresenta a base côncava, com extensão lateral atingindo por volta de 18 a 20 metros. Os sets possuem espessuras variando entre 3 e 4 metros, os co-sets variam entre 0,5 a até 15 centímetros de espessura.

Nesta fácies os grãos, na sua grande maioria de quartzo, são bem selecionados, predominantemente com granulometria média e bem arredondados.

As camadas desta fácies apresentam como atitudes predominantes mergulho por volta de 35° para Leste e nordeste.

### Interpretação.

Nesta fácies os pontos mais baixos, tanto barlavento (*upwind*) e sotavento (*downwind*) nos limites dos sets tratam-se de depressões de interdunas. As superfícies limitantes *downwind* (sentido do vento) que compõem a arquitetura interna das estruturas, tratam-se de superfícies de superposição e indicam a presença de uma duna, onde outras dunas menores a sobrepõem durante a migração, como mostra a figura 18 abaixo.

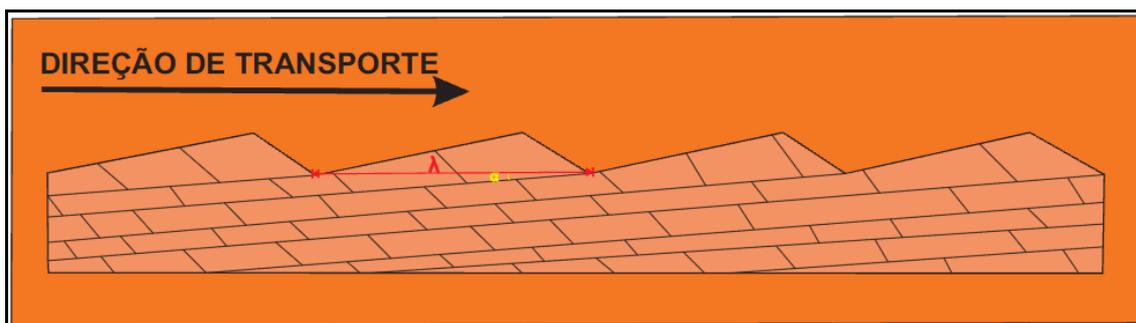


Figura 17: Modelo de formação de camadas para sistemas eólicos secos (adaptado de Mountney, 2000). ( $\alpha$ : ângulo de cavalgamento;  $\lambda$ : comprimento de onda formado a favor do vento sobre o acamamento)

As pequenas variações das orientações dos mergulhos dos *foresets* das estratificações cruzadas dentro dos sets indicam uma migração do set

sobreposto a uma superfície de um grande set principal no sentido leste - nordeste (Mountney et al., 1999).

A orientação preferencial das estratificações cruzadas esta por volta de  $80^{\circ}$  para leste, já a orientação do acamamento principal está por volta de  $120^{\circ}$  para sudeste, o que mostra uma componente de transporte oblíqua de  $40^{\circ}$  na superfície sobreposta do acamamento. Assim pode-se, segundo Rubin & Hunter (1983), considerar as dunas como do tipo transversal e que migra ao longo do Lee side do acamamento principal.

### **Fácies estratificações cruzadas de pequeno porte.**

#### **Descrição:**

A superfície Basal que delimita esta fácies apresenta grande extensão lateral, por mais de 20 metros, a espessura desta fácies é de aproximadamente 0,50 metros, como mostra a figura 18 abaixo.



**Figura 18: Set da Fácies de estratificações cruzadas de pequeno porte**

Assim como as outras fácies, esta também apresenta granulometria fina a média, com os grãos bastante arredondados e bem selecionados, constituídos

basicamente por quartzo. As atitudes desta fácies são predominantemente 130/30, ou seja, mergulhando para sudeste. A arquitetura interna deste set é por algumas vezes complicada devido à presença de superfícies limitantes no sentido do vento (downwind) que truncam com as estratificações cruzadas que estão abaixo como mostra a figura 19 abaixo.

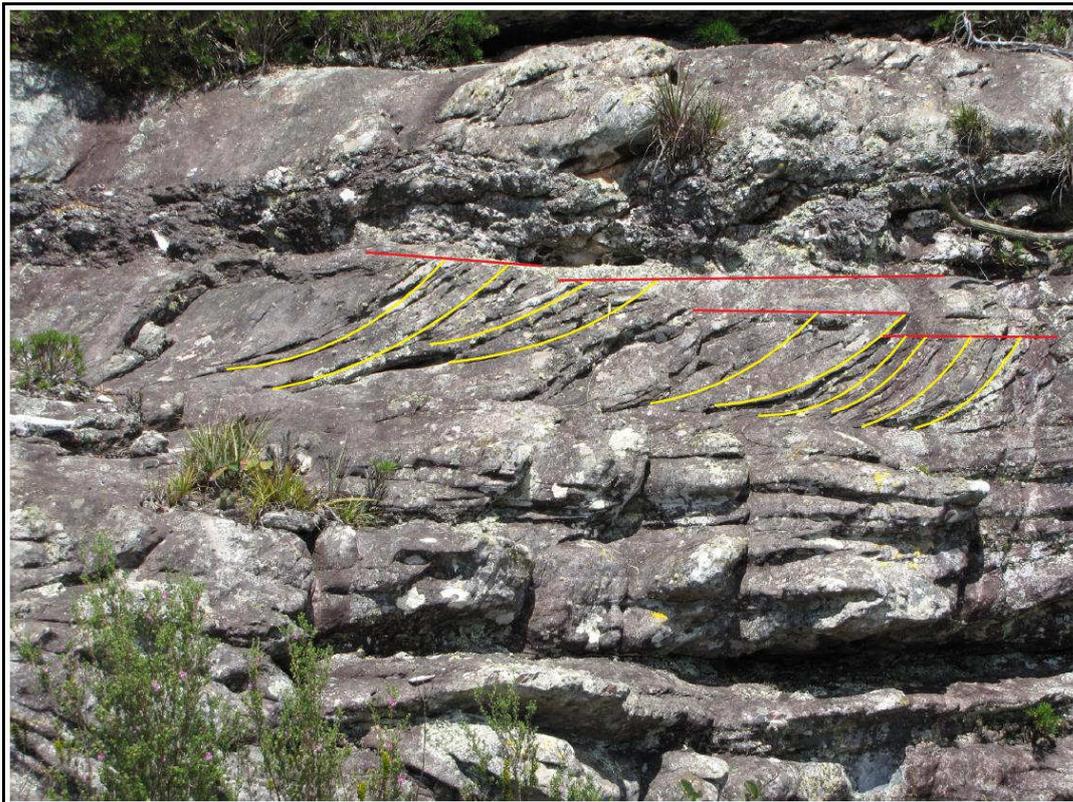


Figura19: Em amarelo mostra-se as estratificações cruzadas, em vermelho as superfícies limitantes que truncam com as estratificações cruzadas.

**Interpretação.**

A continuidade lateral da superfície erosional basal, por se estender por um longo trecho do afloramento, caso confirmada a sua existência em outras localidades e isto fornecer um caráter regional a esta superfície, pode-se considerá-la como uma super-superfície.

A complexidade na arquitetura interna da fácies reflete a orientação sudoeste das estratificações cruzadas, que é oblíqua à direção do paleo-transporte, que apresenta sentido leste-nordeste. Segundo Rubin & Hunter (1983), a natureza truncacional das superfícies limitantes podem indicar a presença de acamamentos de origem eólica com algum grau de sinuosidade, classificado como crestline (linha de cristas).

A presença de superfícies limitantes no sentido do vento é um indicativo de sobreposição de camadas secundárias no Lee side das camadas primárias (composto por estratificações cruzadas), isto sugere que as camadas primárias nesta área nem sempre mantiveram uma superfície de escorregamento ativa (Brookfield, 1977).

## **Análise de Paleo-correntes Eólicas**

Durante as atividades de campo para a elaboração deste trabalho foram analisadas diferentes feições, assim sendo, diferentes estruturas foram caracterizadas, levando em conta principalmente as direções de mergulho das estratificações cruzadas com o intuito de determinar as Paleo-correntes eólicas, as espessuras das camadas, dimensões do *set* estudado e as características mineralógicas da formação estudada.

Para facilitar a análise, as estruturas foram divididas em *sets*, ou seja, um grupo de camadas dentro de uma mesma superfície de erosão, os *sets* foram numeradas de 1 (um) a 8 (oito) e serão apresentados abaixo.

As características mineralógicas do afloramento são bastante uniformes e já foram caracterizadas nas descrições das fácies presentes no afloramento. neste trabalho.

## SET 1

Este set está localizado parte central da face nordeste (NE) do afloramento, na porção mais baixa da parede e apresenta dimensões por volta de 4 metros de altura e aproximadamente 15 metros de comprimento, as estratificações cruzadas observadas nesta duna mostram um sentido preponderante de nordeste (NE) para sudoeste (SW) o sentido do mergulho para sudeste (SE) como mostra o diagrama 1 abaixo. Os dados obtidos em campo representados no diagrama 1 não mostram grande variação na direção dos planos das estratificações.

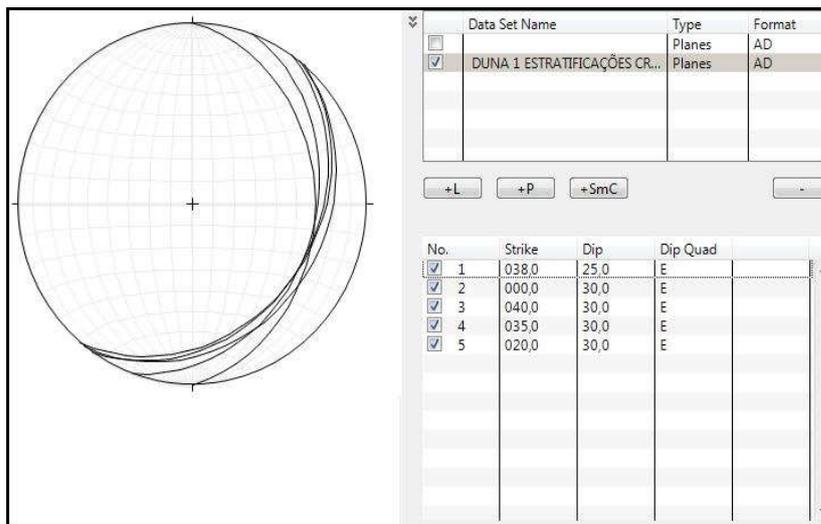


Diagrama 1: Representação das atitudes das estratificações cruzadas

Abaixo segue imagem das estratificações cruzadas medidas no set 1 (figura 20).

