ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO TACUAREMBÓ, BACIA NORTE – UY

Porto Alegre, 2015

FRANCYNE BOCHI DO AMARANTE

ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO TACUAREMBÓ, BACIA NORTE – UY

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentando na forma de monografia, junto à disciplina de Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer

Coorientador: Prof. Dr. César Alejandro Goso Aguilar

Porto Alegre, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Amarante, Francyne Bochi do

Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica da Formação Tacuarembó, Bacia Norte - UY. . / Francyne Bochi do Amarante. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015.

[65 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es):Claiton Marlon dos Santos Scherer
Coorientador(es):Cesar Alejandro Goso Aguilar

1. Membro Batoví 2. Membro Rivera 3. Depósito fluvio-eólico 4. Depósito eólico I. Título.

CDU 55

Catalogação na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil
CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.
Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337
E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "**ARQUITETURA DE FÁCIES E EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO TACUAREMBÓ, BACIA NORTE – UY**", elaborado por "FRANCYNE BOCHI DO AMARANTE", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dr. Anderson Maraschin

Prof. Dr. André W. de Borba

Profa. Dra. Karin Goldberg

AGRADECIMENTOS

Agradeço primordialmente a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, em especial o Instituto de Geociências, à PETROBRAS e o Programa GEOPETRO PRH-12 da ANP, instituições que possibilitaram a realização deste trabalho.

Agradeço meu orientador e amigo, Prof. Claiton Scherer, dentre tantas outras coisas, pela confiança, dedicação, parceria, disponibilidade e conhecimento transmitido. Obrigada aos colegas de bolsa Raquel, Duda, João, Zazá, Erik, Camila, Adri e Fabio pela companhia no campo e por todas as dicas e correções durante a realização do meu trabalho. Ah, e é de extrema importância agradecer ao Carlinhos, porque sem ele nada disso existiria, nenhum campo e nenhuma impressão de trabalho algum, e aos amigos e gênios da informática Rodrigo e Mendigo, por facilitar minha relação com a tecnologia. A minha passagem pela estimada “estrati” foi (e vai continuar sendo) muito feliz e produtiva. Agradeço ainda, ao meu coorientador, Prof. César Goso, por fazer a conexão Rio Grande do Sul - Uruguai e por sua disponibilidade e orientação.

Sem sombra de dúvidas tenho que agradecer aqui a cada membro da minha família, àqueles que sempre me apoiaram não importando a situação. Mãe, pai, irmãos e irmã, madrasta, tios, tias, avôs e avós, sogro, sogra, cunhados, namorado, cada um de vocês teve e tem seu papel crucial na minha vida, serei eternamente grata a tudo o que fizeram por mim. Mãe, muito obrigada por tudo, tu és o principal e mais forte pilar da minha existência. Tio César, tu também mereces destaque no agradecimento deste trabalho, já que fazes parte da minha resposta para a pergunta “Por que tu escolheste Geologia?”. Maurício, meu amor, nem preciso dizer que se não fosse por ti eu não estaria onde estou agora! Obrigada por toda a compreensão, apoio incondicional, palavras de conforto e conversas.

Agradeço às Amigas da Mãe da Mari por todos os chás e encontros para desabafar e descontrair. Agradeço aos arrozes queridos, que foram de importância substancial no meu último ano de curso, pelas viagens e *insights,* geológicos ou não. E, por fim, um muito obrigada especial às mimadas da minha querida Faixa Tecla, que me acompanhou do TCIII ao Eschwege, por todas as risadas, discussões geológicas ou não, e parceria inabalável.

“Muda, que quando a gente muda o mundo muda com a gente

A gente muda o mundo na mudança da mente

E quando a mente muda a gente anda pra frente

E quando a gente manda ninguém manda na gente!

Na mudança de atitude não há mal que não se mude nem doença sem cura

Na mudança de postura a gente fica mais seguro

Na mudança do presente a gente molda o futuro!”

Até Quando - Gabriel O Pensador

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo principal a análise sedimentológica e estratigráfica da Formação Tacuarembó, buscando a caracterização faciológica, a reconstrução dos modelos deposicionais e a definição das relações de contato entre os membros Batoví e Rivera. Além disso, este trabalho busca discutir os mecanismos controladores da sedimentação, tentando discriminar os fatores alocíclicos e autocíclicos. A partir do levantamento de perfis colunares na escala 1:50, elaboração de seções laterais através da confecção de fotomosaicos e coleta de dados de paleocorrentes, foram individualizadas diferentes associações de fácies. O Membro Batoví é constituído por associações de fácies de (1) dunas e interdunas eólicas e (2) canais fluviais. O Membro Rivera, por sua vez, é constituído essencialmente por associações de fácies de dunas eólicas. A alternância entre depósitos eólicos e fluviais do Membro Batoví gera ciclos de escala de até aproximadamente 5 metros, cuja gênese pode ser de origem auto ou alocíclica. Já o Membro Rivera caracteriza-se pelo sucessivo cavalgamento de dunas eólicas, sem a ocorrência de depósitos de interdunas úmidas ou encharcadas, definindo um sistema eólico seco. A mudança abrupta de sistemas deposicionais, marcada por uma superfície plana, por vezes com concentração de clastos, indica a existência de uma discordância entre os membros Batoví e Rivera. Aliado a isto, a mudança no modelo deposicional sugere uma alteração climática, passando de um clima arido a semi-árido durante a deposição do Membro Batoví, para um clima hiperárido ao longo da deposição do Membro Rivera. As dunas eólicas foram cobertas por lavas basálticas da Formação Arapey, preservando sua morfologia.

Palavras-Chave: Membro Batoví, Membro Rivera, depósito fluvio-eólico, depósito eólico.

ABSTRACT

This study's main objective is the sedimentary and stratigraphic analysis of the Tacuarembó Formation, through the faciological characterization, the reconstruction of the depositional models, and the definition of the contact relations between the Batoví and Rivera members. Additionally, the present study aims to discuss the sedimentation controlling mechanisms, attempting to distinguish allociclic and autociclic factors. Starting from the survey of columnar profiles in a 1:50 scale, the elaboration of lateral sections from the confection of photomosaics and the collection of paleocurrent data, different facies associations were individualized. The Batoví Member is formed by facies associations of (1) aeolian dunes and interdunes and (2) fluvial channels. The Rivera Member, on the other hand, is essentially made of aeolian dunes facies associations. The frequent shift between aeolian and fluvial deposits generates cycles measuring up to approximately 5 meters, which genesis may be related to autociclic or allociclic mechanisms. Contrastingly, the Rivera Member was characterized by the successive aeolian dunes climbing, without the occurrence of wet or damp interdunes deposits, defining a dry aeolian system. The sudden change of depositional systems marked by a flat surface, occasionally containing clasts, points to the existence of an unconformity between the Batoví and Rivera members. Combined with those characteristics, the change in depositional models suggests a climatic variation, from an arid to semi-arid climate during the deposition of the Batoví Member, to a hyper arid climate context by the time the Rivera Member was being deposited. The aeolian dunes were covered by the basaltic lavas of the Arapey Formation, which allowed the preservation of their morphology.

Key-words: Batovi Member, Rivera Member, fluvial-aeolian deposit, aeolian deposit.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Parte da coluna estratigráfica da Bacia Norte. Modificado de de Santa Ana *et al*. (2006). 18
Figura 2 – Influência da tectônica, clima e nível relativo do mar no suprimento sedimentar, disponibilidade de sedimentos e capacidade de transporte (Kocurek, 1999). 20
Figura 3 – Ilustração esquemática do papel das interdunas na canalização do Rio Hoanib, bem como no represamento lateral das águas do canal. Modif. De Stanistreet e Stollhofen (2002). 24
Figura 4 - Mapa físico do Uruguai,com a área de sedimentação da Bacia Norte assinalada em amarelo e com destaque em laranja para a Formação Tacuarembó. Modificado de Perea *et al.* (2009). No canto superior direito, extensão total da Bacia do Paraná no continente Sul-Americano. 25
Figura 5 - Imagem de satélite da região de estudo, com ênfase em laranja para o perfil realizado em campo, formado pelos pontos que representam os afloramentos-chave. Modificado de Google Earth. 26
Figura 6 - Mapa geológico da região de estudo. Modif. Bossi et al. (1998). 26
Figura 7 - Classificação granulométrica proposta por Wentworth (1922). 31
Figura 8 - Modelo para levantamento de perfil colunar. 32
Figura 9 - Legenda da representação das litologias e estruturas identificadas. 33
Figura 10 – Gráfico em pizza representando a proporção das litofácies com relação sucessão total de fácies do Membro Batoví. 34
Figura 11 – Litofácies representativas do Membro Batoví: (A) Arenito com estratificação cruzada acanalada com triângulos invertidos apontando a gradação inversa entre as lâminas; (B) Arenito com estratificação cruzada tangencial; (C) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo; (D) Arenito com laminação horizontal; (E) Arenito com estratificação cruzada tangencial; (F) Arenito maciço com intraclastos argilosos. 36
Figura 12 – (A) Perfil de elevação com a localização dos pontos dos afloramentos-chave. (B) Perfil composto representativo da região de estudos, com os pontos referentes a cada intervalo, as associações de fácies identificadas e os dados de paleocorrente de cada unidade. 37

Figura 13. Perfil colunar do afloramento 18 com as associações de fácies interpretadas, os códigos de fácies, dados de paleocorrente e espessura vertical. A foto A contém o contato entre a associação de fácies de dunas eólicas e a de canal fluvial, evidenciado em vermelho. A foto B evidencia o contato entre dois depósitos de dunas eólicas (laranja), as superfícies de terceira ordem do primeiro pacote de dunas eólicas (amarelo) e o contato entre esta associação de dunas eólicas e de canal fluvial (vermelho). 39
Figura 14 - Litofácies representativa do Membro Rivera: (A) Lâminas milimetricamente espaçadas com gradação inversa representada por triângulos invertidos pretos; (B) Arenito com estratificação cruzada tangencial. 41
Figura 15 - Seções colunares dos afloramentos 35, 28 e 30, compostos por arenitos do Mb. Rivera. A: foto do ponto 30 com as superfícies de reativação destacadas em amarelo..... 43
Figura 16 - Modelo deposicional de alternância fluvio-eólica autocíclica do Mb. Batoví. 45
Figura 17 - Modelo deposicional de alternância fluvio-eólica alocíclica do Mb. Batoví.(A) Campo de dunas; (B) geração de supersuperfície por deflação eólica; (C) início da deposição fluvial. 47
Figura 18 - Modelo deposicional do Mb. Rivera. 48
Figura 19 - Seção colunar do ponto 24, com as fácies, associações de fácies e dados de paleocorrente. (A) Fotografia do contato entre os membros Batoví e Rivera, enfatizado em vermelho. (B) Fotografia mostrando dois sets de dunas eólicas cujo contato está enfatizado em laranja, e uma superfície de reativação, em amarelo, no primeiro set. 49
Figura 20 - Seção colunar do ponto 26, com as fácies, associações de fácies e dados de paleocorrente. (A): Fotomosaico do afloramento, com estratos cruzados e relações de contato representadas. (B): Fotografia do contato entre os membros Batoví e Rivera, enfatizado em laranja. 50
Figura 21 - Seção colunar do ponto 32, com as fácies, associações de fácies e dados de paleocorrente. (A): Fotomosaico do afloramento com os estratos cruzados e a relação de contato representada. 51
Figura 22 - Seção composta representativa dos membros Batoví e Rivera contendo os pontos 18 e 26 com as curvas de variações de umidade do substrato. 54

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Parte do código de fácies proposto por Miall (1996)..... 29
Quadro 2. Síntese das litofácies do Membro Batoví identificadas em campo e suas interpretações..... 35
Quadro 3. Síntese da litofácies do Membro Rivera identificada em campo e sua interpretação..... 41

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 14

1.1 Caracterização do Problema/Hipóteses 14

1.2 Justificativa 15

1.3 Objetivos 15

2 ESTADO DA ARTE 16

2.1 Contexto Geológico Regional 16

2.2 Alternância De Sistemas Fluvio Eólicos 18

2.2.1 Alternâncias fluvio-eólicas governadas por mecanismos alocíclicos 19

2.2.2 Alternâncias fluvio-eólicas governadas por mecanismos autocíclicos 22

3 LOCALIZAÇÃO 25

4 METODOLOGIA 27

4.1 Levantamento Bibliográfico 27

4.2 Trabalho De Campo 27

4.3 Técnicas Utilizadas Para A Obtenção De Dados 28

4.3.1 Análise faciológica 28

4.3.2 Medidas de paleocorrentes 29

4.3.3 Perfis colunares 30

4.3.4 Fotomosaicos 31

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES 33

5.1 Características Sedimentológicas Do Membro Batoví 34

5.1.1 Análise faciológica 34

5.1.2 Associações de fácies 38

5.2 Características Sedimentológicas Do Membro Rivera 40

5.2.1 Análise faciológica 40

5.2.2 Associação de fácies 41

5.3 Modelos Deposicionais 42

5.3.1 Membro Batoví.....42

5.3.2 Membro Rivera.....47

5.4 Relações de contato..... 48

5.4.1 Contato entre o Membro Batoví e o Membro Rivera 48

5.4.2 Contato entre o Membro Rivera e a Formação Arapey 48

5.5 Evolução estratigráfica da Formação Tacuarembó 52

6 CONCLUSÕES 55

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 57

1 INTRODUÇÃO

1.1 Caracterização do Problema/Hipóteses

A base da sucessão Juro-eocretácea da Bacia Norte é definida pela Formação Tacuarembó, dividida em dois membros, o basal denominado de Membro Batoví e o superior, de Membro Rivera (Bossi, 1966; Perea *et al.*, 2009). O primeiro é caracterizado por associações de fácies fluvio-eólicas com corpos lacustres associados, enquanto que o Membro Rivera é composto por arenitos eólicos (Ferrando & Andreis, 1986).

Apesar de existirem estudos sedimentológicos da Formação Tacuarembó, estes são genéricos e não permitem uma reconstrução faciológica e paleogeográfica da bacia. Além disso, existem divergências quanto à natureza do contato entre o Membro Batoví e o Membro Rivera. Alguns autores consideram que existe uma transição entre os membros, sendo impossível separá-los com clareza, sugerindo que estes representam uma associação contínua de eventos e estão posicionados no mesmo contexto paleogeográfico (Sprechmann *et al*., 1981; De Santa Ana & Veroslavsky, 2003). Outros autores defendem a existência de uma discordância delimitando os membros, e inclusive os dividem em duas (Ferrando & Andreis, 1986) ou três (Ferrando *et al*., 1987; Bossi *et al*., 1998) formações distintas. A possível presença da discordância indica que os membros foram depositados em sistemas deposicionais distintos, o que pode implicar em mudanças climáticas e de paleofluxo na bacia.

É possível correlacionar os membros Rivera e Batoví da Formação Tacuarembó com formações aflorantes da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. De acordo com a definição original de Falconer (1931), e levando em conta a subdivisão da Formação feita por Bossi (1966), os sedimentos do Membro Batoví são assimiláveis aos da Formação Guará (Scherer & Lavina, 2006), enquanto que o Membro Rivera correlaciona-se com a Formação Botucatu (França *et al*., 1995).

1.2 Justificativa

Tendo em vista a carência de estudos detalhados da região, espera-se que o presente projeto contribua para agregar conhecimento e fortalecer os estudos faciológicos da Formação Tacuarembó, possibilitando um melhor entendimento da distribuição de sistemas deposicionais no tempo e espaço, e contribuindo na reconstrução paleogeográfica Juro-eocretácea da Bacia Norte.

Acredita-se que a partir da conclusão desta etapa de pesquisa seja possível o estabelecimento de um modelo faciológico integrado entre o Uruguai e o Rio Grande do Sul.

1.3 Objetivos

O objetivo geral do projeto é a análise sedimentológica e estratigráfica da Formação Tacuarembó da Bacia Norte no Departamento de Tacuarembó do Uruguai. Dentre os objetivos específicos, destacam-se:

- A caracterização faciológica detalhada e a reconstrução dos sistemas deposicionais dos membros Batoví e Rivera.
- Definição do arcabouço estratigráfico da Formação Tacuarembó, enfatizando as relações de contato entre seus membros.
- Discussão dos mecanismos controladores da sedimentação, desde fatores alocíclicos até fatores autocíclicos.