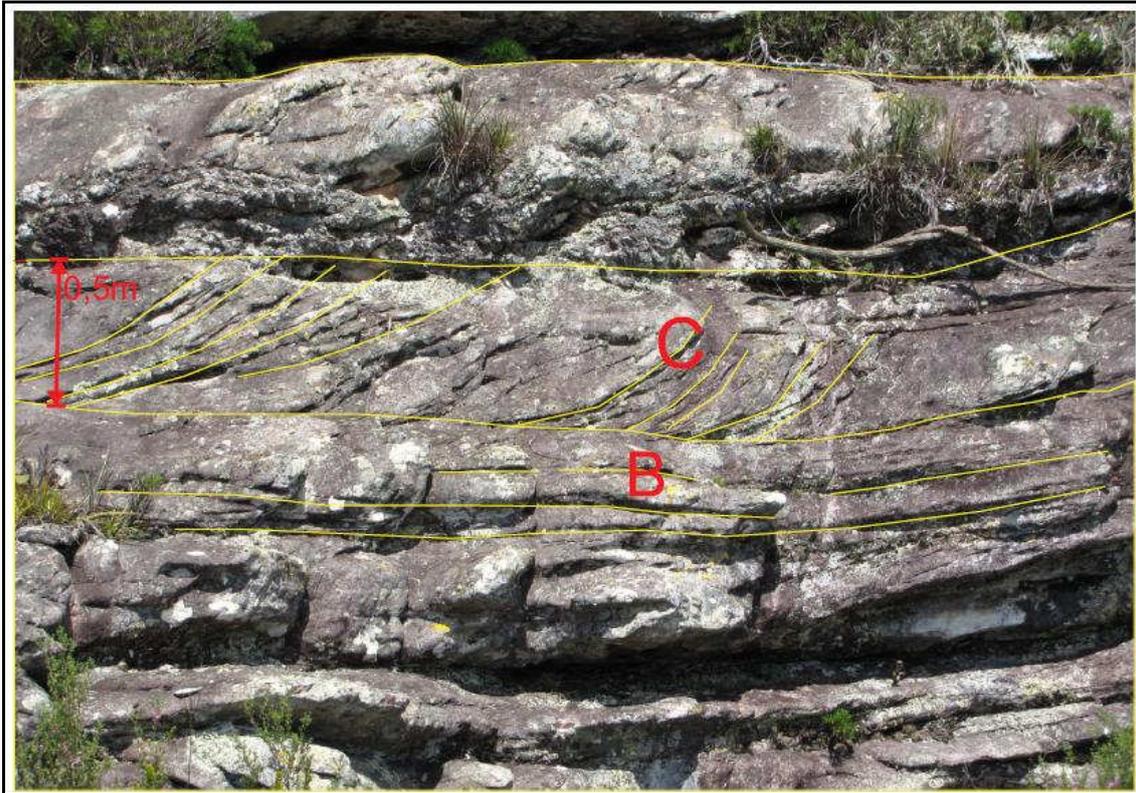
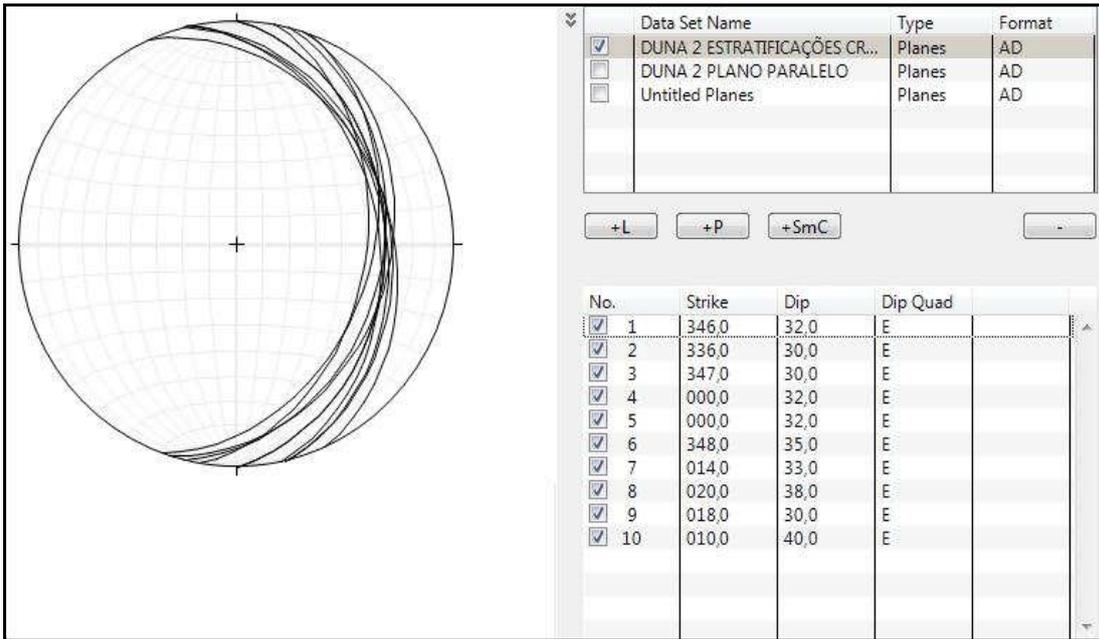


Figura 20: Imagem do set 1(B:estratificações planares; C: set1).

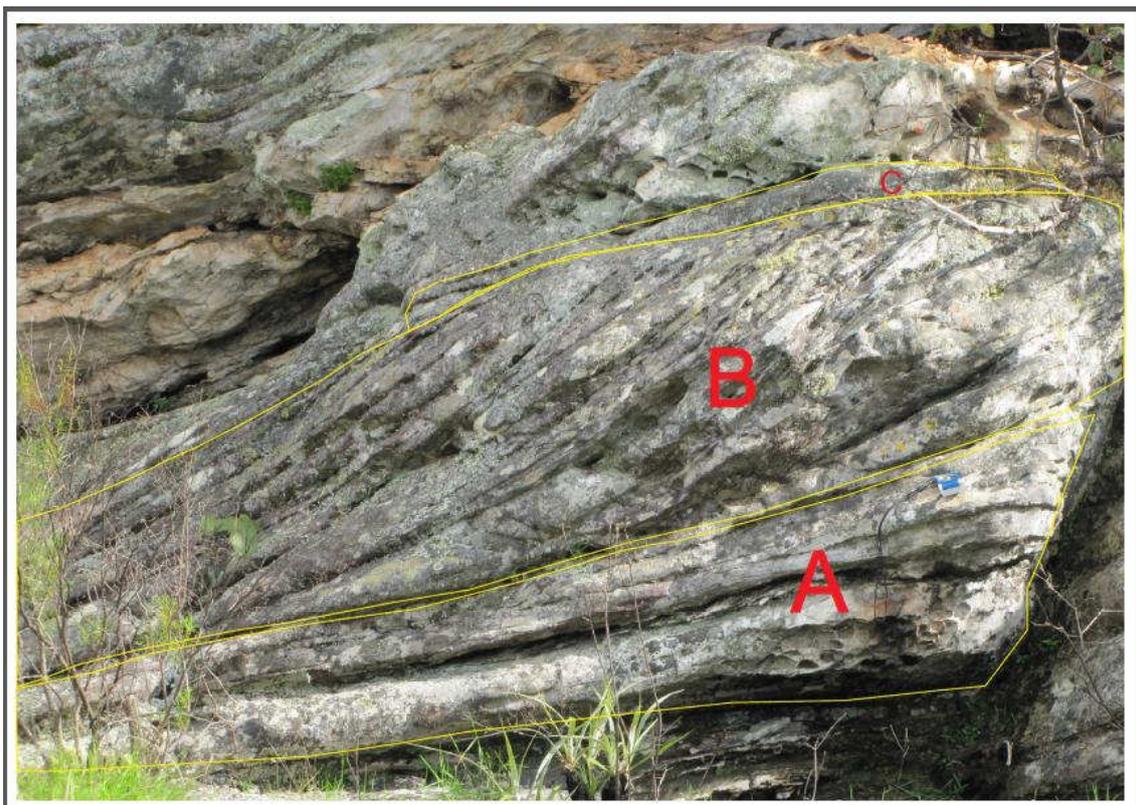
## SET 2

O set 2 se localiza a esquerda (a leste) do set 1 para quem olha de frente, na mesma altura em relação ao solo, porem com menores dimensões, este set apresenta aproximadamente 2,5 metros de altura e 5 metros de comprimento, os *foresets* observadas apresentam variações entre 7 e 15 cm, sendo que a maior parte dos *foresets* apresentam espessuras no intervalo entre 10 e 12 cm. As estratificações cruzadas deste set apresentam direção preponderante no sentido norte (N) – sul (S), e sentido do mergulho para leste (E), como mostra o diagrama 2 abaixo, não existe uma grande variação quando comparado a direção do set 1 podendo assim dizer que estão associadas a correntes com mesma direção. Assim como o set 1, este set também não apresenta grandes variações nas direções das camadas.



**Diagrama 2: Representação das atitudes das estratificações cruzadas**

Abaixo segue figura com o set 2 (figura 21)



**Figura 21: set 2 (A: estratificações planares; B: set2) (escala bússola)**

### SET 3

O set 3 está localizada entre os sets 1 e 2, este set possui aproximadamente 5 metros de comprimento e 3 metros de altura, os *foresets* deste set variam entre 7 e 12 cm sendo que a maioria das camadas estão no intervalo entre 7 e 9 cm, sobre este set existe uma sequência deposicional plano-paralela que será melhor caracterizada posteriormente.

As estratificações cruzadas deste set apresentam direção de Sudoeste (SW) para Nordeste (NE) e o sentido do mergulho da camada é para Noroeste (NW), como mostra a figura abaixo. Diferentemente dos sets 1 e 2, o set 3 possui sentido do mergulho dos *foresets* para a direção oposta, porém assim como os outros sets, este também apresenta pouca variação na direção das camadas.

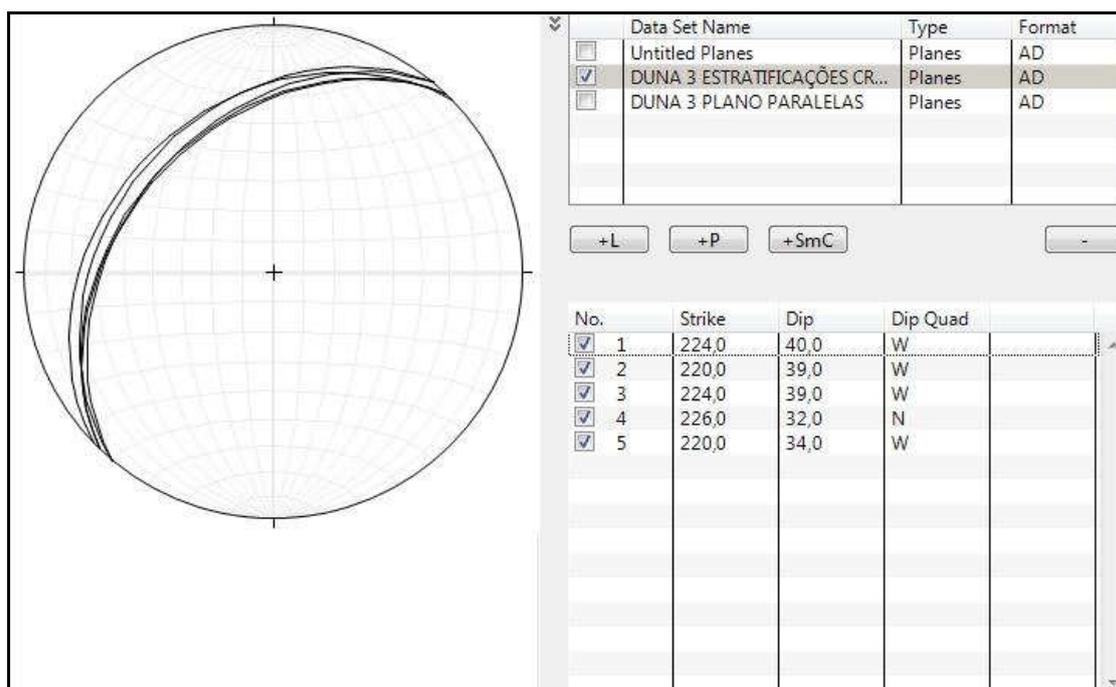


Diagrama 3: Representação das atitudes das estratificações cruzadas

## **SET 4, SET 5 e SET 6**

Os *sets* 4, 5 e 6 se encontram acima dos *sets* 1, 2 e 3 a aproximadamente 25 m de altura em relação ao chão.

Estes três *sets* estão retratadas nos diagramas abaixo e descrito como uma mesma seção (*co-set*), que possui aproximadamente 18 metros de comprimento e 15 metros de altura. E os *sets*, são denominados *set* 4, *set* 5 e *set* 6, estão dispostos da esquerda para a direita, onde o *set* 4 se encontra mais a esquerda (leste), *set* 5 a direita (oeste) de P1, na porção mais baixa e o *set* 6 também a direita (oeste) do *set* 4 e acima do *set* 5, como mostra a figura 12 abaixo..

Os *sets* 4 e 6 apresentam direção e sentido das estratificações cruzadas semelhantes aos do *set* 3 citado acima, com direção de Sudoeste (SW) para Nordeste (NE) e o sentido do mergulho das camadas é para Noroeste (NW), como mostram os diagramas 4 e 6 abaixo. Já o *set* 5 apresenta direção de Noroeste (NW) para Sudeste (SE) e sentido de mergulho para Nordeste (NE) como mostra o diagrama 5 abaixo.

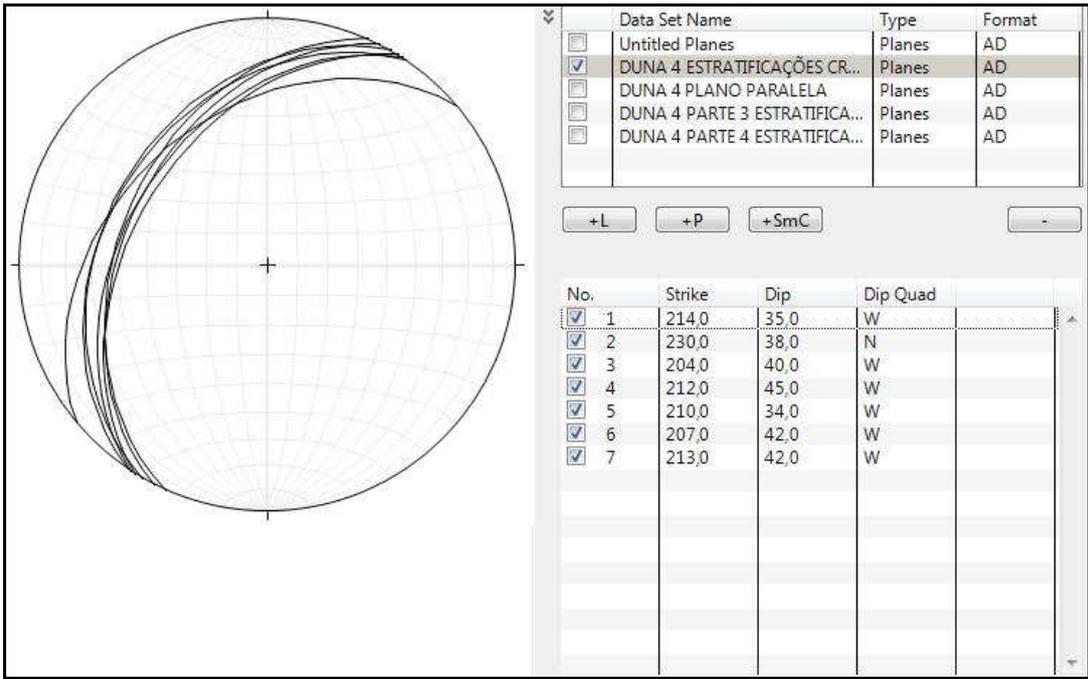


Diagrama 4: Representação das atitudes das estratificações cruzadas set 4

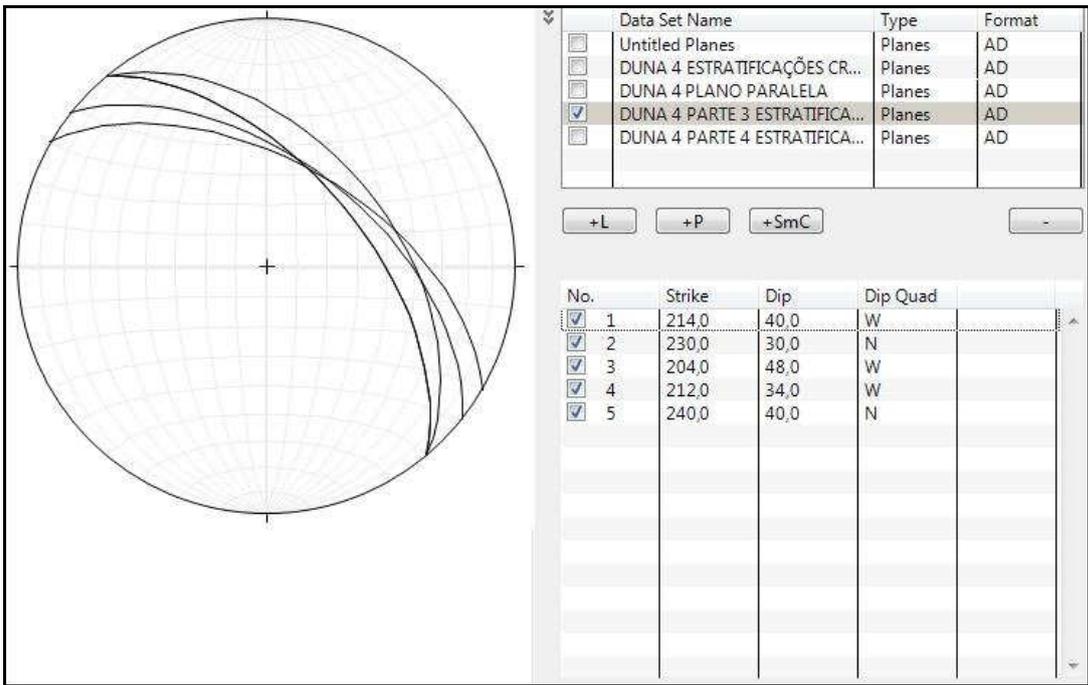


Diagrama 5: Representação das atitudes das estratificações cruzadas set 5

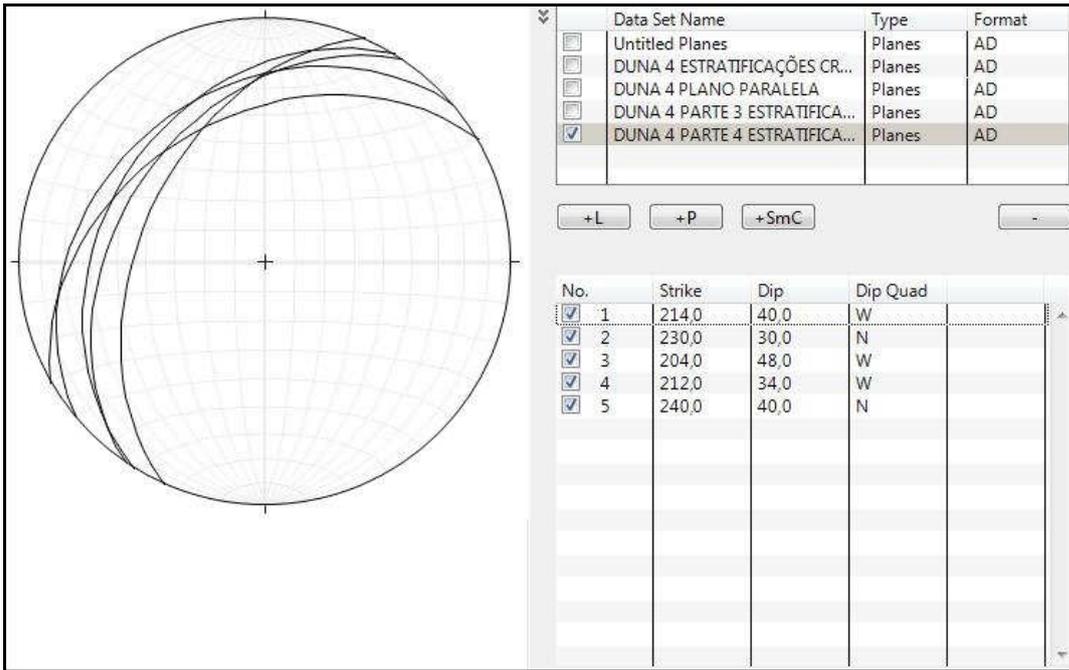


Diagrama 6: Representação das atitudes das estratificações cruzadas set 6

Abaixo segue a figura com os sets 4, 5 e 6 (figura 22).