2 ESTADO DA ARTE

2.1 Contexto Geológico Regional

A Bacia Norte, como é denominada a porção uruguaia da Bacia do Paraná (de Santa Ana, 1989), ocupa em torno de 100.000 km² da metade norte do país. É uma bacia intracratônica de caráter policíclico, sendo seu arcabouço estratigráfico constituído por quatro sequências separadas por discordâncias regionais: Eodevoniana, Permiana-eotriássica, Juro-eocretácea e Neocretácea-paleocênica (de Santa Ana, 2004). O preenchimento Paleozoico, composto pela primeira sequência e parte da segunda, representa ciclos transgressivo-regressivos ligados a variações de segunda ordem do nível relativo do mar. O preenchimento Mesozoóico, que inclui as últimas sequências, é marcado pela continentalização da bacia, o que causou um processo erosivo durante o Triássico e boa parte do Jurássico, gerando uma discordância denominada “discordância intra-gondwânica” (Caorsi & Goñi, 1958; Padula & Mingramm, 1967; de Santa Ana, 2004). É na porção basal da primeira sequência Mesozóica, a Juro-eocretácea, em um contexto continental, que se encontra a Formação Tacuarembó (Bossi, 1966), foco de estudo do presente trabalho.

A Formação Tacuarembó, primeiramente descrita e identificada por Walther (1919) e Falconer (1931), foi denominada litoestratigraficamente por Bossi (1966), que posteriormente reconheceu e definiu dois membros, o inferior e o superior, aos quais Perea *et al*. (2009) atribuíram os nomes Membro Batoví e Membro Rivera,

respectivamente. Atribui-se à Formação idade Jurássico Superior - Cretáceo Inferior datada pelo diversificado conteúdo fossilífero do Membro Batoví, representado por gastrópodes, répteis crocodilídeos, peixes semionotiformes e conchostráceos (Mones & Figueira, 1981; Ferrando et al., 1987; Perea et al., 2001; dentre outros).

Quanto às descrições litológicas, os membros Batoví e Rivera apresentam características distintas. De acordo com de Santa Ana e Verolavsky (2003), o Membro Batoví é caracterizado predominantemente por arenitos muito finos a grossos, de composição quartzosa, localmente subarcósea (subordinadamente sublítica), de cor esbranquiçada, atingindo tonalidades violáceas, esverdeadas ou vermelho-alaranjadas; e pelitos maciços ou laminados. As estruturas sedimentares incluem, nos arenitos, estratificações cruzadas planares e tangenciais de pequeno a grande porte, estratificações ou laminações horizontais e maciça com bioturbação. As associações de fácies deste membro são interpretadas por Perea *et al.* (2009) como resultado da interação entre processos fluviais e eólicos. Adicionalmente, os autores afirmam que os depósitos aquosos dominam em direção ao topo do Membro Batoví, sugerindo condições climáticas progressivamente mais úmidas, inclusive com o desenvolvimento de um sistema fluvial mais permanente.

O Membro Rivera é composto por arenitos fino a médios, bem a muito bem selecionados, de coloração avermelhada a marrom-avermelhada. É constituído por duas fácies típicas: a primeira, com arenitos com estratificações cruzadas acanaladas ou planares de grande porte, internamente com estruturas de fluxo e queda de grãos, é interpretada como depósitos de campos de dunas eólicas; a segunda, formada por arenitos com laminações horizontais a sub-horizontais, internamente com laminações de marcas onduladas, e/ou estruturas de gradação inversa, é interpretada como depósitos de lençol de areia eólicos. (Perea *et al*., 2009).

O Membro Rivera é sobreposto e interdigitado pela Formação Arapey, composta por basaltos toleíticos de idade Eocretácea decorrentes da fragmentação do Supercontinente Gonduana. Quanto ao contato inferior do Membro Batoví, ocorre de forma discordante com as formações Permianas Yaguarí e Buena Vista, e concordante sobre a Formação Jurássica Itacumbú (Figura 1) (de Santa Ana *et al.*, 2006).

Regionalmente, a Formação Tacurembó é correlacionada com depósitos Mesozoicos da Argentina, representados pelas formações San Cristóbal (Padula & Mingramm, 1969) e Solari (de Santa Ana *et al.*, 2006), constituintes da Bacia Chaco-Paraná. No Brasil, é indiscutível a correlação do Membro Rivera com os arenitos eólicos da Formação Botucatu da Bacia do Paraná (França *et al*., 1995; Scherer & Lavina, 2006). Já a correlação do Membro Batoví com depósitos brasileiros não é clara devido à divergência de opiniões referente ao contato deste membro com o superior e à confusa subdivisão da Formação Tacuarembó em dois membros (Bossi, 1966), duas (Ferrando & Andreis, 1986) ou três (Ferrando *et al*., 1987; Bossi *et al*., 1998) formações distintas. O presente trabalho leva em conta dados do estudo mais recente, realizado por Scherer e Lavina, 2006, que correlaciona o Membro Batoví da Formação Tacuarembó com os depósitos flúvio-eólicos da Formação Guará da Bacia do Paraná.

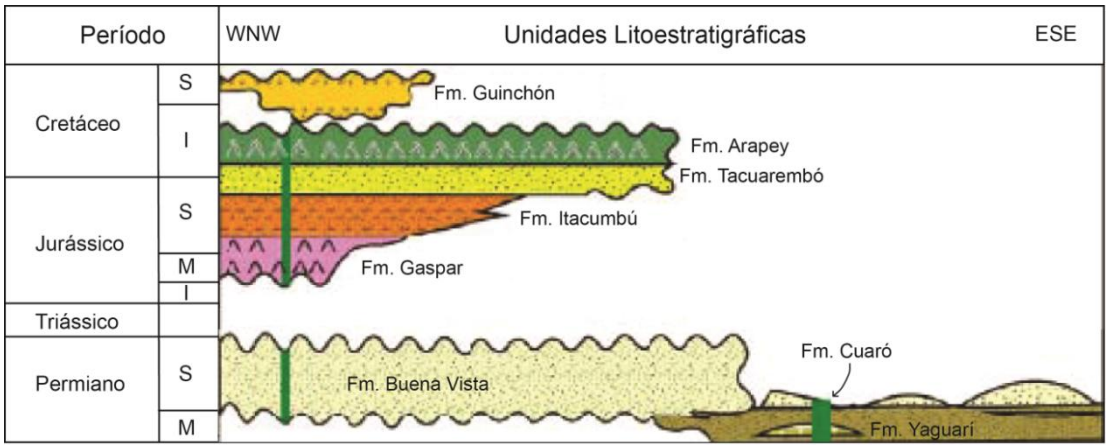

Figura 1 – Parte da coluna estratigráfica da Bacia Norte. Modificado de de Santa Ana *et al*. (2006).

2.2 Alternância De Sistemas Fluvio Eólicos

A interação entre sistemas fluviais e eólicos é comumente observada tanto em depósitos atuais como no registro. Caracteriza sucessões verticais com uma arquitetura deposicional complexa e heterogênea. Isto se deve, dentre outros, ao fato de que a alternância entre sistemas fluviais e eólicos pode ocorrer de duas maneiras (Herries, 1993): i) não-contemporânea, causada por fenômenos alocíclicos; ou ii) contemporânea, causada por fenômenos autocíclicos.

2.2.1 Alternâncias fluvio-eólicas governadas por mecanismos alocíclicos

Os fenômenos alocíclicos causam interrupções na deposição eólica ou fluvial amplamente na bacia, ocasionando alternâncias fluvio-eólicas não-contemporâneas (Herries, 1993). Estas estão relacionadas ao tectonismo, à variação do nível relativo do mar e/ou às variações climáticas (Kocurek, 1988; Mountney *et al*., 1999; Veiga *et al*., 2002; Mountney, 2006) que alteram o suprimento sedimentar, a disponibilidade de areia e a capacidade eólica e fluvial de transporte de sedimentos (Figura 2). O nível relativo do mar atua encolhendo ou ampliando áreas-fonte a barlavento do *erg* (Loope, 1985), e contribuindo na subida ou descida do nível do freático em áreas próximas à costa. O tectonismo pode modificar os padrões de drenagem externos ao *erg* e os padrões regionais de vento que transportam areia que o originaram (Wilson, 1971), além de soerguer áreas fluviais ou eólicas (Herries, 1993). As mudanças climáticas podem causar uma subida ou descida no nível do freático, o que diminui ou aumenta a disponibilidade de areia seca para transporte eólico (Herries,1993), causa variações na descarga fluvial e alterações na velocidade e energia dos ventos. As alternâncias não-contemporâneas estão relacionadas a um maior intervalo de tempo (Herries, 1993), refletindo tais variações em escala regional de bacia (Jordan & Mountney, 2010).

A análise de mudanças de fácies ao longo do tempo e o reconhecimento de superfícies estratigráficas de origem alocíclica definem ciclos estratigráficos de aumento ou diminuição de umidade para o topo (*wetting* ou *drying-upward*). Estes ciclos, introduzidos por Wilson (1971), refletem a ação conjunta do nível do lençol freático e o suprimento de areia em um sistema deposicional eólico ou fluvial. Os termos “aumento e diminuição de umidade” tem sentido sedimentológico, referindo-se ao grau de umidade do substrato durante a deposição. A significância climatológica não é necessariamente implícita. Geralmente um ciclo de diminuição de umidade para o topo reflete o aumento da distância entre o nível freático e a superfície de deposição; enquanto que um ciclo de aumento de umidade para o topo reflete a aproximação do freático com a superfície de deposição. Estes ciclos são definidos pela sucessão vertical de fácies, e para delimitá-los, é necessário reconhecer e posicionar uma ou mais superfícies limítrofes, que podem ser correlacionadas em escala regional (Cross, 1988; Mitchum & Van Wagoner, 1991;

Homewood *et al.*, 1992; Cross *et al.*, 1993): supersuperfícies (superfícies de Stokes, de inundação ou de estabilização) e superfícies de deriva de areia (*sand-drift*).

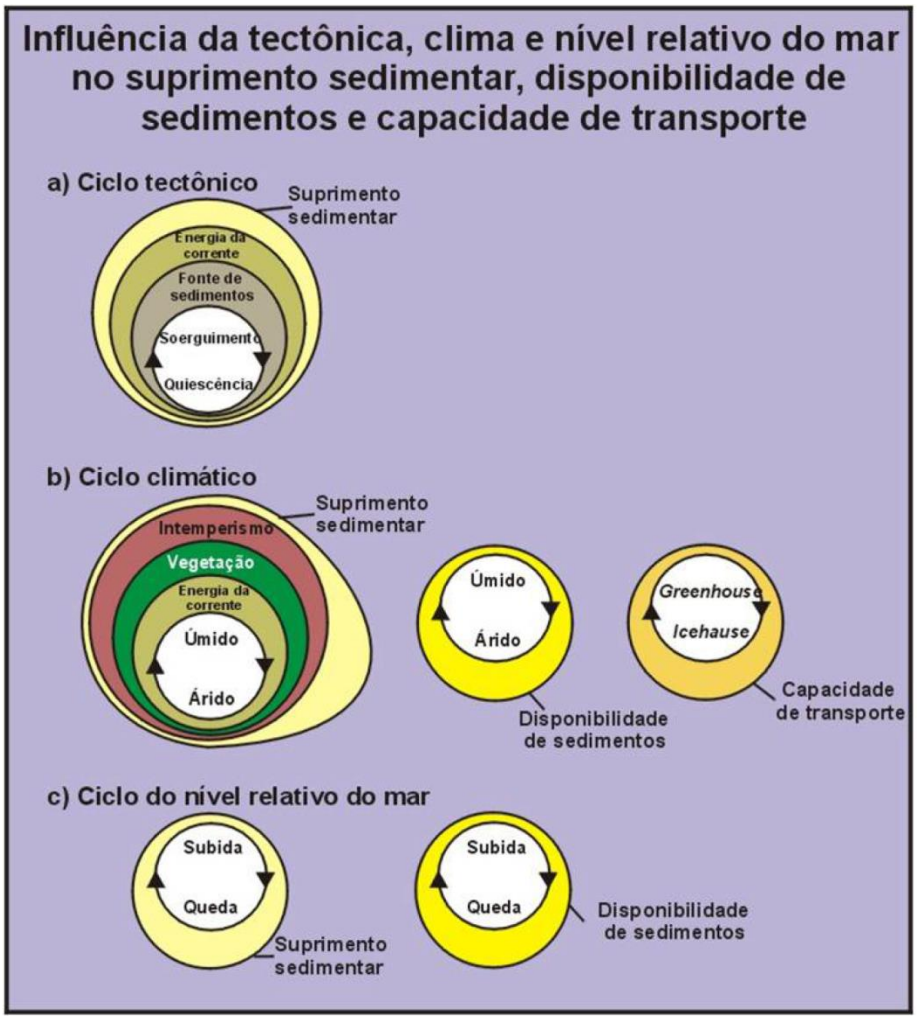

Figura 2 – Influência da tectônica, clima e nível relativo do mar no suprimento sedimentar, disponibilidade de sedimentos e capacidade de transporte (Kocurek, 1999).

Supersuperfícies, em sistemas fluvio-eólicos, são definidas como superfícies limítrofes de extensão regional que representam o fim da acumulação eólica (Kocurek, 1988; Kocurek & Havholm, 1993; Havholm & Kocurek, 1994). As supersuperfícies podem ser de três tipos principais: deflação, inundação ou estabilização.

Supersuperfícies de deflação, ou superfícies de Stokes são formadas por erosão de material não consolidado por vento até o nível do freático (Stokes, 1968; Fryberger, 1993). Geram superfícies planares, muitas vezes marcadas pela concentração de clastos formando *lags* de deflação.

Supersuperfícies de estabilização ocorrem quando a deposição de sedimentos cessa, e há o desenvolvimento de um lençol de areia vegetado sobre os depósitos eólicos (Fryberger *et al*., 1988).

Supersuperfícies de inundação correspondem a superfícies definidas pela inundação fluvial, lacustre ou marinha de depósitos eólicos (Clemmensen & Tirsgaard, 1990; Fryberger, 1993).

O termo superfície de deriva de areia (*sand-drift surface)* foi introduzido por Clemmensen e Tirsgaard (1990), para designar superfícies que apontam contatos tanto erosionais como deposicionais de sedimentos subaquosos e sedimentos eólicos sobrejacentes. São tipicamente formadas através da remoção e retrabalhamento eólico de depósitos subaquosos por ventos subsaturados (deflação de sedimentos não eólicos anteriores a deposição eólica). Tais superfícies caracterizam-se por serem abruptas e geralmente erosivas, com baixo ângulo, normalmente sub-horizontais. Podem ocorrer tanto em escala métrica como quilométrica. Quando regionalmente correlacionáveis entre afloramentos expressam um período de erosão ou de não-acumulação (*bypass*) que selam depósitos fluviais, e tem origem por fenômenos alocíclicos.

A ocorrência de ciclos de aumento ou diminuição de umidade pode ser controlada pela posição do nível freático induzida por atividade tectônica, mudança climática ou oscilações eustáticas (Kocurek *et al*., 2001; Scherer, 2002; Veiga *et al*., 2002). Contudo, na maior parte dos estudos analisados, a causa destes ciclos é atribuída a mudanças climáticas induzidas por variações orbitais - ciclos de Milankovitch. Como é o caso dos trabalhos de Bourquin *et al*. (2009) para os rios entrelaçados que adentram uma planície aluvial na Bacia Germânica (França), e de Scherer & Lavina (2005) na Formação Guará da Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul, regiões nas quais foram descritos ciclos de aumento de umidade para o topo (*wetting-upward*).

Variações climáticas também são responsáveis pelos ciclos de diminuição de umidade para o topo (*drying-upward*) observados por Irmen e Vondra (1999) na Formação Crow Mountain, na região central de Wyoming (USA), e pelos ciclos simétricos de sobreposição de ciclos de aumento e diminuição (e vice-versa) de umidade para o topo descritos por Veiga *et al.* (2002) no Membro Avilé da Formação Agrio, na Bacia de Neuquén (Argentina).

A exceção ocorre no artigo de Sweet (1999), no Grupo Rotliegend, na região Sul do Mar do Norte (Reino Unido), no qual aumentos e diminuições de umidade do substrato resultam da combinação de variações climáticas e da tectônica sindeposicional.

2.2.2 Alternâncias fluvio-eólicas governadas por mecanismos autocíclicos

Alternâncias contemporâneas predominam em margens de ergs, onde rios efêmeros são canalizados nas depressões interdunares (Herries, 1993). Estão relacionadas a alterações em processos hidrodinâmicos e geomorfológicos internos à bacia (fenômenos autocíclicos), causadas por aumento no escoamento de águas meteóricas em períodos de intensa precipitação. O aumento de precipitação nas suas cabeceiras faz com que rios de sistemas de drenagem periféricos aos *ergs* gerem fluxos com altas descargas, que podem adentrar as porções mais internas do campo de dunas (Scherer, 2004). Por esse motivo, são de menor escala temporal (duração de uma enxurrada), e são evidenciados em escala de afloramento (Jordan & Mountney, 2010).