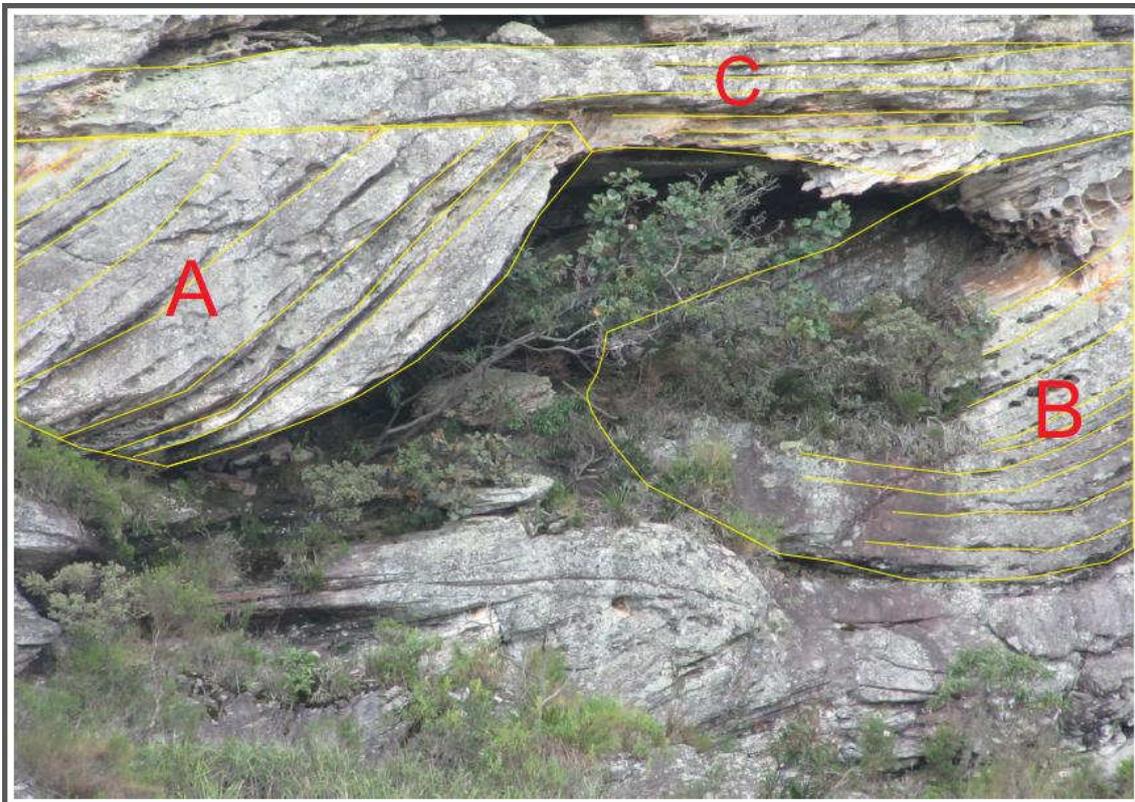


Figura 22: Sets 4, 5 e 6 (A: set 4; B: set 5; C: set 6)

## SET 7

O set 5 se encontra na parede nordeste do afloramento, alguns metros a esquerda (leste) do set 1.

Este set possui por volta de 3,5 metros de altura e 12 metros de comprimento, os *foresets* variam de 1 cm a 8 cm.

As estratificações cruzadas deste set apresentam direção preponderante de norte (N) para sul (S) e sentido de mergulho para leste (E), muito parecido com as atitudes do set 2, como mostra o diagrama 7 abaixo, nota-se também variação das direções das estratificações cruzadas é pequena.

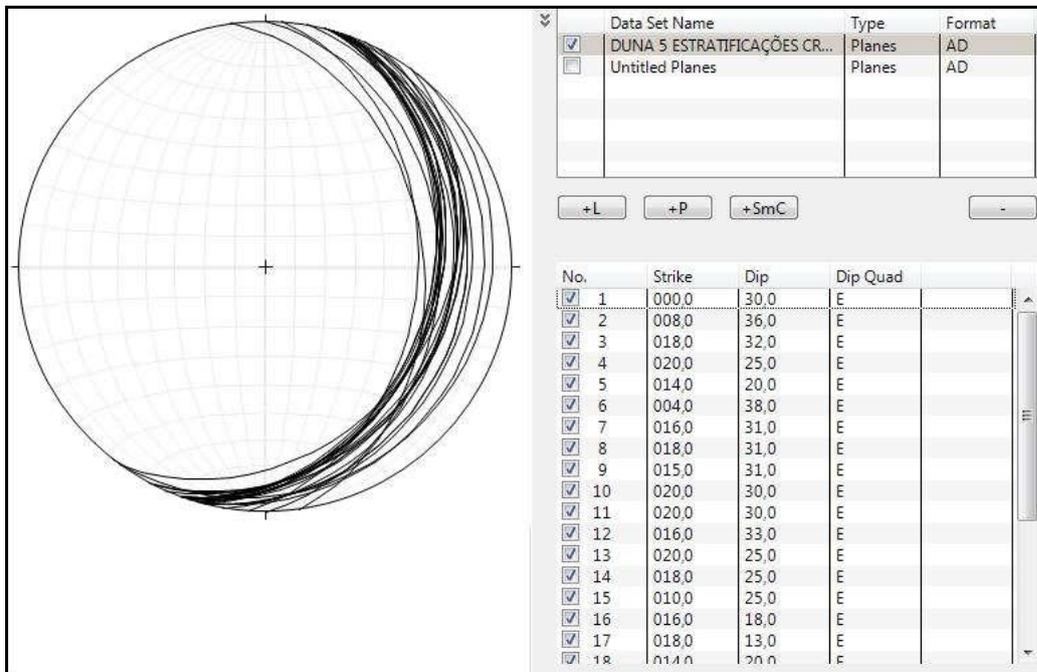


Diagrama 7: Representação das atitudes das estratificações cruzadas

## SET 8

O *set* 8 encontra-se na face nordeste do afloramento, do lado direito (a oeste) do *set* 7, as dimensões deste *set* são por volta de 15 metros de comprimento e 3 metros de altura, sobre este *set* encontra-se uma sequência plano paralela com aproximadamente 0,8 metros de espessura que será melhor caracterizadas posteriormente.

As espessuras dos *foresets* variam de 4 cm a 15cm.

As estratificações cruzadas deste *set* apresentam direção principal de nordeste (NE) para sudoeste (SW) e sentido de mergulho para Sudeste (SE), como mostra o diagrama 8 abaixo, as atitudes deste *set* mostram semelhança com as atitudes do *set* 1, porem existe neste *set* grande variação nas direções das estratificações cruzadas, chegando até 36°.

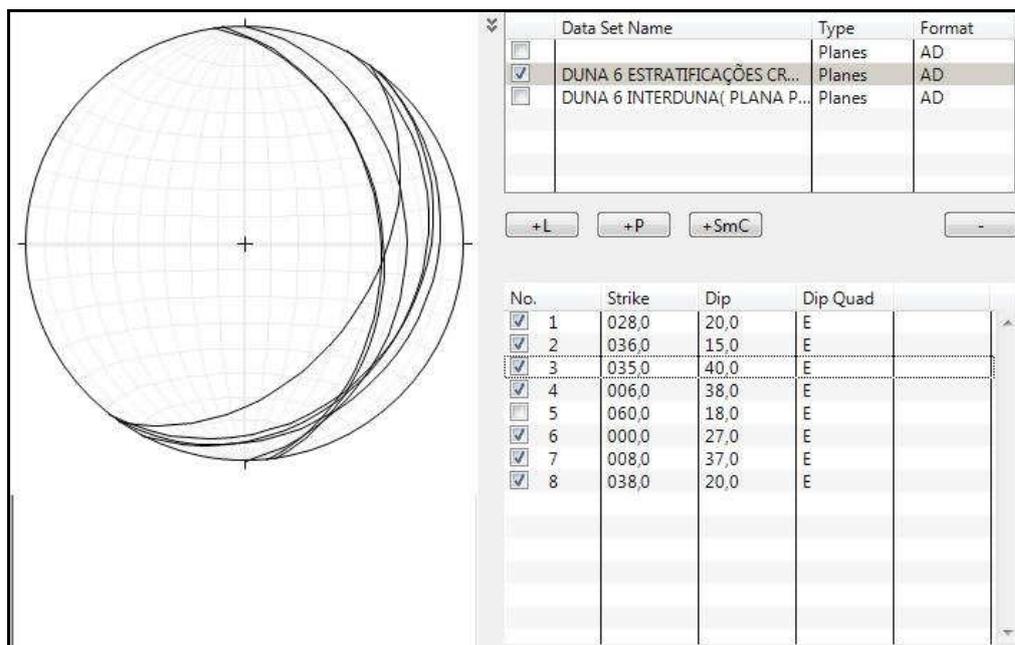


Diagrama 8: Representação das atitudes das estratificações cruzadas

## SET 9

O set 9 encontra-se na face nordeste do afloramento, do lado direito do set 8, as dimensões deste set são por volta de 12 m de comprimento e 3,5 m de altura, sobre este set encontra-se a mesma sequência plano paralela encontrada sobre o set 8.

As espessuras dos *cosets* variam de 0,5 cm a 5,5cm.

As estratificações cruzadas deste set apresentam direção principal de noroeste (NW) para sudeste (SE) e sentido de mergulho para nordeste (NE), como mostra o diagrama 9 abaixo, como nota-se os mergulhos deste set estão muito próximo do leste (E), sendo semelhantes aos observados nos sets 5 e 2. As atitudes destas camadas mostram-se bastante homogêneas com realação a variação de direção

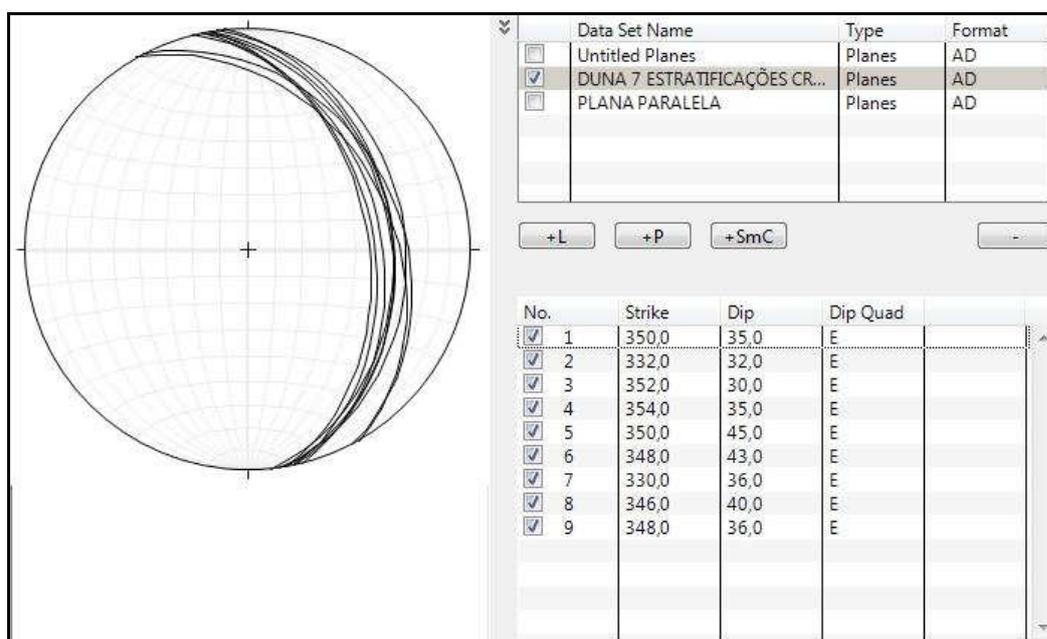


Diagrama 9: Representação das atitudes das estratificações cruzadas

Na imagem abaixo estão representados os sets de estratificação cruzadas 7, 8 e 9 (figura 23).



Figura 23: sets 7, 8 e 9 (A: set 9; B:set 8; C: set 7)

## SET 10

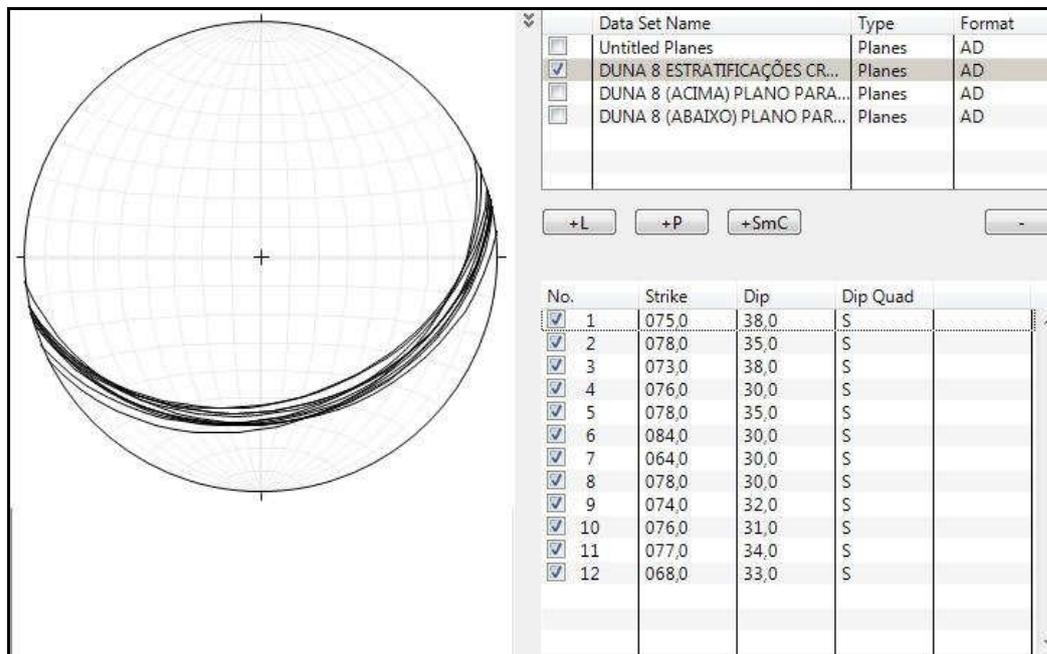
O *set* 10 se encontra na parede Leste do afloramento, próxima a uma gruta onde se encontram pinturas rupestres.

Este *set* apresenta altura de 4 metros e comprimento de aproximadamente 8 metros. Os foresets possuem espessura que varia de 2,5 cm a 12 cm.

Tanto acima, quanto abaixo deste *set* são encontradas sequências plano-paralelas que serão melhor detalhas posteriormente.

As estratificações cruzadas deste *set* apresentam direção de nordeste (NE) para sudoeste (SW), com mergulho para noroeste (NW), como mostra o diagrama 10 abaixo, o sentido de mergulho das estratificações são semelhantes aos *sets* 1 e 8, porem um pouco mais voltado para o Sul, como

mostra o diagrama 10. As atitudes das estratificações cruzadas não apresentam grande variação



**Diagrama 10: Representação das atitudes das estratificações cruzadas**

Abaixo segue uma imagem do set 10 (figura 24) onde aparece o set de estratificações cruzadas representado na letra C e uma sequência plano-paralela representada pela letra B.

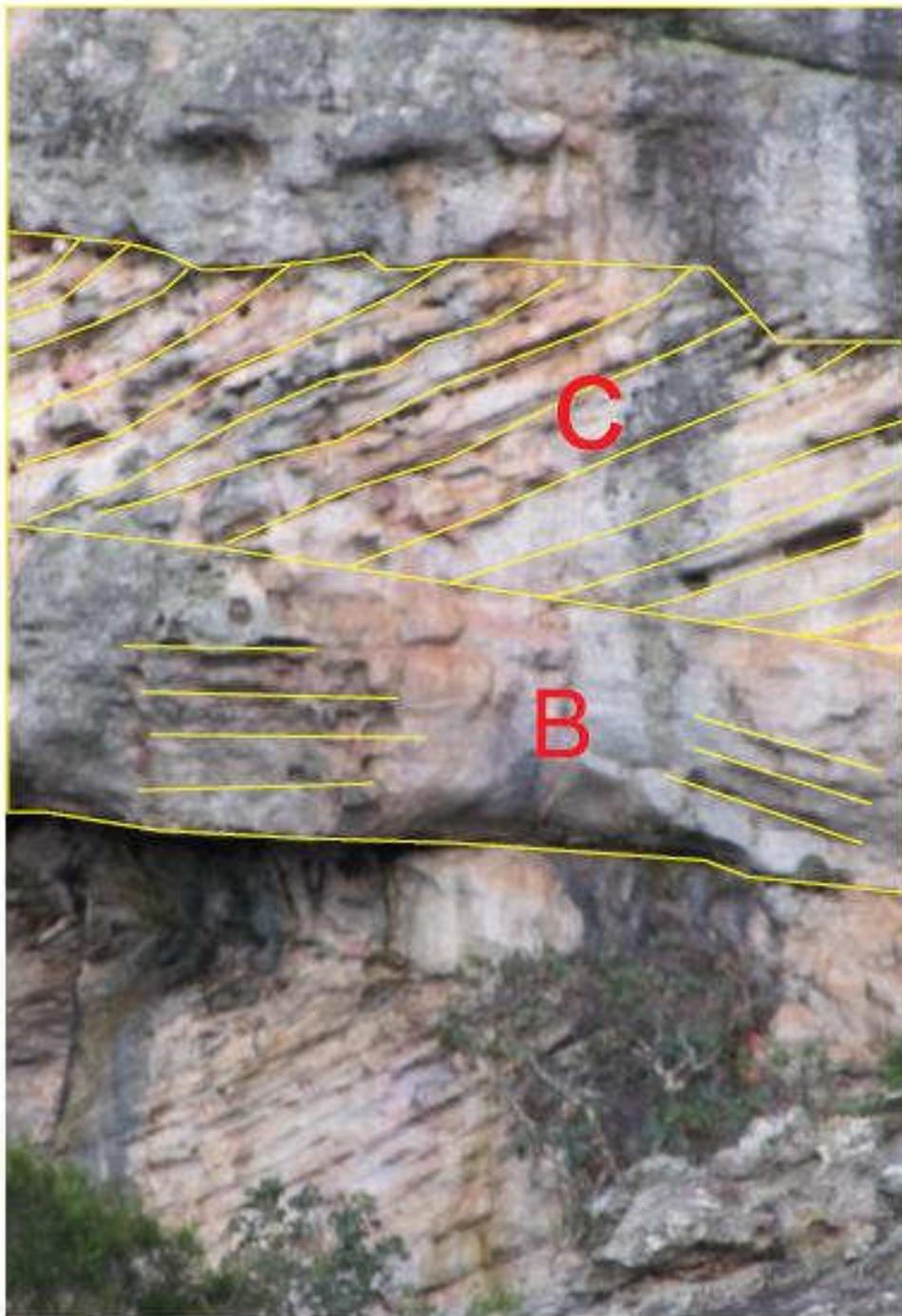


Figura 24: Set 10 (B:estratificações plano paralelas; C:Set 10).

## Superfícies Plano – Paralelas

Os *sets* de superfícies plano-paralelas observadas em campo estão associadas aos *sets* de estratificações cruzadas já descritos acima e foi analisado, assim como nos *sets*, a espessura dos *cosets*, as direções das camadas e intensidade do mergulho.