Herries (1993), em um estudo sobre estilos contrastantes de interação fluvio-eólica realizado na transição Jurássica Kayenta-Navajo no nordeste de Arizona, EUA, determinou que existe uma série de fatores compreendendo padrões de paleocorrentes e geometrias de fácies que podem auxiliar na identificação de fluviais contemporâneos a campos de dunas eólicas. No caso de contemporaneidade, deve-se observar evidências de interdigitação entre as unidades eólicas e fluviais, como o retrabalhamento fluvial de areias de dunas, o que sugere falta de cimentação antes da erosão. Os rios que adentram o campo de dunas tendem a ser efêmeros, caracterizados por inundações de alta magnitude e baixa frequência (Bullard & Livingstone, 2002), e ocorrem lateralmente a dunas eólicas. No registro, os depósitos fluviais irão apresentar forma de lente na seção transversal, normalmente sem indícios de desenvolvimento de estruturas trativas, indicando a dominância de fluxos hiperconcentrados. De acordo com o autor, as fácies fluviais de alternância contemporânea podem se entender por muitos quilômetros até a margem dos *ergs*, porque neste tipo de alternância os rios tendem a fluir nos corredores de interdunas. Esta afirmação pode ser comprovada através dos padrões de paleocorrentes das

fácies fluviais, que tenderão a ter direção perpendicular ao sentido de migração das dunas eólicas.

Os autores Bullard e Livingstone (2002) afirmam que em muitas regiões continentais secas os sistemas fluviais e eólicos não operam independentemente, e que, ao contrário disso, em uma menor escala de tempo (meses, décadas ou séculos) ocorrem interações contemporâneas entre os dois sistemas. Eles defendem que a transferência de sedimentos de um tipo de processo sedimentar para outro depende dos seguintes itens: disponibilidade de umidade, natureza do sedimento (que inclui suprimento sedimentar, transporte, disponibilidade, tamanho e grau de seleção) e a frequência e magnitude dos eventos. Os fatores que afetam as características dos processos eólicos e fluviais não são considerados mutuamente exclusivos, mas um se torna dominante em certas condições, e se essas condições mudam, outro processo pode dominar. Por exemplo, espera-se que o potencial de transporte sedimentar por processos eólicos seja máximo quando a disponibilidade de umidade for zero, mas a falta de umidade pode resultar na carência de sedimentos disponíveis para transporte.

Os autores Stanistreet e Stollhofen (2002) estudaram o sistema fluvio-eólico atual que compreende o Rio Hoanib adentrando o Deserto da Namíbia, na margem sudoeste da África. O Rio Hoanib é um rio efêmero que flui durante poucos dias ao ano, para W-SW em direção ao Oceano Atlântico. Na sua área de captação, no centro da Namibía, a taxa anual de precipitação é entre 300 e 600 mm, e chega a quase zero em direção à costa. Apenas altas descargas, relacionadas ao equivalente Sul Atlântico do efeito El Niño do Oceano Pacífico (Shannon *et al*., 1986), permitem que o rio atravesse os 140 km de largura do deserto chegando à linha de costa.

O Deserto da Namíbia é formado dominantemente por dunas lineares com linhas de crista orientadas na direção WNW e com considerável continuidade lateral, gerando corredores de interdunas relativamente contínuos. Quando o rio entra no campo de dunas, este é rapidamente capturado por uma interduna, resultando em uma deflexão de 45º da média dos rios fora do campo de dunas. O rio pode extravasar para outras interdunas adjacentes, formando corpos lacustres efêmeros (Figura 3). O tamanho médio dos represamentos de inundação é de 100 x 35 metros, podendo chegar a 600 x 200 m, e embora a maioria esteja localizada próximo ao rio ativo, alguns estão a mais de um quilômetro deste.

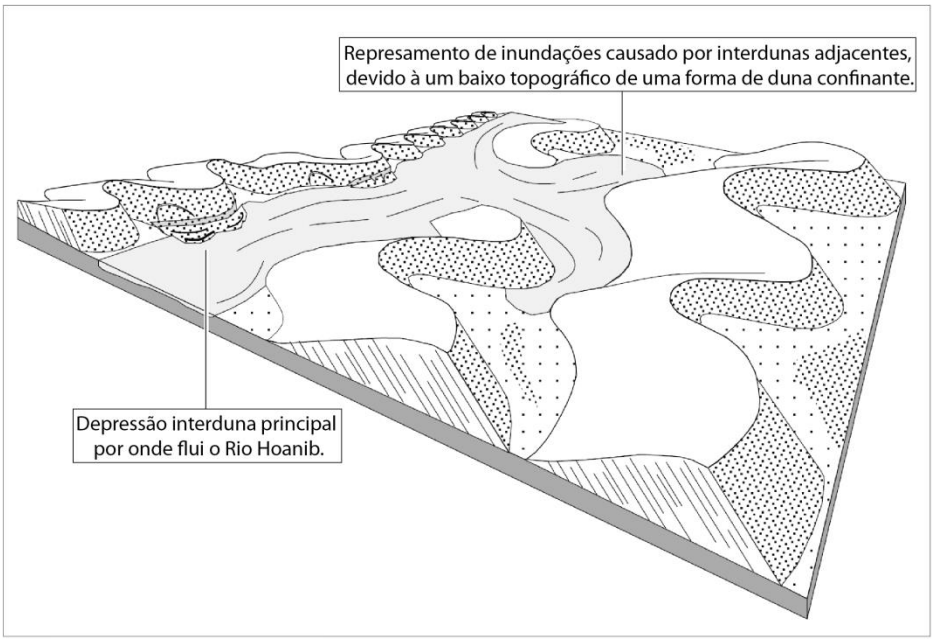

Figura 3 – Ilustração esquemática do papel das interdunas na canalização do Rio Hoanib, bem como no represamento lateral das águas do canal. Modif. De Stanistreet e Stollhofen (2002).

Os autores Al-Masrahy e Mountney (2015), através da observação de imagens de satélite, analisaram as interações fluvio-eólicas em configurações de margens de deserto. Sabe-se que em muitas regiões secas continentais há ocorrência de sistemas fluviais efêmeros, permanentes e intermitentes (Powell, 2009), e muitos destes sistemas exibem uma complexa e duradoura interação com dunas eólicas, podendo auxiliar na sua construção, através do influxo sedimentar, ou destruição, em decorrência da erosão ou umidificação do substrato.

A distância que sistemas fluviais são capazes de penetrar em campos de dunas é parcialmente dependente da largura e forma de interdunas, controladas pela morfologia e espaçamento dos estratos. Adicionalmente, a orientação de corredores de interdunas abertos relativa ao ângulo do fluvial incidente também tem um papel significativo, assim como a taxa de migração de dunas. Definidos os parâmetros, os autores concluem que as condições ideais para que sistemas fluviais percorram maiores distâncias em um campo de dunas são: (1) dominância de dunas eólicas de crista reta, com corredores de interdunas contínuos; (2) o ângulo do sistema fluvial penetrante coincidir com o de corredores de interdunas, e (3) baixa taxa de migração de dunas e interdunas.

3 LOCALIZAÇÃO

A Formação Tacuarembó situa-se na porção Norte do Uruguai, nos departamentos de Rivera e Tacuarembó, conforme o mapeamento realizado por Perea *et al.* (2009) (Figura 4). Aflora em uma faixa estreita com largura média de 35 km por 115 km de comprimento, com orientação N-S (De Santa Ana & Veroslavsky, 2003).

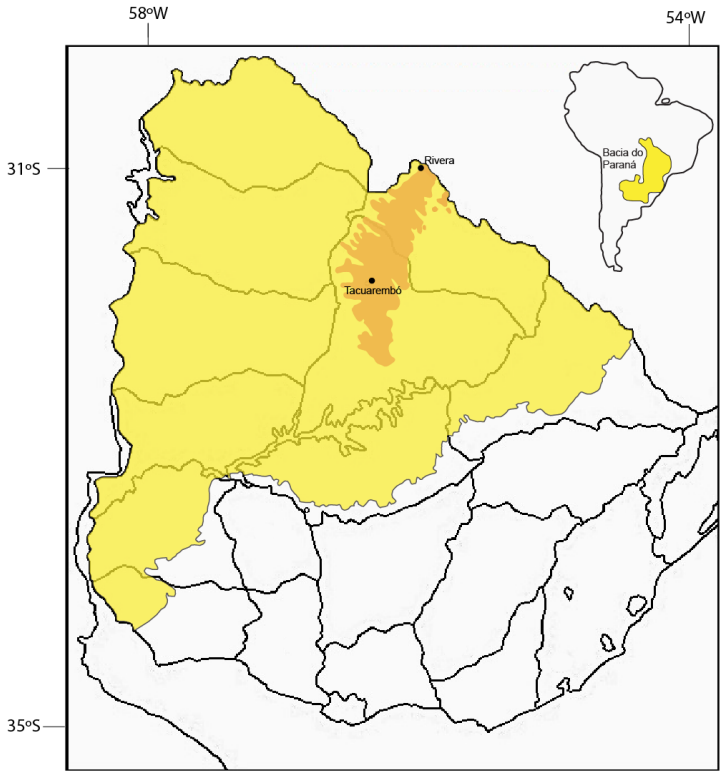

Figura 4 - Mapa físico do Uruguai,com a área de sedimentação da Bacia Norte assinalada em amarelo e com destaque em laranja para a Formação Tacuarembó. Modificado de Perea *et al.* (2009). No canto superior direito, extensão total da Bacia do Paraná no continente Sul-Americano.

A área de estudo do presente trabalho localiza-se no Departamento de Tacuarembó, na Rota 5, a 18 km a nordeste da cidade homônima. Com relação à capital Montevideo, encontra-se a aproximadamente 420 km para N através da Rota 5. Como mostra a figura 5, em campo foi selecionado um perfil composto por sete afloramentos-chave. Nesta região afloram os membros Rivera e Batoví da Formação Tacuarembó, e a Formação Arapey, conforme mapeado por Bossi *et al*. (1998) (Figura 6).

Figura 5 - Imagem de satélite da região de estudo, com ênfase em laranja para o perfil realizado em campo, formado pelos pontos que representam os afloramentos-chave. Modificado de Google Earth.

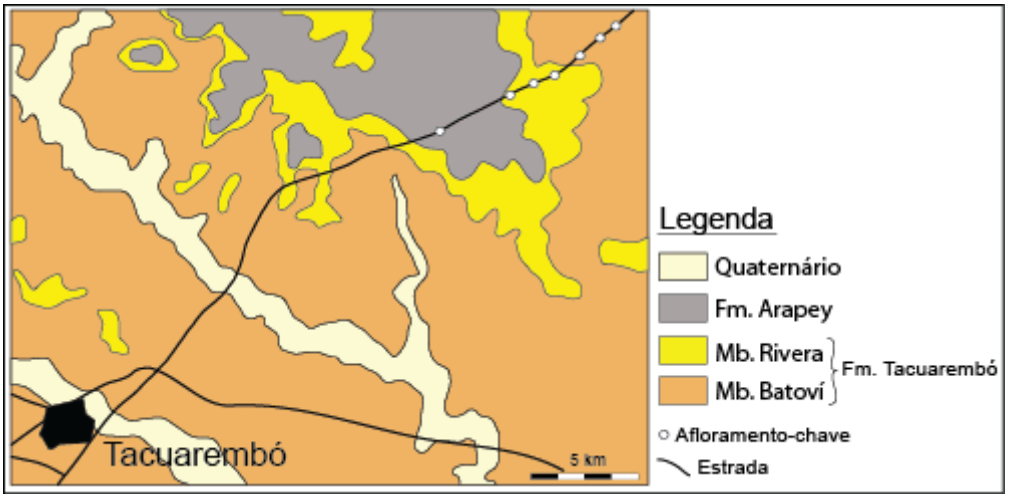

Figura 6 - Mapa geológico da região de estudo. Modif. Bossi et al. (1998).

4 METODOLOGIA

4.1 Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico como uma etapa inicial foi o principal causador do projeto, porque evidenciou a falta de estudos sedimentológicos de detalhe da unidade e expôs o problema em questão. Além disso, nessa etapa inicial realizou-se a pesquisa e seleção de cartas topográficas da área de estudo que, juntamente com a interpretação de imagens de satélite, é uma ferramenta indispensável para reconhecer, selecionar e verificar acessos aos afloramentos com maior potencial para a realização do estudo.

4.2 Trabalho De Campo

O trabalho de campo ocorreu durante os dias 21 a 28 de fevereiro de 2015 onde se realizou uma análise da Formação Tacuarembó nos arredores da cidade de Tacuarembó até a cidade de Rivera, mais especificamente nas rotas 26, 59, 30 e, principalmente, na rota 5. Nesse período foram selecionados os afloramentos mais representativos da Formação, que mostram claramente a relação de contato entre os Membros Batoví e Rivera e seu limite superior com a Formação Arapey.

Selecionados os afloramentos-chave, foi feita a descrição de fácies e medições de paleocorrentes para o levantamento de perfis colunares, além da obtenção de fotos em diversas escalas do afloramento, sendo que três destes

apresentam boa continuidade lateral tornando possível a confecção de fotomosaicos. Tais técnicas de obtenção de dados são melhor explicadas a seguir.

4.3 Técnicas Utilizadas Para A Obtenção De Dados

4.3.1 Análise faciológica

A análise faciológica é a etapa que se faz juntamente com o levantamento de perfis colunares. Nesta etapa, primeiramente identificam-se as diferentes fácies, ou seja, pacotes sedimentares com características estruturais, geométricas, texturais, fossíliferas e de coloração distintas dos adjacentes (Walker, 1992). Uma fácies reflete os processos químicos e físicos de transporte e deposição dos sedimentos que a compõe, tornando possível a reconstrução dos processos sedimentares envolvidos na sua gênese (Nichols, 1999). Uma descrição de fácies detalhada e bem elaborada é fundamental para o seguimento e qualidade do trabalho, pois todas as etapas posteriores são dependentes desta.

Neste projeto, é utilizada a nomenclatura de fácies sugerida por Miall (1996) para sistemas fluviais, na qual a primeira letra é maiúscula e representa o tamanho de grão dominante, e a segunda, minúscula, indica a estrutura ou textura (Quadro 1). Para uma melhor compreensão dos dados, é adicionada a letra “e” entre parênteses para apontar fácies de origem eólica.

O passo seguinte é o agrupamento de fácies em associações de fácies e então em sucessões de fácies. O primeiro reúne fácies geneticamente relacionadas com algum significado ambiental (Collinson, 1969; Reading & Levell, 1996). Juntas as associações de fácies compõe sucessões de fácies, que constituem uma sucessão vertical caracterizada pela mudança progressiva de um ou mais parâmetros faciológicos, como porcentagem de areia, tamanho de grão, estruturas sedimentares, espessura da camada ou composição faunística (Walker, 1992). As sucessões de fácies ocorrem quando existe uma repetição de uma série de processos como resposta de uma mudança gradual das condições deposicionais (Nichols, 1999). Além dessas possibilidades e levando em conta a geometria do pacote, pode-se separar elementos faciológicos, fácies ou até mesmo sucessões de

fácies, em elementos arquiteturais (Walker, 1992). A finalidade de definir elementos arquiteturais é possibilitar a reconstrução geomorfológica do ambiente deposicional.

4.3.2 Medidas de paleocorrentes

Medidas de paleocorrente, ou paleofluxo, indicam a direção do fluxo no momento que o sedimento foi depositado. De acordo com Miall (1999), pode-se medir paleocorrentes em indicadores unidirecionais, como marcas onduladas, estratificações cruzadas planares e tangencias e seixos orientados; ou em indicadores de eixo de fluxo, como canais, lineações primárias de correntes (produto de fluxo de formas de leito planas) e no centro de uma estratificação cruzada acanalada.

Neste estudo, as paleocorrentes foram medidas com bússolas Brunton exclusivamente em estratificações cruzadas. A notação escolhida para representar a direção e o mergulho dos indicadores unidirecionais foi a de trama.

Quadro 1. Parte do código de fácies proposto por Miall (1996).

Código	Fácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamentoincipiente	Acamadamento horizontal, imbricado	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (*lags*)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D

Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15º) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimento de suaves depressões (*scourfills*), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimento de suaves depressões (*scourfills*)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de porte muito pequeno	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (*swamp*)
P	Paleossolocarbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

4.3.3 Perfis colunares

A finalidade de um perfil colunar é representar graficamente de forma simples e objetiva o empilhamento vertical de fácies da área aflorante, a fim de analisar o padrão de acumulação dos sistemas deposicionais em questão, e obter-se uma melhor correlação com os afloramentos adjacentes.

Em um perfil colunar, o eixo horizontal é usado para indicar o tamanho de grão de sedimentos clásticos, e no modelo empregado neste trabalho foi adotada a classificação granulométrica proposta por Wentworth (1922) (Figura 7). A escala vertical, usada para diagramar a espessura das camadas, escolhida foi de 1:50, concordante com o nível de detalhamento exigido para o projeto. Além destas informações pode-se, ainda, acrescentar dados de paleocorrentes, estruturas, sedimentologia, estratigrafia, fotos e amostras obtidas, além de dados de localização (Figura 8).