A primeira superfície com estratificações plano paralelas analisada está associada ao *set* 3, esta sequência se encontra acima do *set* e apresenta espessuras dos *foresets* variando de 10 cm a 12 cm, a espessura do *set* plano-paralelo é por volta de 50 centímetros.

As estratificações plano-paralelas apresentam direção leste (E) oeste (W) e possuem sentido de mergulho tanto para leste quanto para oeste, como mostra o diagrama 11 abaixo.

Como os mergulhos apresentam inclinação muito sutil, por volta de 02°, é comum apresentar essa inversão de sentido de mergulho.

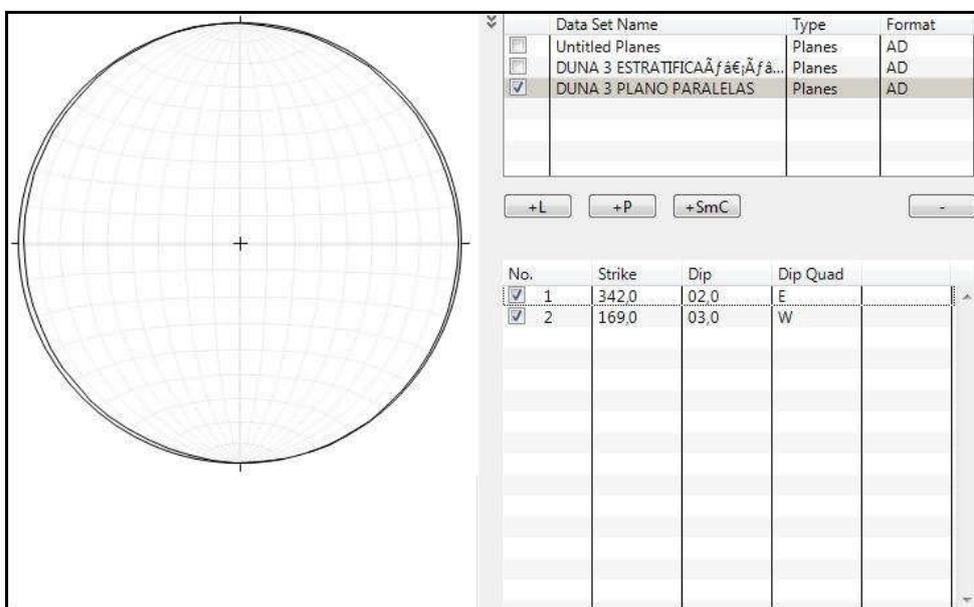


Diagrama 11: Representação das atitudes das estratificações plano- paralelas

As estratificações plano-paralelas associadas ao set 4 esta localizada acima dos sets estudados, esta sequência apresenta espessura de aproximadamente 50 cm e os *foresets* possuem espessuras variando de 8 cm a 12 cm.

Os *foresets* apresentam direções próximas de serem Norte (N) Sul (S) e o sentido dos mergulhos aparecem na sua maioria para Norte, porem também foi indentificado mergulhos com sentido para Sul, como mostra o diagrama 12 abaixo.

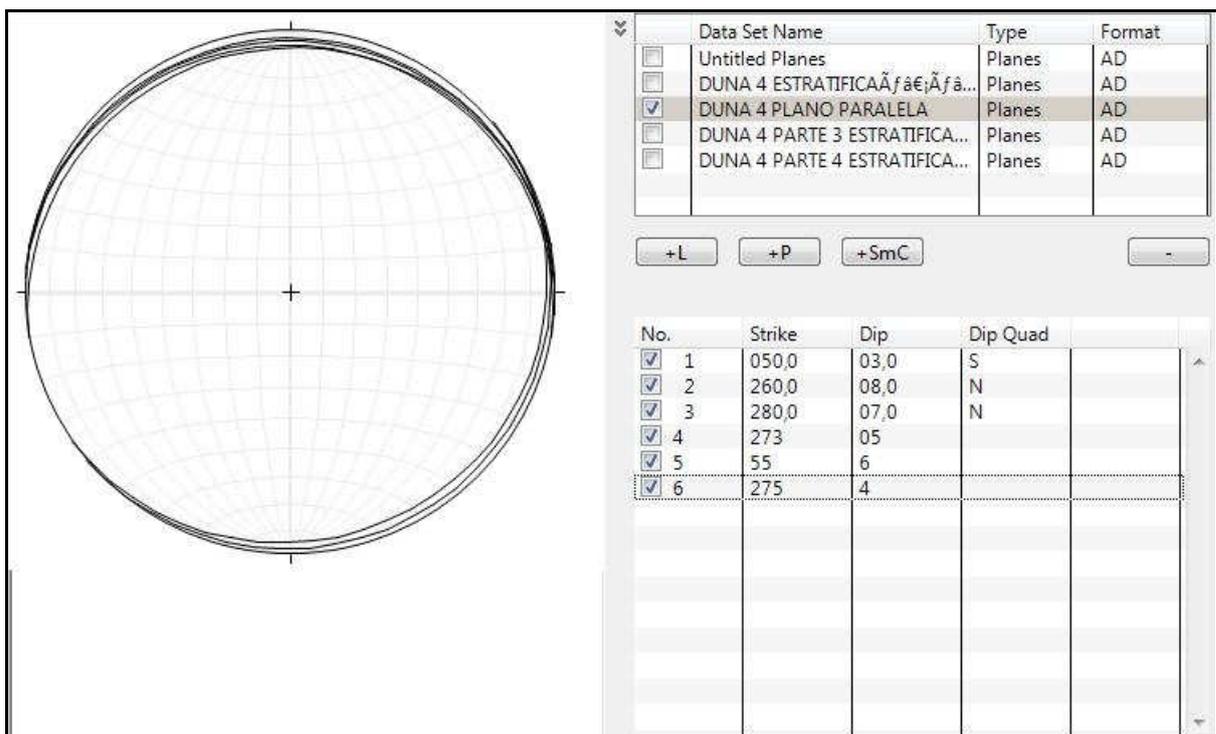
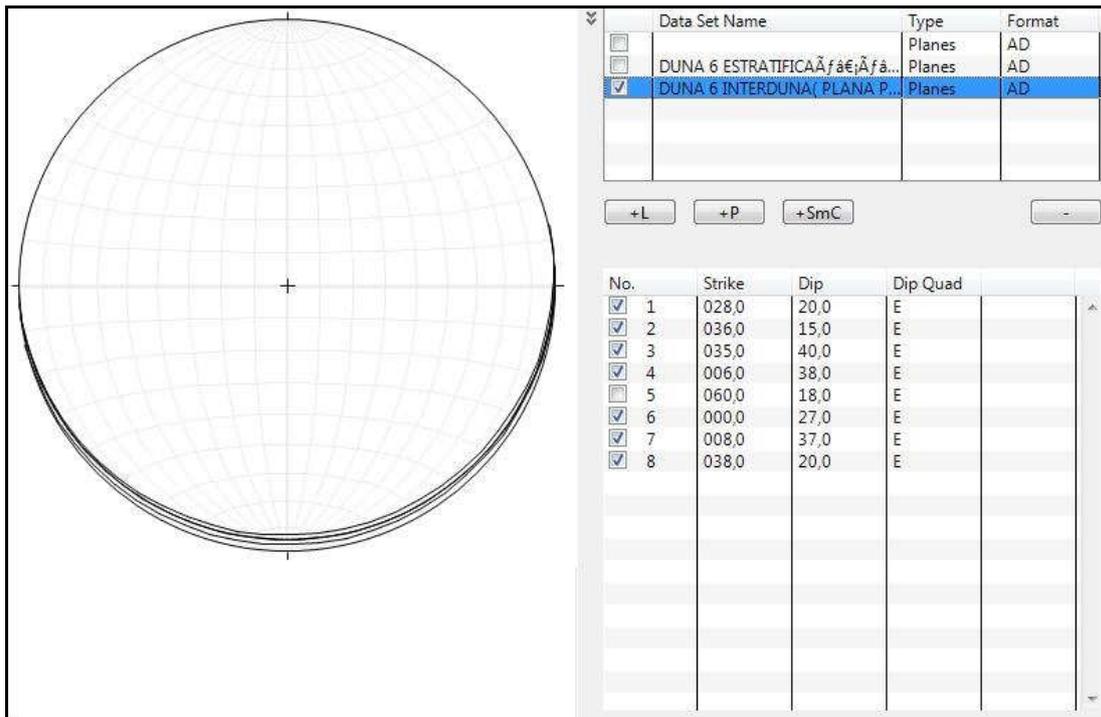


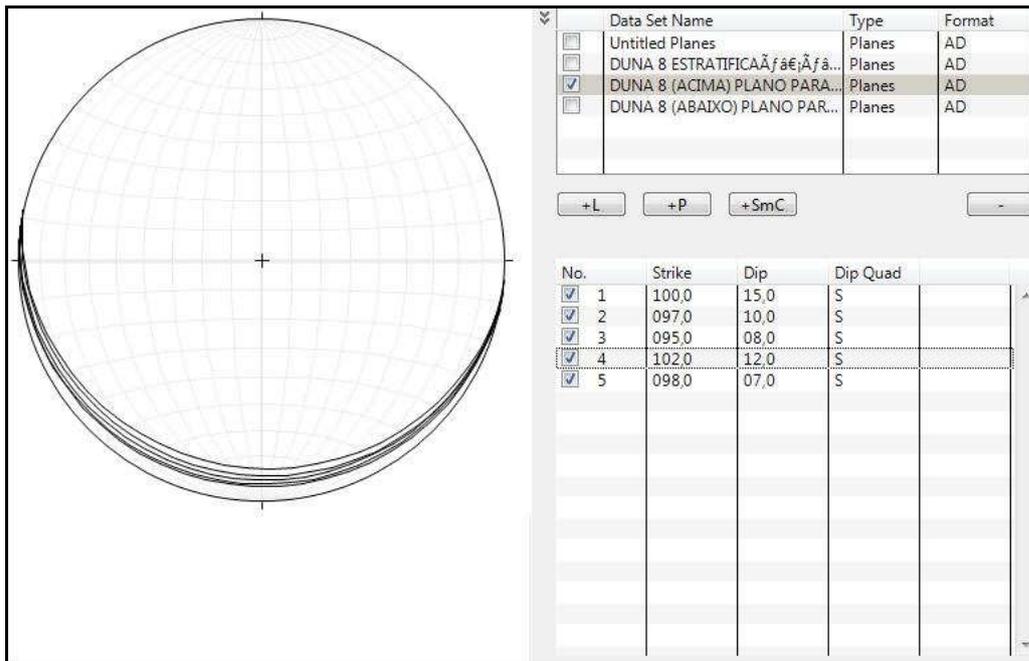
Diagrama 12: Representação das atitudes das estratificações plano- paralelas

A sequência deposicional plano-paralela associada aos sets 8 e 9 possui aproximadamente 1 metro de extensão e 40 centímetros de altura, e está localizada acima dos sets. As camadas apresentam espessuras variando entre 2 cm e 4 cm. As camadas são planas, com sentido para sul (S) e a direção destas camadas é leste (E) oeste (W), como está representado no diagrama 13 abaixo.