Os perfis colunares são obtidos em campo com uma trena para medir as espessuras das camadas e utilizando a representação presente na legenda do modelo de coluna estratigráfica para denotar as estruturas sedimentares que compõe as fácies. Ao todo foram levantados cerca de 40 metros de seção colunar nos sete afloramentos escolhidos. Nos estágios pós-campo de organização e refinamento dos dados de campo obtidos, estes perfis foram graficamente digitalizados e padronizados através do *software* Adobe *Illustrator* CS5.

ROCHAS SILICICLÁSTICAS			TAMANHO DE GRÃO			ROCHAS CARBONÁTICAS	
			MILÍMETROS		MICRA		
	MATACÃO	CONGLOMERADO	256	256		EXTREMAMENTE GROSSA	CALCIRRUDITO
	CALHAU		64	64			
	SEIXO		4	4			
	GRÂNULO		2	2	2 000		
AREIA	MUITO GROSSA	ARENITO	1	1	1 000	MUITO GROSSA	CALCARENITO
	GROSSA		.5	1/2	500	GROSSA	
	MÉDIA		.25	1/4	250	MÉDIA	
	FINA		.125	1/8	125	FINA	
	MUITO FINA		.062	1/16	62	MUITO FINA	
	SILTE	SILTITO	.020	1/50	20	SILTE	CALCISSILTITO
	ARGILA	ARGILITO FOLHELHO				LAMA	CALCILUTITO

MOD. DE WENTWORTH, 1922

Figura 7 - Classificação granulométrica proposta por Wentworth (1922).

4.3.4 Fotomosaicos

Fotomosaico é uma imagem que resulta da sobreposição e união de duas ou mais fotografias. Representa afloramentos com grande extensão lateral e se faz necessário ao projeto para evidenciar as relações de contato entre diferentes associações de fácies, entre os membros da Formação Tacuarembó e entre as formações Tacuarembó e Arapey.

Para a confecção de fotomosaicos são tiradas as fotografias ao longo da extensão do afloramento com uma câmera digital, posicionando adequadamente uma escala de referência. Para a obtenção de tais fotografias tem-se que adotar alguns cuidados: fazer a sobreposição de no mínimo 30% de uma foto com relação à anterior, e definir uma distância adequada entre o fotógrafo e a área aflorante, mantendo esta mesma distância nas fotos seguintes. Além disso, também para

minimizar a distorção da imagem, seguiu-se o proposto por Wizevich (1991), e manteve-se o plano focal da câmera paralelo à face do afloramento.

Tais imagens obtidas em campo tiveram suas bordas cortadas através do *software* Adobe *Photoshop* CS5, com a finalidade de eliminar distorções causadas pela própria câmera, e unidas em fotomosaicos com o auxílio do mesmo programa. Posteriormente, os mesmos foram digitalizados no *software* Adobe *Illustrator* com o intuito de facilitar sua interpretação e melhorar a sua resolução gráfica.

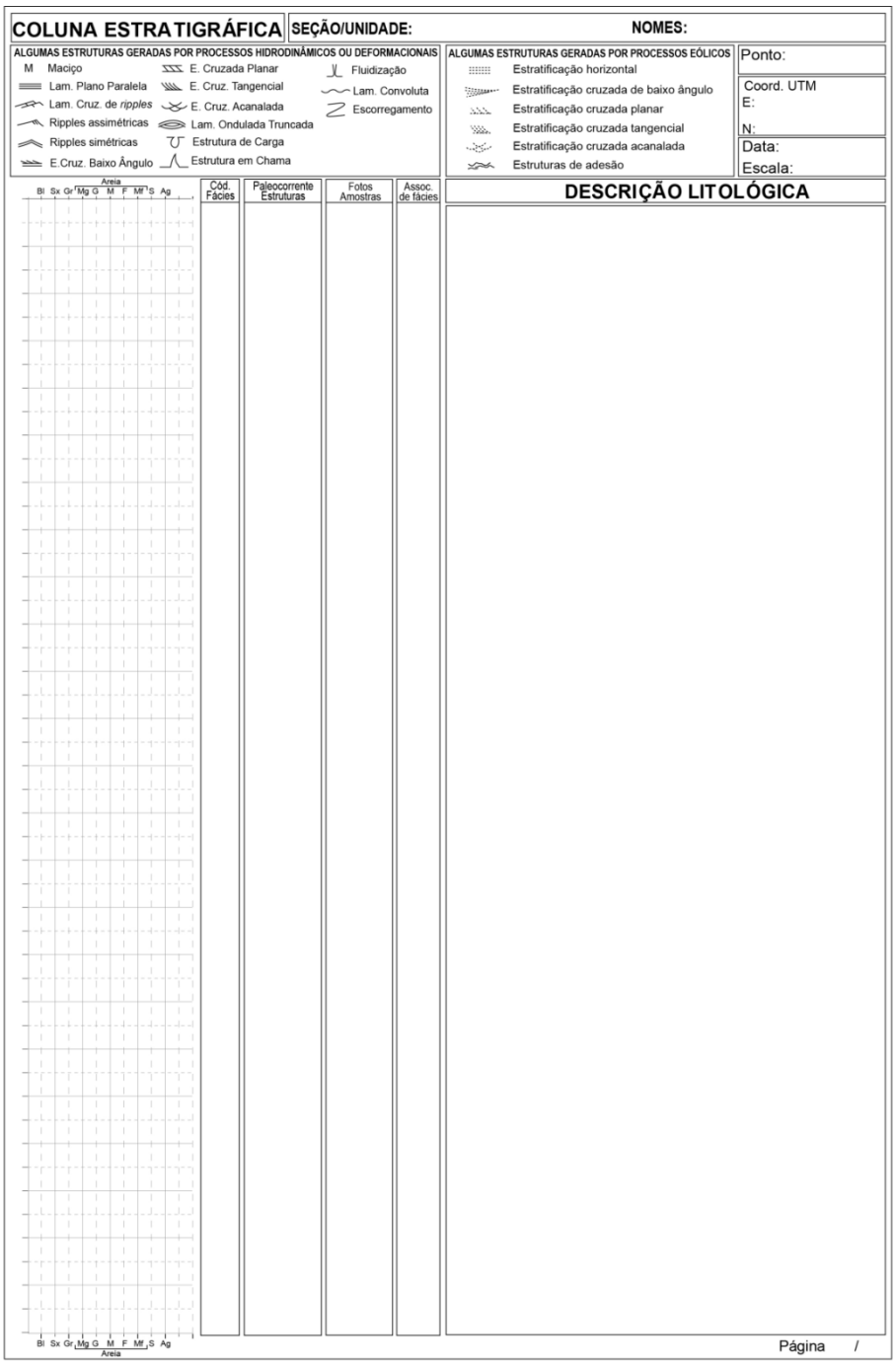

Figura 8 - Modelo para levantamento de perfil colunar.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo apresenta e discute os dados obtidos no trabalho de campo e suas interpretações, organizados nos seguintes itens: (i) características sedimentológicas do Membro Batoví; (ii) características sedimentológicas do Membro Rivera; (iii) modelos deposicionais; (iv) relações de contato; (v) evolução estratigráfica da Formação Tacuarembó. Como mencionado anteriormente, foram levantados sete perfis colunares totalizando cerca de 40 m, utilizando as formas e cores apresentadas na legenda na Figura 9 para representar as litologias e estruturas identificadas em campo.

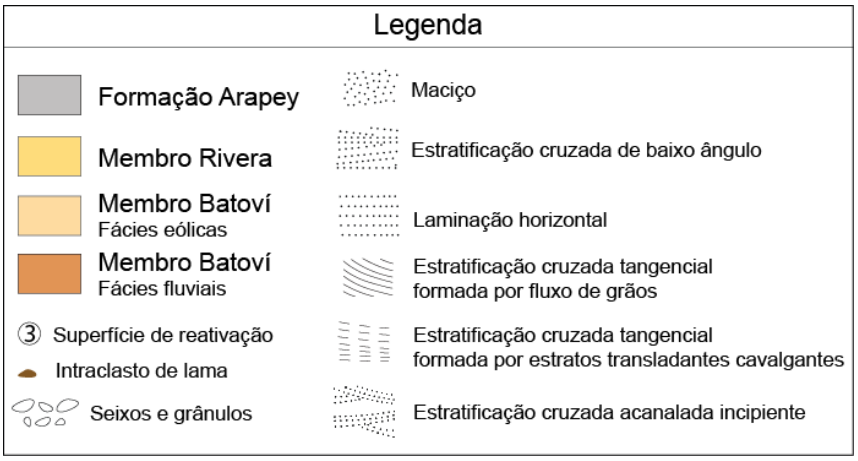

Figura 9 - Legenda da representação das litologias e estruturas identificadas.

.

Para ilustrar a disposição espacial das formações Arapey e Tacuarembó no perfil mapeado, foi gerado um perfil de elevação com a localização dos pontos e os contatos estimados entre as unidades com base nas seções colunares levantadas

em cada ponto (Figura 12A). O contato entre as unidades foi traçado de forma retilínea devido à falta de dados de subsuperfície. Também para uma melhor visualização fez-se um perfil composto representativo da região de estudo, com dados de paleocorrente de cada unidade e as associações de fácies identificadas (Figura 12B).

5.1 Características Sedimentológicas Do Membro Batoví

Com base nos afloramentos descritos foram identificadas cinco diferentes litofácies no Membro Batoví e três associações de fácies.

5.1.1 Análise faciológica

As litofácies foram individualizadas através da combinação de características granulométricas e estruturas sedimentares presentes. Na Quadro 2 consta uma síntese das litofácies, cada uma com seu código de acordo a proposta de Miall (1996), descrição, espessura e intepretação. As fotografias ilustrando as respectivas litofácies encontram-se na Figura 11. A fim de melhor compreender a proporção relativa de cada litofácies, gerou-se um gráfico em pizza representando a porcentagem de cada litofácies com relação à sucessão total de fácies (Figura 10). Observa-se no gráfico que dominam as litofácies eólicas, St(e) e Sl(e), somando 74% do total, contra 26% da soma das litofácies fluviais, Sm, St e Sh.

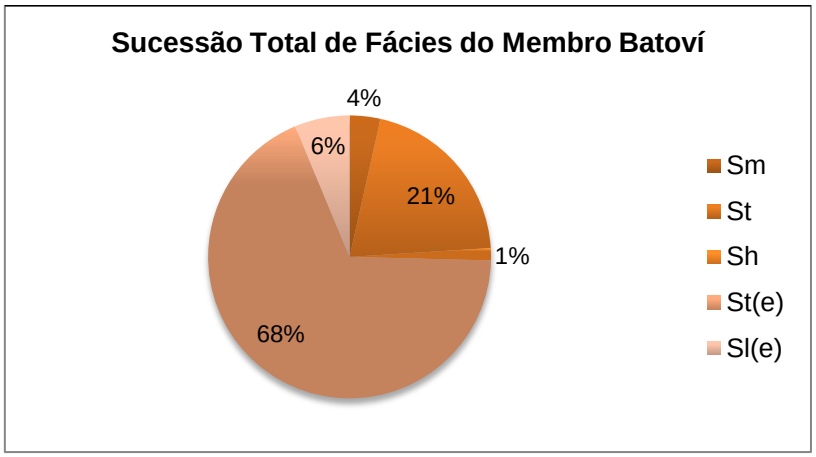

Figura 10 – Gráfico em pizza representando a proporção das litofácies com relação sucessão total de fácies do Membro Batoví.

Quadro 2. Síntese das litofácies do Membro Batoví identificadas em campo e suas interpretações.

Código	Descrição	Espessura	Interpretação
St	Arenito fino a médio com estratificação cruzada tangencial/acanalada; é comum a presença de intraclastos argilosos acompanhando a estratificação; base reta ou erosiva com intraclastos argilosos.	20 – 40 cm	Migração de dunas subaquosas 3D, cristas sinuosas ou linguóides (regime de fluxo inferior).
Sm	Arenito fino a médio, podendo chegar a grosso, maciço ou com laminação indistinta, sem organização interna; uma das camadas apresenta intraclastos argilosos e base erosiva.	20 – 30 cm	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações, intensa bioturbação ou perda de estruturas pelo intemperismo.
Sh	Arenito fino a médio, por vezes arenito muito fino, com laminação horizontal; presença de intraclastos argilosos.	20 cm	Forma de leito plano (regime de fluxo superior).
St(e)	Arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada/tangencial; a base dos sets é composta por laminações milimetricamente espaçadas com gradação inversa, podendo haver interdigitação com cunhas de arenitos maciços de até 4 cm para o topo dos estratos frontais; frequente presença de superfícies de reativação.	0,3 – 2,4 m	Depósitos residuais de dunas eólicas, com estratos transladantes cavalgantes de marcas eólicas e cunhas de arenito, que representam fluxo de grãos gerados em dunas com face frontal bem desenvolvida.
Sl(e)	Arenito fino a médio estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°) finamente espaçada composta por lâminas milimetricamente espaçadas com gradação inversa.	20 – 70 cm	Estratos basais de duna eólica (duna fortemente truncada) ou lençol de areia eólico, formados por estratos transladante cavalgante de marcas onduladas eólicas.

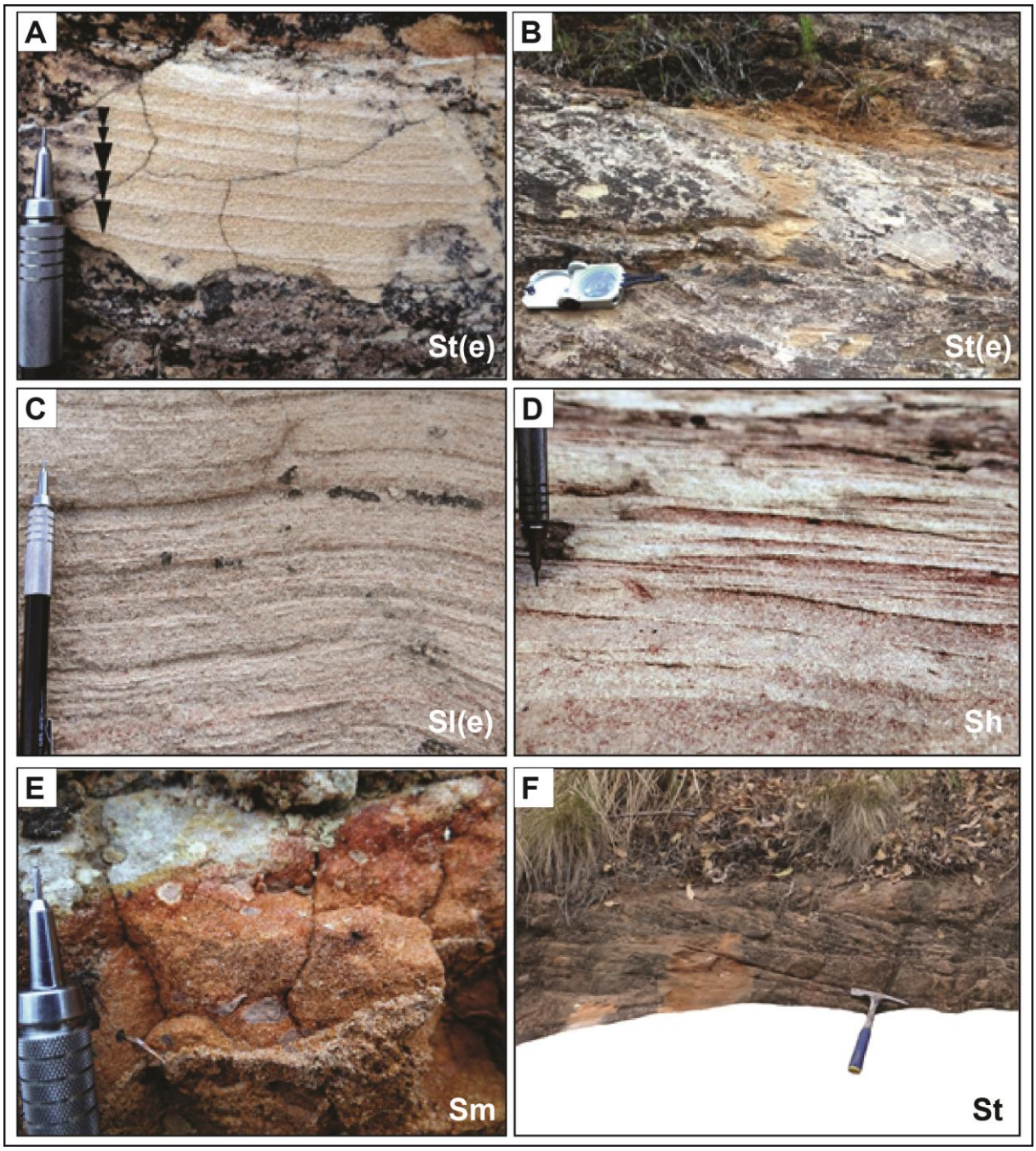

Figura 11 – Litofácies representativas do Membro Batoví: (A) Arenito com estratificação cruzada acanalada com triângulos invertidos apontando a gradação inversa entre as lâminas; (B) Arenito com estratificação cruzada tangencial; (C) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo; (D) Arenito com laminação horizontal; (E) Arenito com estratificação cruzada tangencial; (F) Arenito maciço com intraclastos argilosos.

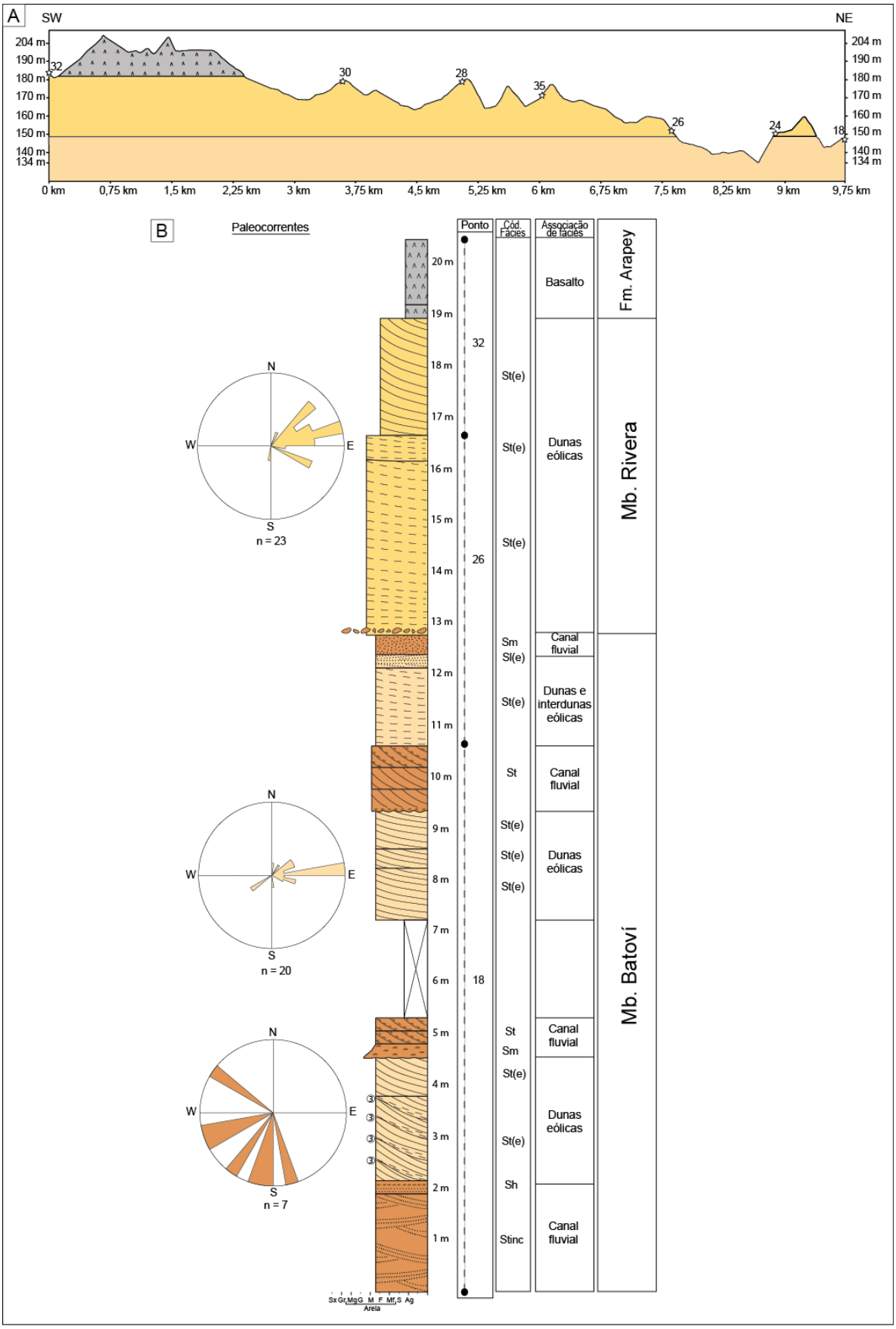

Figura 12 – (A) Perfil de elevação com a localização dos pontos dos afloramentos-chave. (B) Perfil composto representativo da região de estudos, com os pontos referentes a cada intervalo, as associações de fácies identificadas e os dados de paleocorrente de cada unidade.

5.1.2 Associações de fácies

A partir das litofácies identificadas e suas relações nos afloramentos foi possível diferenciar três associações de fácies, descritas e interpretadas a seguir.

- Dunas e interdunas eólicas

Descrição: Esta associação de fácies é composta por arenitos róseos com estratificações cruzadas tangenciais e/ou acanaladas (St(e)) (Figura 11A e 11B), e estratificações cruzadas de baixo ângulo (Sl(e)) (Figura 11C) subordinadas. Os arenitos são bem selecionados, com granulometria variando de fina a média, grãos arredondados e com alta esfericidade, e composição quartzosa.

Os estratos cruzados tangenciais/acanalados estão dispostos em sets de 0,3 a 2,4 m. São compostos por estratos de fluxos de grãos de até 4 cm na porção mais íngreme dos estratos frontais, que se interdigitam em direção a base com laminações transladantes cavalgantes de marcas eólicas milimetricamente espaçadas. Internamente aos sets pode haver superfícies côncavas de alto ângulo (18-20º) que truncam os estratos sobrejacentes e mergulham no mesmo sentido dos estratos cruzados. O sentido de mergulho médio dos estratos é para o quadrante ENE (Figura 12B).

Os arenitos com estratificações cruzadas de baixo ângulo ocorrem intercalados com os estratos cruzados, dispostos em camadas lenticulares com espessuras de 20 a 70 cm. Internamente, são constituídos inteiramente por laminações transladantes cavalgantes finamente espaçadas.

Interpretação: Os pacotes de arenitos bem selecionados e com alta esfericidade, com estratificações cruzadas tangenciais/acanaladas em sets de até 2,4 m de espessura, constituídas por estrato de fluxos de grãos na parte mais íngreme dos estratos frontais, e laminações transladantes cavalgantes na base são interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas (Hunter, 1977; Kocurek & Dott, 1981) (Figura 13B). O sentido unidirecional com grande dispersão da paleocorrente, medida em estratos cruzados tangenciais, sugere dunas crescentes com alta sinuosidade de linha de crista, migrando predominantemente para ENE. As camadas com estratos cruzados com estratificações cruzadas de baixo ângulo, constituídas essencialmente por laminações transladantes cavalgantes de marcas

eólicas, intercaladas com estratos cruzados de dunas eólicas, são interpretados como depósitos de interdunas (Figura 19).

As superfícies côncavas e inclinadas a favor de fluxo que truncam os estratos cruzados tangenciais (Figura 13B) são interpretadas como superfícies de 3ª ordem (Brookfield, 1977) ou de reativação (Kocurek, 1996). São formadas a partir da erosão da face frontal da duna durante períodos de ventos reversos ou oblíquos (Kocurek & Dott, 1981), seguida de nova deposição.

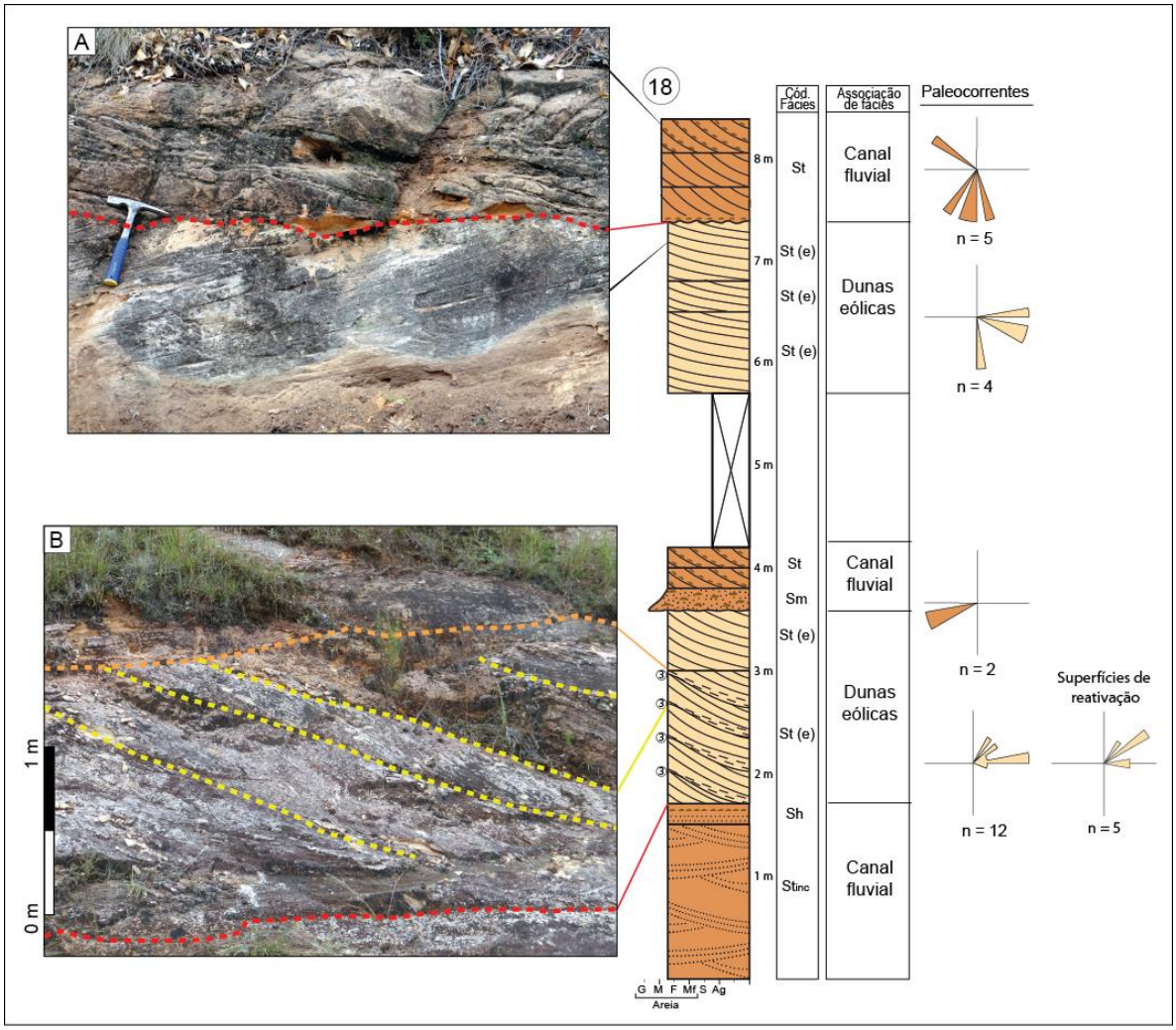

Figura 13. Perfil colunar do afloramento 18 com as associações de fácies interpretadas, os códigos de fácies, dados de paleocorrente e espessura vertical. A foto A contém o contato entre a associação de fácies de dunas eólicas e a de canal fluvial, evidenciado em vermelho. A foto B evidencia o contato entre dois depósitos de dunas eólicas (laranja), as superfícies de terceira ordem do primeiro pacote de dunas eólicas (amarelo) e o contato entre esta associação de dunas eólicas e de canal fluvial (vermelho).

- Canal fluvial

Descrição: Arenitos de granulometria fina a média, por vezes grossa, moderadamente selecionados, róseos, com estratificações cruzadas tangenciais e/ou acanaladas (St) (Figura 11F), localmente maciços (Sm) (Figura 11E) ou com laminações plano-paralelas (Sh) (Figura 11D). Apresentam-se dispostos em pacotes de 20 cm a 1,5 m compostos por sets de 20 a 40 cm. Comumente observam-se intraclastos argilosos dispersos ou acompanhando a estratificação. Os estratos cruzados mergulham dominantemente para o quadrante SW (Figura 12B).

Interpretação: A ocorrência de pacotes com base erosiva sobre os sedimentos eólicos, juntamente com a presença de intraclastos argilosos e a dominância de estruturas indicativas de fluxo trativo unidirecional, sugerem depósitos de canais fluviais. Os dados de paleocorrente indicam que a área-fonte localiza-se a NE. A falta de exposição lateral dos afloramentos dificulta a identificação da natureza dos canais, se eram desconfinados ou não. Entretanto, a ausência de macroformas, a dominância de estratos cruzados de pequeno porte separados por superfícies horizontais e a ausência de depósitos de planícies de inundação caracterizam um rio distal de inundação em lençol composto por estratos arenosos (classificação de Miall, 1996). Este tipo de rio é comum em ambiente árido, e é formado por canais rasos, entrelaçados e geralmente pobremente definidos. Podem ser preservados ciclos de inundação de no máximo poucos metros de espessura.

5.2 Características Sedimentológicas Do Membro Rivera

Na região de estudo, o Membro Rivera é composto por uma litofácies constituinte de uma associação de fácies, detalhadas a seguir.

5.2.1 Análise faciológica

Assim como para o Membro Batoví, a litofácies identificada no Membro Rivera foi individualizada através da combinação de características granulométricas e estruturas sedimentares presentes, e seu código é de acordo com a proposta de

Miall (1996). Na Quadro 3 consta uma síntese da litofácies com seu código, descrição, espessura e intepretação. As fotografias ilustrando a litofácies encontram-se na Figura 14.

Quadro 3. Síntese da litofácies do Membro Rivera identificada em campo e sua interpretação.

Código	Descrição	Espessura	Interpretação
St(e)	Arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada/tangencial; a base dos sets é composta por laminações milimetricamente espaçadas com gradação inversa, podendo haver interdigitação com cunhas de arenitos maciços de até 3 cm para o topo dos estratos frontais; presença de superfícies de reativação; um dos sets apresenta base erosiva.	0,4 – 2,7 m	Depósitos residuais de dunas eólicas, com estratos transladantes cavalgantes de marcas eólicas e cunhas de arenito, que representam fluxo de grãos gerados em dunas com face frontal bem desenvolvida.

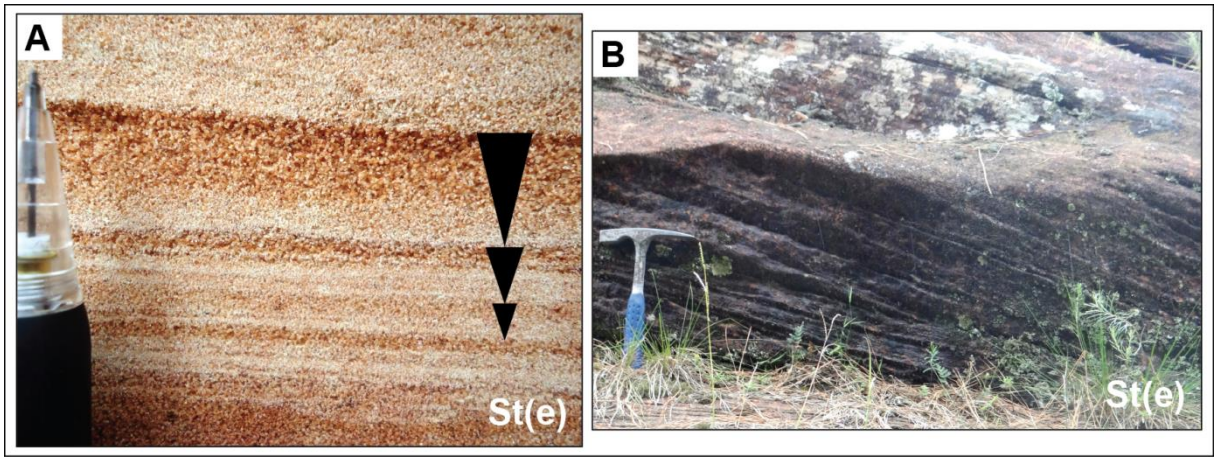

Figura 14 - Litofácies representativa do Membro Rivera: (A) Lâminas milimetricamente espaçadas com gradação inversa representada por triângulos invertidos pretos; (B) Arenito com estratificação cruzada tangencial.

5.2.2 Associação de fácies

- Dunas e interdunas eólicas

<u>Descrição</u>: Arenitos alaranjados com estratificações cruzadas tangenciais e/ou acanaladas (St(e)) (Figura 14A e 14B) em sets de 40 cm a 2,7 m. Os arenitos são bem selecionados, com granulometria variando de fina a grossa, os grãos são arredondados e com alta esfericidade, de composição quartzo-feldspática.

Os estratos cruzados tangenciais/acanalados são constituídos por estratos de fluxos de grãos de até 3 cm na porção mais íngreme dos sets frontais, que se interdigitam em direção a base com laminações transladantes cavalgantes de marcas eólicas milimetricamente espaçadas. Localmente encontram-se superfícies côncavas de alto ângulo internas aos sets, que truncam os estratos sobrejacentes e mergulham para o mesmo sentido dos estratos cruzados (Figura 15). O sentido de mergulho médio dos estratos é para o quadrante ENE (Figura 12B).