**Diagrama 13: Representação das atitudes das estratificações plano- paralelas**

Associado ao *set* 10 foi observado dois sets com estratificações plano- paralelas, uma acima do set e uma abaixo, tanto no set localizado acima do set 10 quanto no localizado abaixo, as espessuras das camadas variam entre 4 cm e 10 cm. No *set* acima a direção das camadas é de leste (E) para oeste (W) e o sentido do mergulho é para sul e apresenta a intensidade do mergulho variando de 07° a 15°, como mostra o diagrama 14 abaixo.



**Diagrama 14: Representação das atitudes das estratificações plano- paralelas**

Já no set de estratificações plano-paralela localizada abaixo do set 10 a direção das camadas é de Norte (N) para Sul (S) e o sentido do mergulho é para Oeste (W) variando entre 07° a 15°, como mostra o diagrama 15 abaixo.

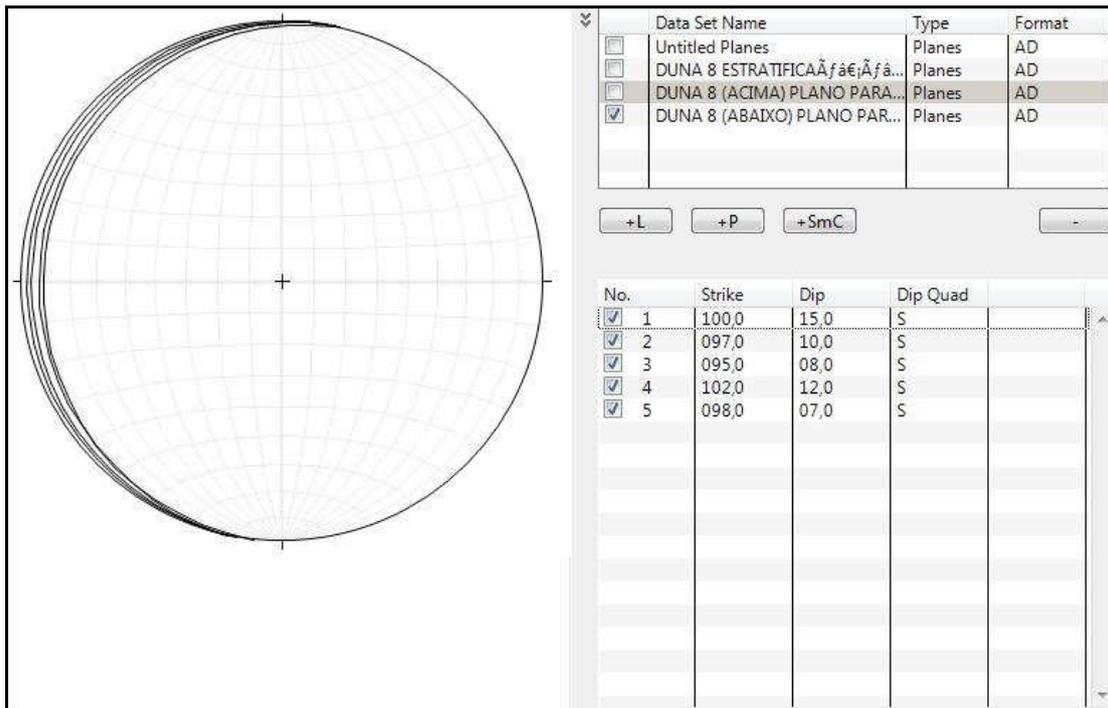


Diagrama 15: Representação das atitudes das estratificações plano- paralelas

## Ripples

Nos *ripples* observados no afloramento estudado, o comprimento de crista a crista varia entre 1,5 a 2,1 centímetros de comprimento mostra o gráfico 2 abaixo, a altura dos ripples observados não ultrapassa 1 cm.

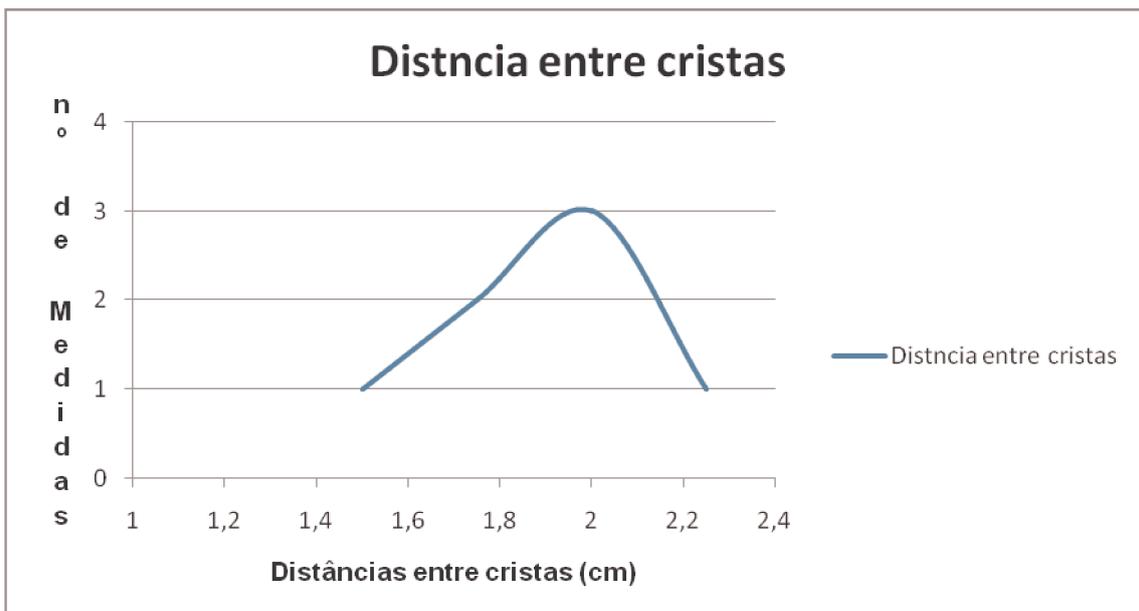


Gráfico 2: Variação da distancia entre cristas dos ripples.

Os *ripples* observados no afloramento se encontram perpendiculares a uma camada plano - paralela com atitude 102/12, o que indica que o vento soprava na direção Noroeste – Sudeste quando se formaram essas estruturas, como está indicado na figura 15.

Os grãos mais grossos tendem a se acumular nas cristas, e os mais finos sofrem uma espécie de peneiramento e são levados pelo vento, assim com a migração dos *ripples* isso pode formar uma camada com reversão granulométrica. Em algumas circunstâncias, quando a crista se torna bastante desenvolvida, os grãos podem sofrer avalanche na direção do vento para dentro da zona de sombra adjacente.

## INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE CAMPO

Analisando os dados obtidos durante os trabalhos de campo, junto com um estudo teórico sobre as estruturas e também cruzando com trabalhos sobre outras áreas com características semelhantes, chegou-se nesta interpretação para os dados.

O ambiente pode ser caracterizado como ambiente desértico, assim com já foi descrito por Dussin et al. (1985) e Almeida Abreu (1993), pois as características observadas, como as dimensões das estratificações cruzadas, que atingem até 18m de comprimento e até 5m de altura são típicos de ambientes desérticos, assim como o grau de seleção e de maturidade dos minerais observados no afloramento, este afloramento apresenta constituição basicamente de quartzo, acima de 90%, bastante arredondados e com pouca variação granulométrica, oscilando sempre entre granulometria fina e média, tal como as características observadas nas análises das fácies.

As estruturas descritas acima como sets de estratificações cruzadas podem ser caracterizados como dunas eólicas, ao relacionar as características observadas em campo com as estudadas, nota-se que as dimensões dos sets de estratificação cruzadas observadas em campo são condizentes com as dimensões estabelecidas para dunas, chegando a atingir 15 a 18m de comprimento além da homogeneidade dos grãos e também o alto grau de arredondamento. Analisando também as variações de direção das estratificações cruzadas de cada set é possível supor, segundo Nichols (2009) o tipo de duna que se formou no ambiente. No set 1, os dados que estão representados no diagrama 1 não mostram grande variação na direção dos planos das estratificações assim, esta duna ser caracterizada como transversal, pois também considera-se que as cristas estão alinhadas com a direção do vento, considerando que a direção do vento se dá pela orientação da reta normal ao mergulho da estratificação cruzada. Seguindo o mesmo critério, as estratificações cruzadas dos sets 2,3,4,7,9 e 10 também

apresentam pequena variação nas direções das atitudes e por isso podem ser classificadas também como dunas transversais. Os sets 5,6 e 8 mostram grande variação na direção de suas estratificações cruzadas, que estão representadas nos diagramas 5, 6, 8 respectivamente, com isso pode-se caracterizar essas dunas como dunas do tipo *Barchans*, que são dunas que se formam quando o aporte de sedimento diminui.

As estratificações plano-paralelas descritas acima foram caracterizadas pela análise de fácies como superfícies interdunas e é coerente com os dados observados nas análises de atitude, pois com exceção das estratificações representadas no diagrama 13, todas as outras apresentam baixo ângulo de inclinação, é possível também notar laminações plano-paralelas em alguns dos *foresets* da fácies estratificações plano-paralela. Esta fácies apresenta direção das camadas próximas da direção esperada para o vento, com relação à dimensão, algumas das estratificações plano-paralelas se estendem por dezenas de metros, como pode ser visto na figura 25, mas algumas são limitadas pelas dunas, e não atingem grandes extensões, como as estratificações representadas no diagrama 13.