Interpretação: Como mencionado anteriormente para o Mb. Batoví, e de acordo com os autores Hunter (1977) e Kocurek e Dott (1981), pacotes de arenitos bem selecionados e com alta esfericidade, com estratatificações cruzadas tangenciais/acanaladas em sets que atingem 2,7 m de espessura, constituídos por estratos de fluxos de grãos na parte mais íngreme dos estratos frontais, e laminações transladantes cavalgantes na base são interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas (Figura 15). E, assim como na associação de fácies de dunas e interdunas eólicas do Mb .Batoví, pelo sentido unidirecional com alta dispersão de paleocorrente, se tratam de dunas crescentes com alta sinuosidade de linha de crista, migrando predominantemente para ENE. As superfícies côncavas e inclinadas a favor de fluxo que truncam os estratos cruzados tangenciais (Figura 15) são interpretadas como superfícies de 3ª ordem (Brookfield, 1977) ou de reativação (Kocurek, 1996).

5.3 Modelos Deposicionais

5.3.1 Membro Batoví

A frequente intercalação entre depósitos de dunas/interdunas eólicas e canais fluviais, sem a presença de depósitos marinhos associados, indica um sistema flúvio-eólico distante da linha de costa. Inúmeros trabalhos têm abordado diferentes escalas de interação fluvio-eólica, desde fenômenos autocíclicos, frutos da interação de anos, décadas ou séculos entre processos fluviais e eólicos contemporâneos (e.g. Bullard & Livingstone 2002; Stanistreet & Stollhofen, 2002), até fenômenos alocíclicos que geram a alternância entre depósitos fluviais e eólicos não contemporâneos, frutos de mudanças regionais no padrão de sedimentação

decorrentes de alterações no clima, tectônico e/ou eustasia (e.g. Kocurek, 1999; Kocurek *et al*., 2001; Scherer & Lavina, 2005).

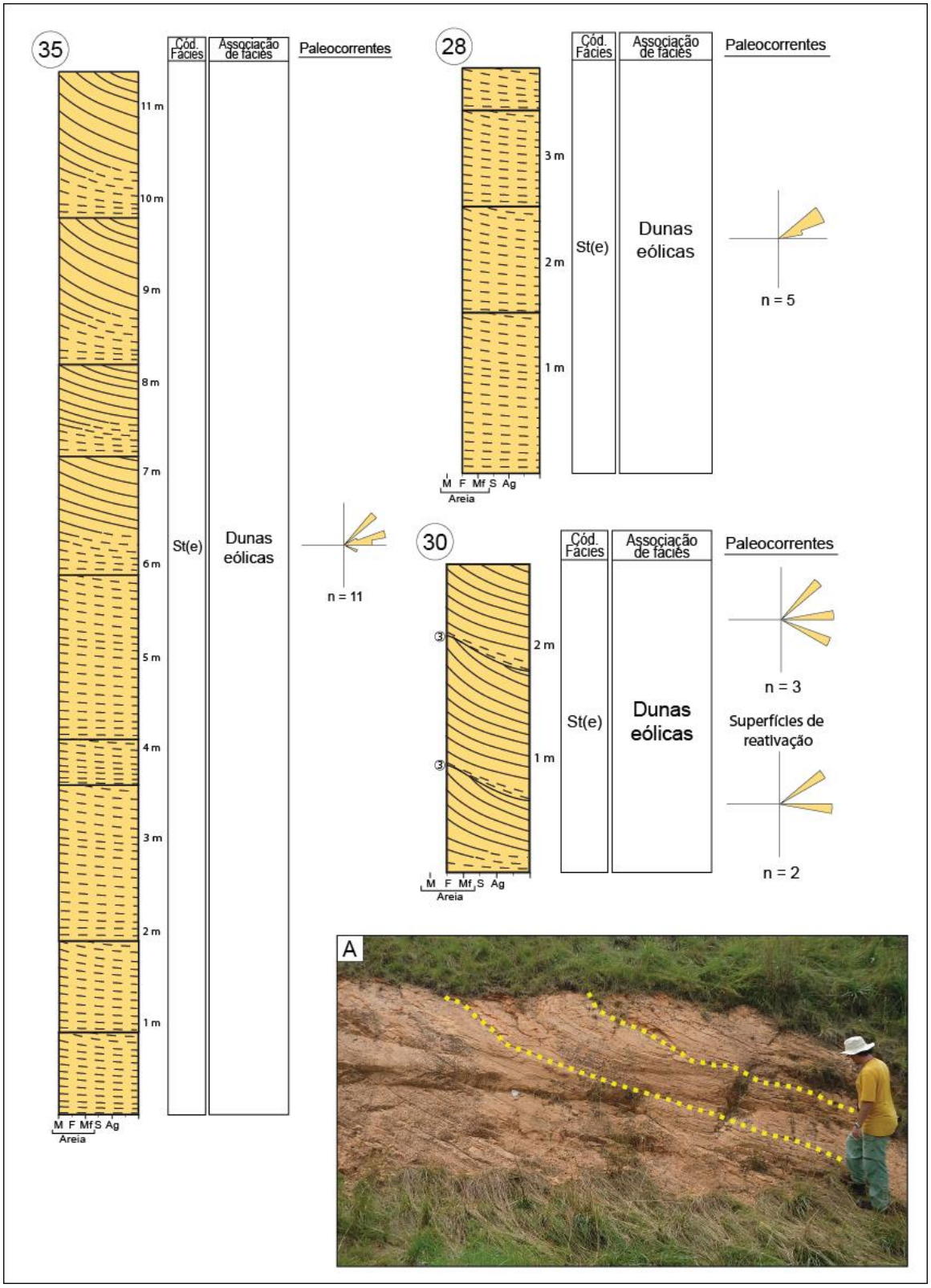

Figura 15 - Seções colunares dos afloramentos 35, 28 e 30, compostos por arenitos do Mb. Rivera. A: foto do ponto 30 com as superfícies de reativação destacadas em amarelo.

Para tentar definir a origem da relação entre os depósitos eólicos e fluviais e identificar um modelo deposicional para o Mb. Batoví é preciso analisar as superfícies limítrofes entre os depósitos, suas características sedimentológicas e seus dados de paleocorrente.

A superfície limítrofe entre a associação de fácies de dunas e interdunas e a associação de fácies de canal fluvial subjacente é sub-horizontal, abrupta e sem evidências de interdigitação (Figura 13B). O final da deposição fluvial dando lugar à deposição eólica pode ter ocorrido em consequência do aumento da capacidade de transporte eólica e da disponibilidade de areia seca, possivelmente devido a uma queda no freático e/ou a uma diminuição no escoamento de águas superficiais (*runoff*). O caráter plano e sub-horizontal do contato, e o fato de o mesmo delimitar o fim da ocorrência de sedimentos subaquosos e início dos sedimentos eólicos, apontam tratar-se de uma superfície de deriva de areia (*sand-drift surface*) (Clemmensen & Tirsgaard, 1990).

Já o contato entre os depósitos fluviais com os depósitos eólicos subjacentes geralmente é erosivo e com intraclastos argilosos (Figura 13A), podendo apresentar-se plano (Figura 20), sem evidências interdigitação entre o fluvial e o eólico subjacente, como fluidização nos estratos eólicos e retrabalhamento fluvial de areias homogêneas de dunas (Herries, 1993). O fato de não haver interdunas úmidas indica que os intraclastos argilosos devem ser provenientes de depósitos fluviais precedentes retrabalhados pelo rio subsequente. Esta superfície que marca o recobrimento de depósitos eólicos por deposição fluvial é denominada de superfície de inundação (Clemmensen & Tirsgaard, 1990; Fryberger, 1993).

O padrão de paleocorrentes eólicas indica um sentido de migração das dunas predominantemente para o quadrante ENE. Os dados de paleocorrentes fluviais apresentam-se mais dispersos, com medidas de mergulho apontando para os quadrantes WNW, SW e SSE, sendo que o padrão prevalecente é para o quadrante SW. A elevada dispersão do sentido de mergulho dos estratos fluviais sugere um fluxo desconfinado, que pode derivar de inundações-relâmpago ou por tratar-se de um depósito fluvial distal na forma de leque.

Com base nos dados obtidos em campo pode-se apontar dois modelos deposicionais de interação fluvio-eólica possíveis, dependendo da origem da sedimentação fluvial. O final da deposição eólica e início da fluvial pode indicar uma subida no nível freático, devido a fenômenos alocíclicos relacionados ao clima ou

tectônica, visto que a deposição do Mb. Batoví se deu longe da linha de costa, sem influências de fenômenos eustáticos. A subida do nível freático pode ter causado o aumento da capacidade de transporte fluvial e a diminuição de areia seca para transporte eólico, tornando os ventos subsaturados em areia. Por outro lado, o início da sedimentação fluvial pode não ter relação com o nível freático, e sim com um evento de alta taxa de precipitação causador de uma inundação relâmpago.

O primeiro modelo, ilustrado na Figura 16, aborda como causa da interação fluvio-eólica intensa precipitação em um ponto mais elevado na bacia, formando um rio por escoamento das águas superficiais. O rio atinge o campo de dunas de forma oblíqua ao sentido de migração das dunas, cortando sua extensão e sendo canalizado pelas interdunas. Este fenômeno é definido como autocíclico, pois altera processos hidrodinâmicos exclusivamente no interior da bacia, e tem como exemplos atuais o Rio Hoanib adentrando o Deserto da Namíbia, na margem SW da África (Stanistreet & Stollhofen, 2002), e os tipos de interações fluvio-eólicas descritas por Al-Masrahy e Mountney (2015).

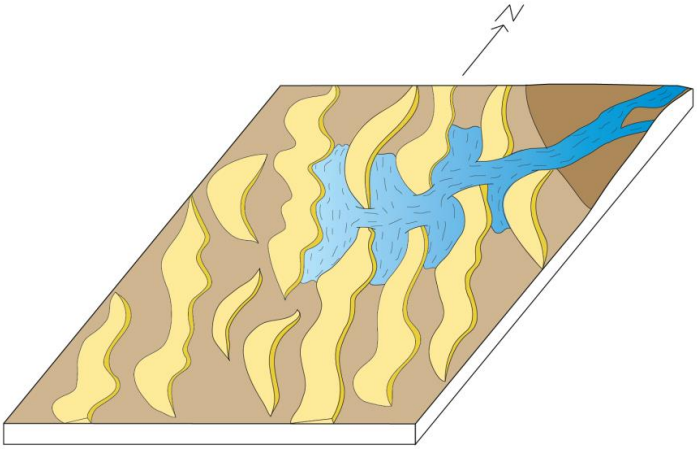

Figura 16 - Modelo deposicional de alternância fluvio-eólica autocíclica do Mb. Batoví.

O problema de atribuir este modelo ao Mb. Batoví, além da carência de evidências de interdigitação entre os dois sistemas que pode ser devido à baixa exposição nos afloramentos, é o padrão de paleocorrentes fluviais dominar para SW, sentido oposto ao de migração das dunas. No caso de um rio adentrar um campo de dunas ativo, espera-se que o mesmo seja canalizado pelas interdunas e apresente paleocorrentes aproximadamente perpendiculares ao sentido de migração das dunas (Herries, 1993), como o que ocorre com o Rio Hoanib, na margem SW da

África que flui preferencialmente em um corredor de interduna (Stanistreet & Stollhofen, 2002). Contrariamente, as paleocorrentes fluviais medidas no Mb. Batoví sugerem que o rio corta as dunas transversal ou obliquamente, o que necessitaria alta energia de fluxo levando em conta que o tamanho dos sets preservados de dunas eólicas atinge 2,4 m, o que indicaria, admitindo-se que somente cerca de 10% do tamanho original da duna ficam preservados (Scherer 2004), dunas com altura superior a 20 m. É importante ressaltar, porém, que as medidas de paleocorrente não são numerosas o suficiente para uma determinação conclusiva dos sentidos de fluxo do canal fluvial.

O outro modelo deposicional possível aponta como causa da interação fluvio-eólica fenômenos alocíclicos (Figura 17). Neste modelo, o sistema eólico e o sistema fluvial não coexistem, representando intervalos distintos de acumulação. A sedimentação do Mb. Batoví tem início com a formação de um campo de dunas (Figura 17A), que passa por um momento de não deposição acompanhada por deflação eólica, gerando uma supersuperfície (Figura 17B), seguido, posteriormente, pelo estabelecimento de um sistema fluvial (Figura 17C). Este modelo corrobora com o definido por Scherer e Lavina (2005) para a Fm. Guará da Bacia do Paraná a W do Rio Grande do Sul.

A natureza dos contatos, sem evidências de interdigitação, entre as associações de fácies favorece a escolha por este modelo deposicional. Todavia, não se devem tirar conclusões apenas com essa característica, já a exposição dos afloramentos não é muito expressiva. A necessidade de boas exposições para caracterizar sistemas fluvio-eólicos é exemplificada no trabalho de Mountney e Jagger (2004) realizado no Arenito Cedar Mesa (Utah, E.U.A.), que ao longo de uma seção transversal SW-NE de 25 km apresenta uma transição de sedimentação eólica de centro do erg, passando para um sistema fluvio-eólico de dominância eólica gradando para dominância fluvial na margem do erg, até a deposição fluvial quase exclusiva. Localmente, os fluviais contemporâneos podem apresentar um contato abrupto com os estratos de dunas eólicas, necessitando-se de afloramentos com grandes exposições laterais onde se possa observar a natureza descontínua dos depósitos fluviais, restritos às depressões de interdunas.

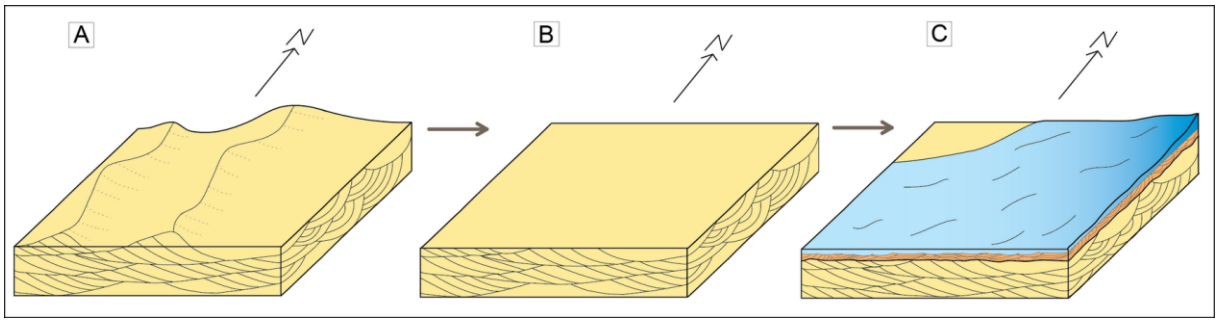

Figura 17 - Modelo deposicional de alternância fluvio-eólica alocíclica do Mb. Batoví.(A) Campo de dunas; (B) geração de supersuperfície por deflação eólica; (C) início da deposição fluvial.

5.3.2 Membro Rivera

O Mb. Rivera é caracterizado por sets sobrepostos de estratos cruzados de dunas eólicas crescentes, com linhas de crista sinuosas. A ausência de interdunas úmidas e de outros registros indicativos de presença de água disponível, como restos de plantas e animais e de formação de paleosolo, atestam que o contexto paleoclimático da bacia sedimentar é árido ou hiperárido, condições determinantes para a formação do sistema eólico seco (terminologia de Kocurek & Havholm, 1993). Neste tipo de sistema eólico, o nível freático encontra-se muito abaixo da superfície deposicional não influenciando na acumulação eólica, esta exclusivamente controlada pela aerodinâmica do fluxo (Kocurek & Havholm, 1993).

A Figura 18 ilustra o modelo deposicional definido para o Mb. Rivera, um campo de dunas de cristas sinuosas com interdunas secas pouco expressivas, descontínuas e desconectadas. Dentre os modelos análogos estão a Fm. Botucatu da Bacia do Paraná e o Deserto do Saara, na parte norte da África.

O padrão de paleocorrente dos estratos cruzados eólicos aponta majoritariamente para o quadrante ENE, indicando ventos dominantes provindos de SW.

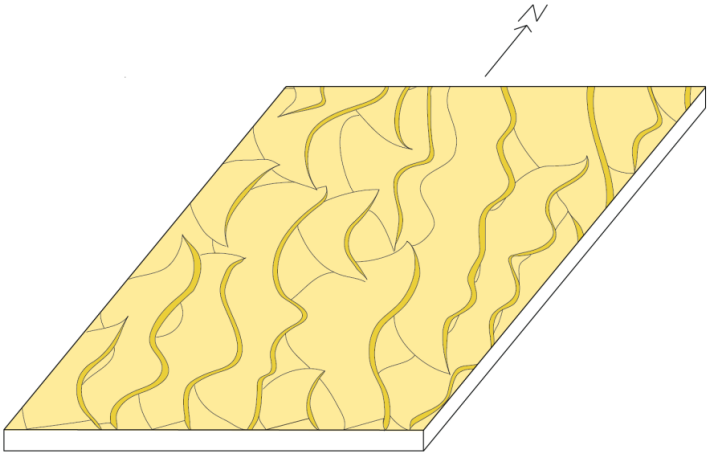

Figura 18 - Modelo deposicional do Mb. Rivera.

5.4 Relações de contato

5.4.1 Contato entre o Membro Batoví e o Membro Rivera

O contato entre os dois membros é caracterizado por uma superfície sub-horizontal (até 3º de mergulho), passível de ser rastreada por uma distância mínima de 1,24 km. A superfície é levemente irregular no contato de sedimentos eólicos do Mb. Batoví com as dunas do Mb. Rivera (Figura 19), e regular com clastos facetados de quartzo de até 3 cm quando este sobrepõe os sedimentos fluviais do Mb. Batoví (Figura 20).

A presença de uma superfície plana a levemente irregular, coberta por vezes por grânulos e seixos de quartzo facetados sugere que o contato representa uma discordância, fruto da deflação eólica (Kocurek, 1981). Os clastos facetados, principal evidência da deflação eólica, representam ventifactos formados por abrasão eólica contínua, produzida pelo impacto de partículas do tamanho areia movimentadas pelo vento dominante, o que gera faces de abrasão nos sedimentos maiores que grânulos (Laity, 2009).

5.4.2 Contato entre o Membro Rivera e a Formação Arapey

O contato entre o Mb. Rivera da Fm. Tacuarembó e a Fm. Arapey caracteriza-se por ser uma superfície suavemente ondulada, com comprimento de onda de

cerca de 10 m onde estratos cruzados de dunas eólicas são recobertos abruptamente por derrames vulcânicos (Figura 21).

A geometria ondulada do contato, associado à ausência de feições erosivas sugere que as dunas eólicas tiveram sua morfologia parcial ou totalmente preservada. Ou seja, os derrames de lavas recobriam dunas eólicas ativas, indicando uma contemporaneidade entre o Mb. Rivera e a Fm. Tacurembó, inexistindo hiato temporal entre estas duas unidades. Este contexto é similar o descrito por Scherer (2000) na Bacia do Paraná, no contato entre a Fm. Botucatu e a Fm. Serra Geral e por Jerram *et al.* (2000) na Bacia de Huab, localizada no NW da Namíbia (África), no contato entre o Arenito Etjo e os derrames basais do Basalto Tafelkop.

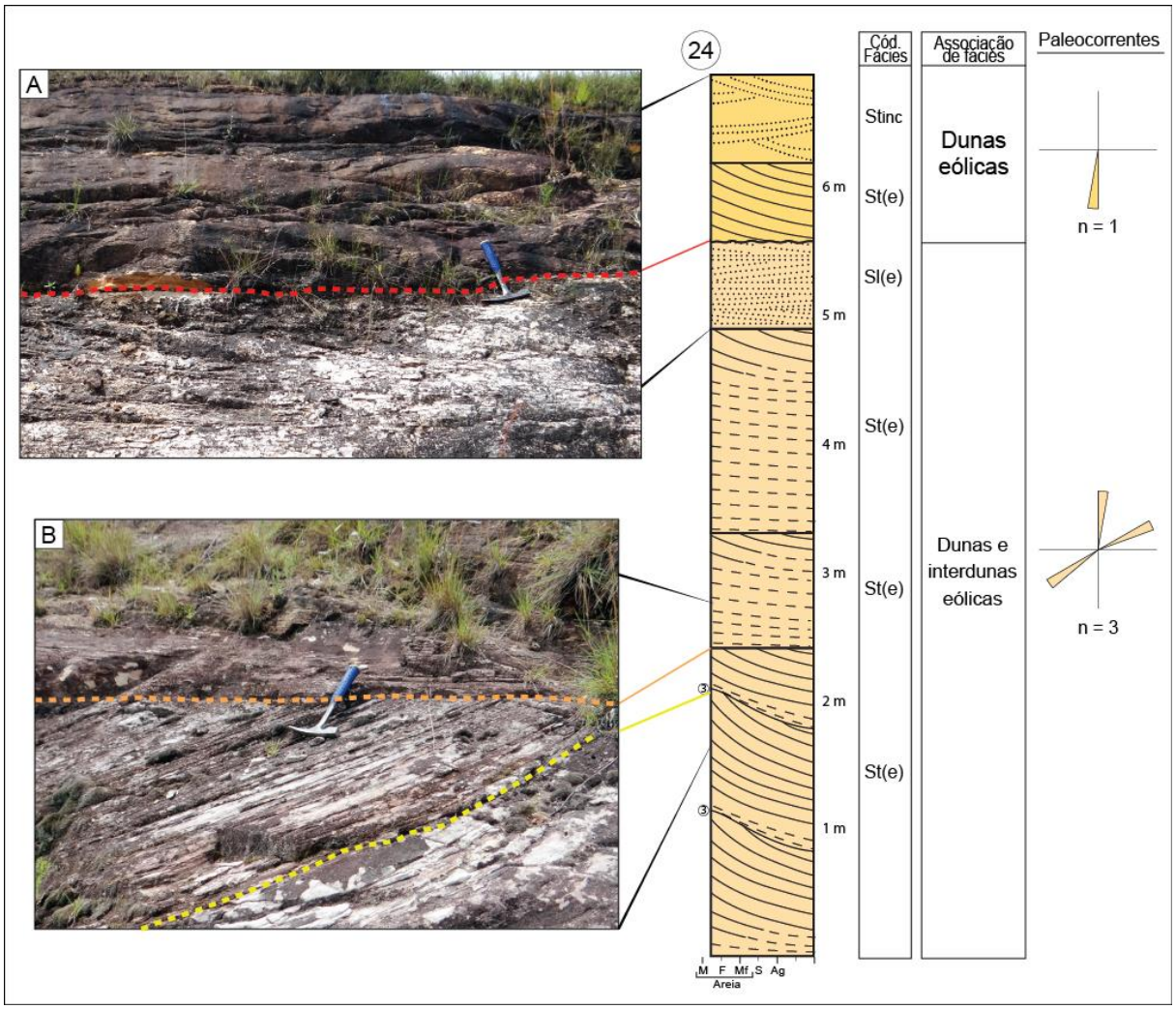

Figura 19 - Seção colunar do ponto 24, com as fácies, associações de fácies e dados de paleocorrente. (A) Fotografia do contato entre os membros Batoví e Rivera, enfatizado em vermelho. (B) Fotografia mostrando dois sets de dunas eólicas cujo contato está enfatizado em laranja, e uma superfície de reativação, em amarelo, no primeiro set.

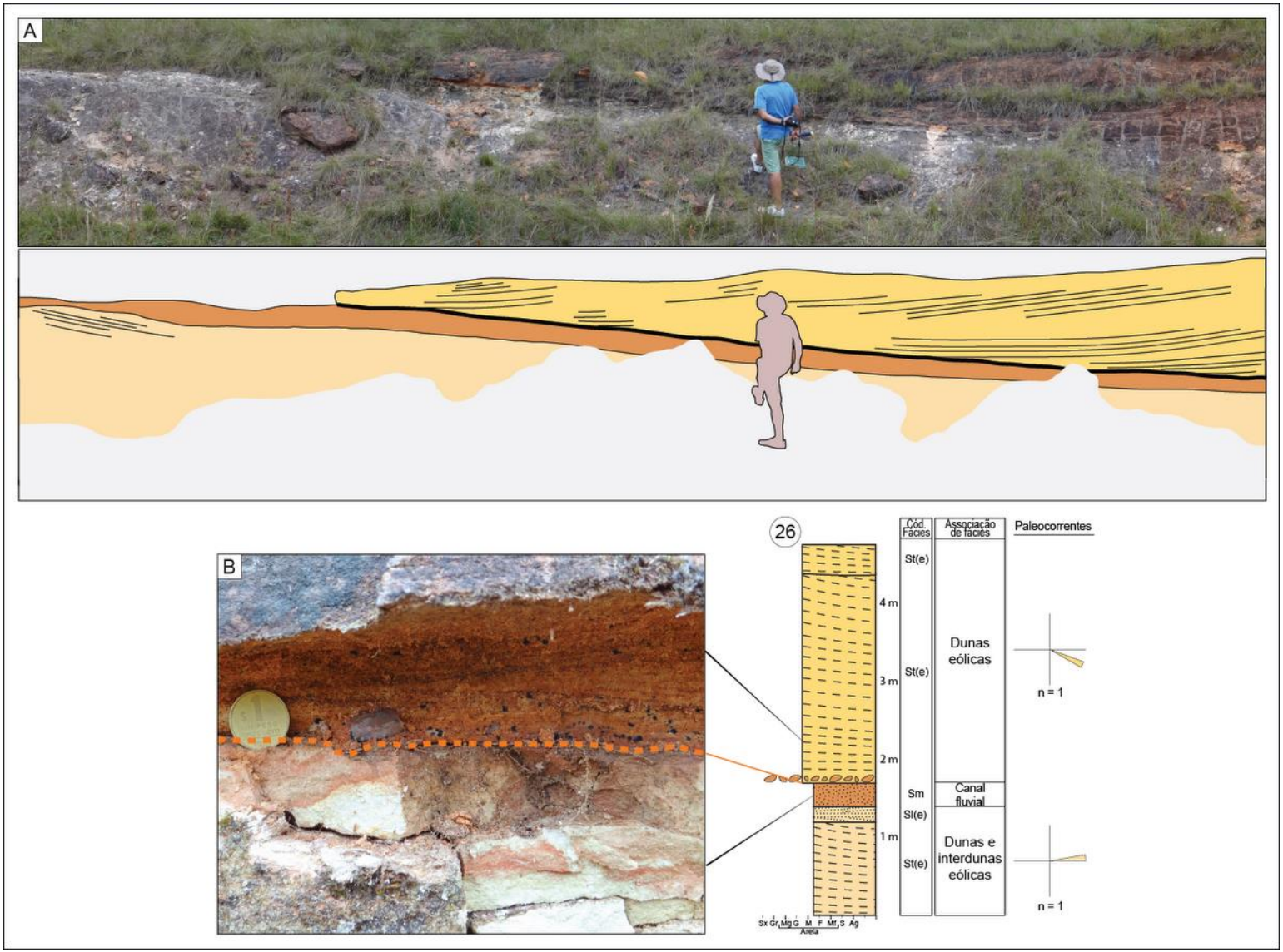

Figura 20 - Seção colunar do ponto 26, com as fácies, associações de fácies e dados de paleocorrente. (A): Fotomosaico do afloramento, com estratos cruzados e relações de contato representadas. (B): Fotografia do contato entre os membros Batoví e Rivera, enfatizado em laranja.

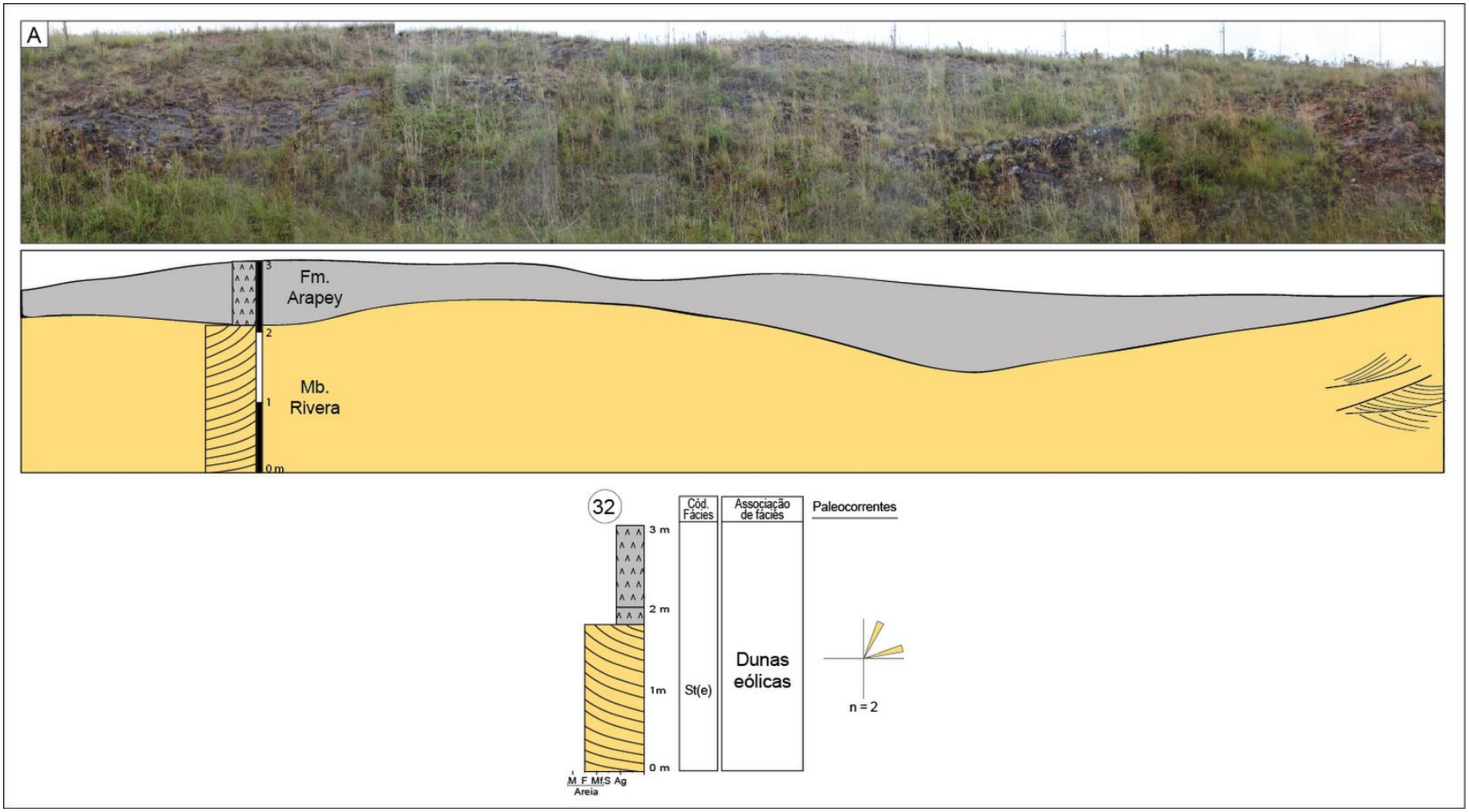

Figura 21 - Seção colunar do ponto 32, com as fácies, associações de fácies e dados de paleocorrente. (A): Fotomosaico do afloramento com os estratos cruzados e a relação de contato representada.

5.5 Evolução estratigráfica da Formação Tacuarembó

A Formação Tacuarembó registra dois sistemas deposicionais continentais distintos, marcando significativas mudanças paleoambientais. O Mb. Batoví registra alternância entre depósitos fluviais e eólicos, enquanto que o Mb. Rivera caracteriza-se pela sobreposição de estratos de dunas eólicas, sem a presença de depósitos fluviais associados.

O Mb. Batoví é caracterizado pela alternância de depósitos de dunas/interdunas eólicas e de canais fluviais, formando uma ciclicidade em escala de poucos metros. Nos períodos de deposição de dunas e interdunas eólicas secas, o nível freático está permanentemente abaixo da superfície deposicional, com elevado suprimento de areia seca e alta capacidade de transporte eólico, com ventos saturados em areia. A deposição fluvial denota períodos onde ocorre um aumento no escoamento de águas superficiais, refletindo intervalos mais úmidos. Esta intercalação fluvial e eólica de caráter cíclico deve estar associada a modificações climáticas, cuja escala temporal é bastante imprecisa. Podem indicar períodos de aumento da precipitação de curta duração (décadas a séculos), refletindo inundações relâmpago que avançam sobre o campo de dunas (controle autocíclico), ou representam mudanças climáticas mais longas (milhares de anos), que marcam a alternância de períodos relativamente mais úmidos ou mais áridos, provavelmente controlada por oscilações climáticas associadas a ciclos orbitais (ciclos de Milankovich).

O Mb. Rivera é composto por sucessivos estratos de dunas eólicas, sem registro de interdunas úmidas, sugerindo um sistema eólico seco (Scherer 2000 e 2002). Neste tipo de sistema eólico, o nível freático está permanentemente abaixo da superfície deposicional, indicando que os únicos controles da sedimentação são a disponibilidade de areia seca no sistema, a capacidade de transporte eólico e a saturação de areia nos ventos.