Figura 25: Estratificação plano paralela com mais de 20 metros de comprimento

Os *ripples* observados em campo, mostrado na figura 15 apresentam direção de migração NW-SE e estão localizados entre as camadas das interdunas, ou seja foram formados no mesmo periodo das interdunas e apresentam direção de transporte semelhante ao das interdunas e das duna.

## CONCLUSÕES

Como já foi definido anteriormente, a Formação Galho do Miguel trata-se de um ambiente desértico, sendo que pode ter as características desta Formação associadas a um ambiente desértico do tipo *Erg*, que nada mais é que um deserto de duna, como mostra a figura 26 abaixo.

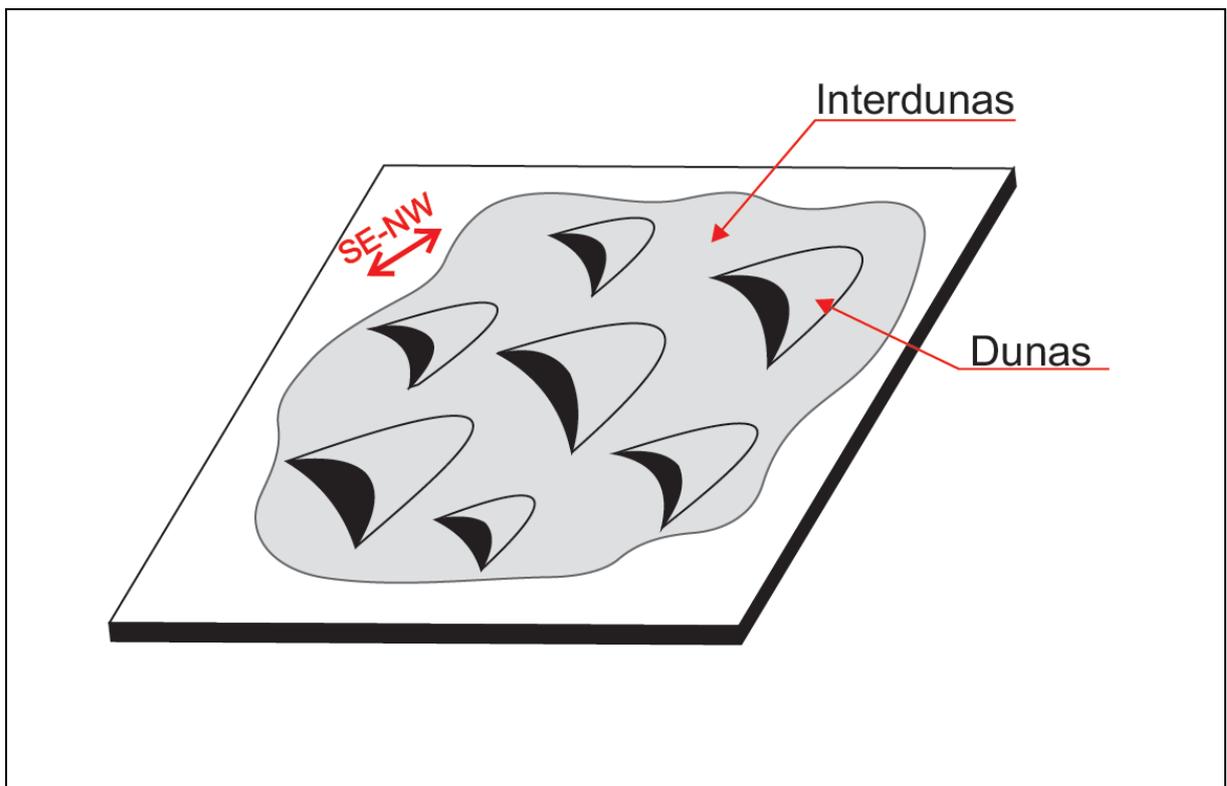


Figura 26: Modelo de Ambiente desértico tipo Erg (Modificado de Spigolon & e Alvarenga, 2002)

Outra característica do ambiente de deposição da Formação Galho do Miguel é a ausência de água no período de deposição dos sedimentos, isto pode ser afirmado devido à existência de *ripples* e laminações cruzadas de baixo ângulo nos forsets são indicativos de depósitos de interdunas secas (*dry interdunes*).

A hipótese de grande aporte de sedimentos pode ser sustentada pela presença das dunas transversais, porem periodos com baixo aporte de sedimentos também ocorreram e são justificados pela presença de dunas do

Tipo “barchans” que segundo Nichols (2009) se formam com menor aporte de sedimentos.

É possível dizer também o fluxo do vento apresenta direção preferencial noroeste (NW) - sudeste (SE), como indicado na figura 26, pois de acordo com Mounthey (2006) a direção de migração das dunas pode ser definida por uma reta normal à direção do mergulho das estratificações cruzadas, e ao analisarmos os diagramas de Wulff nota-se que quando se traça esta reta normal, esta apresenta uma direção preferencial no sentido NW – SE, sendo que em alguns casos chegam próximo de ser leste (E) – oeste (W). Quando analisamos os *ripples* mostrados na figura 15, a partir da direção medida em campo, a reta perpendicular ao alinhamento das cristas mostra a direção de migração dos *ripples*, esta reta também possui direção NW – SE, então esses dados sustentam a hipótese da direção de migração das dunas serem de NW-SE. Portanto, pode-se dizer que a deposição e sedimentação da Formação Galho do Miguel se deu em um ambiente desértico do tipo *Erg* e que o fluxo de vento se dava de noroeste para sudeste.

## BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A., 1977, *Províncias Estruturais Brasileiras*. In: SBG, Simp. de Geol. do Nordeste, 8, Campina Grande – PB, Atas, 363-391.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A., 1981, *Brazilian Structural Provinces: an introduction*. Earth Science Review, 17: 1-19.

ALMEIDA ABREU, P. A., 1993, *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil*. Tese de Doutorado. Freiburg (Alemanha) Univ. Freiburg, Geol. Inst. 150 pgs.

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

ALMEIDA ABREU, P. A., 1995, *O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno*. Geonomos, 3 (1): 1-18.

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.

BRITO NEVES, B. B.; SÁ, J. M.; NILSON, A. A.; BOTELHO, N. F., 1995, *A Tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes*. Geonomos, 3 (2): 1-21

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

CHULA, A. M.; KNAUER, L. G.; ALMEIDA-ABREU, P. A., 1995, *Estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na Região de Planalto de Minas, Diamantina - MG*. Geonomos, 3 (2): 69-81.

CPRM/PROSPEC/DNPM, 1974, *Projetos Bahia, Bahia II, Sul da Bahia, Leste do Tocantins Oeste do Rio São Francisco*. Salvador, relatório da reunião, 1974. 17 p.

CPRM, 2003, *Geologia, Tectônica e Recursos Mineirais do Brasil: Texto, Mapas & SIG*. Edts.: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. – Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). 692 pgs.

DNPM *et al.*, 2000, Tectonic Evolution of South America. Edts.: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. Rio de Janeiro, 31st. International Geological Congress, 856 pgs.

DOOR, J. V. N. II; HERZ, N.; BARBOSA, A. L. M.; SIMONS, G. C., 1959, *Esboço Geológico do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM. 120p. (Publicação Especial 1).

DOSSIN, I. A.; CHAVES, M. L. S. C.; UHLEIN, A.; ALVARENGA, C. J. S., 1985, *Geologia e depósitos diamantíferos da região de Sopa, Diamantina-MG*. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais... Belo Horizonte, SBG/MG, Boletim 5: 276-290.

DOSSIN, I. A.; DUSSIN, T. M., 1995, *Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica*. Geonomos, 3 (1): 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. & SCHÖLL, W.U., 1984, *Estratigrafia e Tectônica das rochas arqueanas e proterozoicas da região de Guinda e Gouveia (MG)*. In: SIMP. BRAS. GEOLOGIA, XXXIII, Rio de Janeiro, 1984. SBG/RJ, Anais... (6):2638-2653

HOFFMANN, C., 1983, *The Archean peraluminous Gouveia Granite: Its structure, geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil)*. N. Jb. Miner. Abh., 146: 359-371.

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 Pré-Cambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP. Campinas, 298 pgs.

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*. 5. Simpósio de Geologia Minas Gerais, Anais, SBG/MG, Bol. 10, p. 171 – 174

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

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. (2nd ed.) 2009. *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.
- PFLUG, R., 1968, *Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, MG*; DNPM, RJ - Notas Preliminares e Estudos, (142); 20p.
- RENGER, F. E.; KNAUER, L. G., 1995, *Espinhaço - Quo vadis? (Onde está? - Aonde Vai?)*: A evolução dos conhecimentos sobre a Cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. *Geonomos*, 3 (1): 31-39.
- SILVA, R. R., 1993, *Seqüências estratigráficas da fase rift do Supergrupo Espinhaço, Diamantina, Minas Gerais*. *In*: SBG, Simp. do Cráton do São Francisco, 2, Anais, 154-157.
- SILVA, R. R., 2011, *O sistema de cavalgamentos do tipo duplex Neoproterozóico da Serra do Espinhaço, Minas Gerais*. *Revista Brasileira de Geociências*, 41 (2): 157-169,
- Suguio, K., 2003. (1ª Ed) *Geologia Sedimentar*. Ed. Edgard Blucher.
- Talbot M.R. 1985. Major bounding surfaces in aeolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology*, 32:257–265.
- Tucker M.E. (eds.) 1991. *Sedimentary Petrology*, 2nd edn, 260 pp. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- 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.
- TORQUATO, J. R. F., FOGAÇA, A. C. C., 1981, *Correlação entre o Supergrupo Espinhaço no Brasil, o Grupo Cheloem Angola e as Formações Nosib e Khoabendus da Namíbia*. Simpósio Craton do São Francisco, 1: 87-98.
- UHLEIN, A.; DOSSIN, LA.; CHAVES, M.L. de S.C, 1986, *Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra*

*do Espinhaço Meridional, MG.. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. v. 3, p. 1191-1203.*

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