O contato entre os dois membros pode ser definido como uma supersuperfície, superfície que denota um período de deflação eólica e não deposição, baseado na sua extensão, subhorizontalidade e na presença de ventifactos. A supersuperfície marca uma mudança no estilo deposicional da bacia. Enquanto que o Mb. Batoví registra depósitos eólicos restritos, em um ambiente

árido a semi-árido, o Mb. Rivera é formado em um regime de abundante areia eólica disponível, indicando um contexto climático hiperárido (Figura 22). Os padrões de paleocorrente de ambos os membros aponta para o quadrante ENE, indicando que não houve variação na direção dos ventos dominantes.

A mudança no estilo deposicional da bacia explica-se por mudanças na posição latitudinal do Supercontinente Gonduana. Os autores Scotese *et al*. (1999) utilizaram indicadores climáticos litológicos, como carvões, evaporitos, bauxitas e tilitos para analisar a paleoclimatologia e a paleogeografia do Supercontinente . Segundo os autores, a tendência geral Juro-Cretácea de todos os continentes do Gonduana era mover-se para Norte. No caso da África e América do Sul, isto significa ir de uma posição subtropical para equatorial. Esta movimentação fez com que estas regiões passassem de clima “morno” (com temperatura média de 18ºC) no final do Jurássico ao início do Cretáceo em direção a condições de clima “seco subtropical” (regiões onde a evaporação excede a precipitação, e há constante deficiência em água) do início ao fim do Cretáceo.

Sobrepondo o Mb. Rivera encontra-se a Fm. Arapey, composta por derrames basálticos, que preservam integralmente a morfologia das dunas eólicas. A ocorrência de depósitos eólicos intercalados com a Formação Arapey, relatada por Nuñez (2014), indica que as condições climáticas áridas a hiperáridas se mantiveram durante o evento vulcânico.

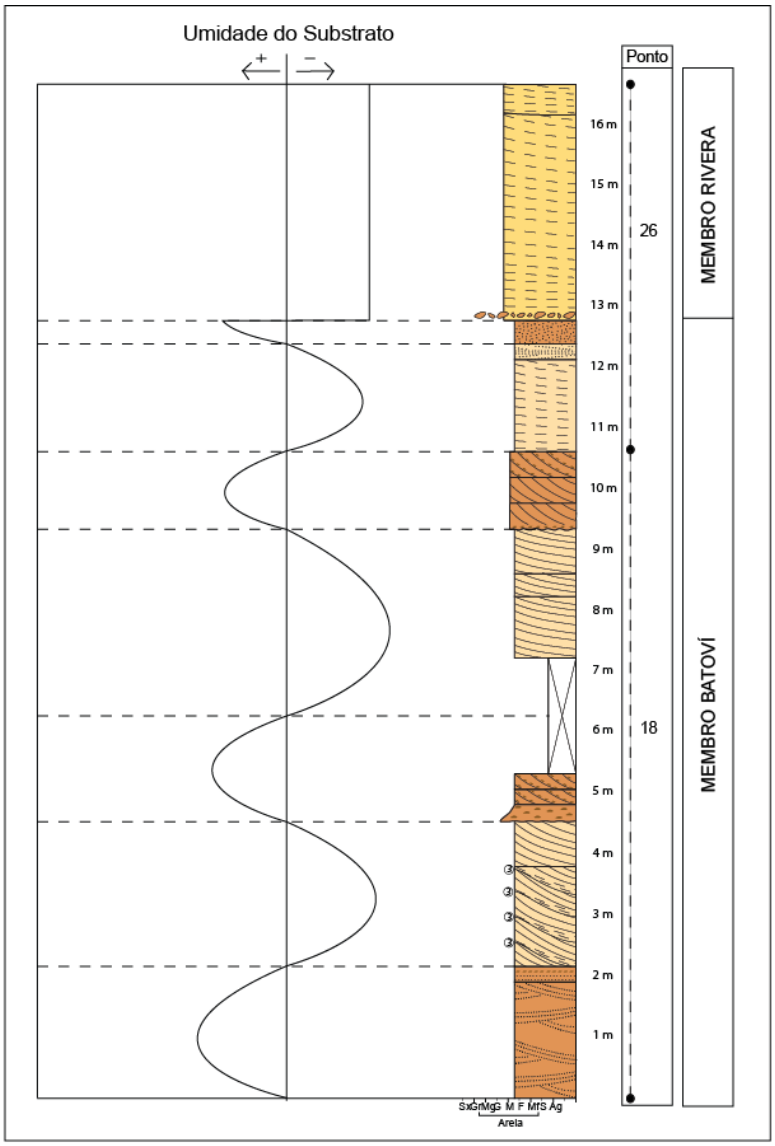

Figura 22 - Seção composta representativa dos membros Batoví e Rivera contendo os pontos 18 e 26 com as curvas de variações de umidade do substrato.

6 CONCLUSÕES

1. O Membro Batoví é composto por cinco litofácies, agrupadas em duas associações de fácies: associação de fácies de dunas e interdunas eólicas e associação de fácies de canal fluvial.

2. O Membro Rivera é constituído por uma litofácies, que se repete verticalmente definindo a associação de fácies de dunas eólicas.

3. O Membro Batoví é caracterizado por intercalações frequentes de depósitos de dunas/interdunas e canais fluviais, formando uma ciclicidade em escala de poucos metros. As análises das superfícies limítrofes entre as associações de fácies, de suas características sedimentológicas e dos dados de paleocorrentes possibilitam determinar causa climática à alternância fluvio-eólica, cuja escala temporal é bastante imprecisa, e pode estar associada tanto a controles auto como alocíclicos.

4. O Membro Rivera, por sua vez, caracteriza-se como um sistema eólico seco, por não apresentar nenhum indício de que o lençol freático interceptava a superfície deposicional, sendo formado pelo sucessivo cavalgamento de dunas eólicas sem o desenvolvimento de dunas planas.

5. O contato entre os dois membros apresenta-se sub-horizontal, com extensão de pelo menos 1,24 km e contém ventifactos, conjunto de propriedades

que define uma supersuperfície e, portanto, um período de não deposição e deflação eólica. A supersuperfície atesta que houve mudança no estilo deposicional da bacia: de ambiente semi-árido a árido, com depósitos eólicos restritos e água disponível no sistema durante a deposição do Mb. Batoví para um ambiente hiperárido, com abundância de areia eólica no Mb. Rivera.

6. A mudança no estilo deposicional da bacia está relacionada com a mudança de posicionamento latitudinal do Supercontinente Gonduana, no Mb. Batoví de uma posição subtropical de clima morno para subtropical seco com deficiência de água durante a deposição do Mb. Rivera.

7. O contato da Fm. Tacuarembó com a Fm. Arapey adjacente é suave e preserva a morfologia das dunas, o que indica contemporaneidade do campo de dunas eólicas da primeira com os derrames basálticos da segunda.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Al-Masrahy M.A. & Mountney N.P. (2015). A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research*, 17: 67-88.

Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicações da Universidade de República, Montevidéu, pp. 469.

Bossi, J., Ferrando, L.A., Morales, H., Campal, N., Gancio, F., Piñeiro, D., Schipilov, A. & Sprechmann, P. (1998). *Carta Geológica de Uruguay*, Escala 1:500.000. Geoeditores S.R.L., Montevidéu.

Bourquin, S., Guillocheau, F. & Péron S. (2009) - Braided river within an arid alluvial plain (example from the early Triassic, western German Basin): criteria of recognition and expression of stratigraphic cycles. *Sedimentology*, 56: 2235-2264.

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

Bullard, J. & Livingstone, I. (2002). Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area*, 34(1): 8-16.

Caorsi, J. & Goñi, J. (1958). Geología Uruguaya. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, 37: 1-73.

Clemmensen L.B. & Tirsgaard H. (1990). Sand-drift surfaces: A neglected type of bounding surface. *Geology,* 18: 1142–1145.

Collinson, J. D. (1969). The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 194-221.

Cross, T. A. (1988). Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. *In*: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (Ed.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 42: 371-380.

Cross, T.A., Baker, M.R., Chapin, M.A., Clark, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.J., Sonnenfeld, M.D., Valased, D.W., Williams, M.R. & Witter, D.N. (1993). Applications of High-Resolution Sequence Stratigraphy to Reservoir Analysis. *In*: R. Eschard and B. Doliges (Ed.). *Subsurface Reservoirs Characterization from Outcrop Observations.* Editions Technip, Paris: 11-33.

Currie, B.S. (1997). Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 1206-1222.

de Santa Ana, H. (1989). Consideraciones tectónicas y deposicionales en la Cuenca Norte uruguaya. *Bol. Técnico ARPEL*, 18 (4): 319 - 339.

de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2003). La teccto secuencia Vulcano se dimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay, Edad Jurásico-Cretácico Temprano. *Em:* Veroslavsky, G., Ubilla, M. & Martinez, S. (Ed.). *Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. Faculdade de Ciências Universidade da Rebública. Montevidéu, pp. 71-74.

de Santa Ana, H. (2004). *Análise Tectono-estratigráfica das Sequências Permo-triassica e Jurocretácea da Bacia Chacoparanaense Uruguaia (“Cuenca Norte”)*. Rio Claro, 274pp. Tese de Doutorado, UNESP.

de Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fúlfaro, V. & Rossello, E. (2006). Cuenca Norte: Evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. *Em:* Veroslavsky, G.,

Ubilla, M. & Martinez, S. (Ed.). *Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico*. Faculdade de Ciências Universidade d a Rebública. Montevidéu, pp. 209-256.

Eschard, R., Lemouzy, P., Bacchiana, C., Desaubliaux, G., Parpant, J. & Smart, B. (1998). Combining sequence stratigraphy, geostatistical simulations, and production data for modeling a fluvial reservoir in the Chaunoy Field (Triassic, France). *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 82: 545-568.

Falconer, J.D. (1931). Memoria Explicativa del mapa geológico de la región sedimentaria del Depto. De Cerro Largo. *Inst. Geol. Perf*., Bol. Nº 12,22 pp. Montevideo.

Ferrando, L. & Andreis, R.R. (1986). *Nueva estratigrafía em el Gondwana de Uruguay*. *Em*: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE HIDROCARBONETOS, 1, Buenos Aires. *Atas*: 295-323.

Ferrando, L., Andreis, R.R. & Montaña, J. (1987). *Estratigrafía del Triásico-Jurásico uruguayo em la Cuenca de Paraná*. III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba. SBG, v.1: 373-378.

França, A.B., Milani, E.J., Schneider, R.L., López-Paulsen, O., López, J.M., Suárez-Soruco, R., de Santa Ana, H., Weins, F., Ferreiro, O., Rossello, E.A., Bianucci, E.H., Aramayo-Flores, R.F., Vistalli, M.C., Fernández-Seveso, F.A., Fuenzalida, R.P. & Muñoz, N. (1995). Phanerozoic correlation in Southern South America. *In:* Tankard, A.J.; Suárez-Soruco, R. and Welsink, H.J. (Ed.). *Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 62: 129-161.

Fryberger, S.G., Schenk, C.J. & Krystinik, K.L. (1988). Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on eolian deposition. *Sedimentology*, 35: 21-41.

Fryberger, S.G. (1993). A Review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. *In*: North, C.P. and Prosser, D.J. (Ed.). *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London Special Publication, 73: 167-197.

Havholm, K.G. & Kocurek, G. (1994). Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, 41: 913-934.

Herries, R.D. (1993). Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta - Navajo Transition, Northeastern Arizona, USA. *In:* C.P. North and J.D. Prosser (Ed.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs.* Geol. Soc. London Spec. Publ., 73: 199-218.

Homewood, P.W., Guillocheau, F., Eschard, R. & Cross, T.A. (1992). Corrélations haute resolution et stratigraphie génétique: une demarche intégrée. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16: 357-381.

Hunter, R.E. (1977). Basic type of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-367.

Irmen, A. P. & Vondra, C.F. (1999). Aeolian sediments in lower to middle (?) Triassic rocks of central Wyoming. *Sedimentary Geology*, 132: 69-88.

Jerram, A.D., Mountney, N.P., Howell, J. & Stollhofen, H. (2000). The Fossilised Desert: recent developments in our understanding of the Lower Cretaceous deposits in the Huab Basin, NW Namibia. *Communs geol. Surv. Namibia,* 12: 303-313.

Jordan, O.D. & Mountney N.P. (2010). Styles of interaction between aeolian, fluvial and shallow marine environments in the Pennsylvanian to Permian lower Cutler beds, south-east Utah, USA. *Sedimentology,* 57: 1357-1385.

Kocurek, G. (1996). Desert aeolian systems. *In*: Reading, H.G (Ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science: 125-153.

Kocurek, G. & Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate Aeolian sand sheet. *Sedimentology*, 33: 795-816.

Kocurek, G. & Dott, R.H. (1981). Distinctions and uses of stratification types in the interpretation os eolian sand. *J. Sediment. Petrol.*, 51: 579-595.

Kocurek, G., Robinson, N.I. & Sharp Jr., J.M. (2001). The response of the water table in coastal systems to changes in sea level. *Sediment. Geol.*, 139: 1-13.

Kocurek, G. (1988). First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sediment. Geol.* 56, 193-206.

Kocurek, G. & Havholm, K.G. (1993). Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. *In:* P. Weimer and H.W. Posamentier (Ed.). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy.* AAPG Mem. 58: 393-409.

Kocurek, G. & Lancaster, N. (1999). Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology,* 46: 505-516.

Laity, J.E. (2009). Landforms, landscapes, and processes of aeolian erosion. *In:* Parsons, A. and Abrahams, A. (Ed.). *Geomorphology of desert environments (2nd. ed.)*. Springer: 597–628.

Langford, R. & Chan, M.A., (1988). Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Geological Society Of America Bulletin,* 100: 1541-1549.

Legarreta, L., Gulisano, C. A. & Uliana, M. A. (1993). Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *Em*: V. A. Ramos, (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza.* Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, p. 87-114.

Loope, D.B. (1985). Episodic deposition and preservation of eolian sands: a late Paleozoic example from southeastern Utah. *Geology,* 13: 73-76.

Miall, A. D. (1996). The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies. *In*: *Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag: 582.

Miall, A. D. (1999). *Principles of Sedimentary Basin Analysis (3rd edition)*. Berlin: Springer-Verlag.

Mitchum, R.M.Jr. & Van Wagoner, J.C. (1991). High frequency sequences and their stacking patterns: Sequencestratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol*., 70: 131-160.

Mones, A. & Figueiras, A. (1981). A geo-paleontological synthesis of the Gondwana formations of Uruguay. *In:* Cresswell, M.M and Vella, P. (Ed.). *Gondwana V*. Balkema, Rotterdam, 47-52.

Mountney, N.P., Howell, J.A., Flint, S.S. & Jerram, D.A. (1999). Climate, sediment supply and tectonics as control on the deposition and preservation of aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *J. Geol. Soc. London* 156: 771-777.

Mountney, N. P. & Jagger, A. (2004). Stratigraphic evolution of an aeolian erg margin system: the Permian Cedar Mesa Sandstone, SE Utah, USA. *Sedimentology*, 51: 713-743.

Mountney, N.P. (2006). Periodic accumulation and destruction of aeolian erg seqences: the Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah. *Sedimentology,* 53: 789-823.

Mountney, N.P. (2010). *A Numerical Stratigraphic Model for Mixed Fluvial-Aeolian Successions: Application to an Outcrop Succession & Implications for Predictive Reservoir Models*. Fluvial Research Group, School of Earth and Environment, The University of Leeds - UK.

Nichols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science: Oxford.

Nuñez, M. S. (2014). *Geología, geofísica y geoquímica de la región de Pepe Nuñez, Cuenca Norte (Uruguay)*. Tese de Mestrado, Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, Universidad de la República.

Olsen, T., Steel, R., Hogseth, K., Skar, T. & Roe, S. (1995). Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in Upper Cretaceous Mesaverde Group, Prince Canyon, Utah. *J. Sediment. Res.*, 65: 265-280.

Reading, H. G. & Levell, B. K. (1996). Controls on the sedimentary record. *In*: Reading, H. G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford: 5-36.

Padula, E. & Mingramm, A. (1968). Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónicosedimentario en el subsuelo de la Llanura Chaco-Paranense. *Actas III Jornadas Geologicas Argentinas,* 1: 291-331.

Padula, E. & Mingramm, A. (1969). Sub-surface Mesozoic red-beds of the Chaco-Mesopotamian region, Argentina and their relatives in Uruguay and Brazil. *In:* Unesco (Ed.). *Gondwana Stratigraphy*. IUGS Symposium, Buenos Aires, 2: 1053-1071.

Perea, D., Ulbilla, M., Rojas, A. & Goso, C. (2001). The West Gondwanan ocurrence of the hybodontid shark *Priohybodus* and the Late Jurassic-Early Cretaceous age of the Tacuarembó Formation, Uruguay. *Paleontology*, 44: 1227-1235.

Perea, D., Soto, M., Veroslavsky, G., Martínez, S. & Ulbilla, M. (2009). A Late Jurassic fossil assemblage in Gondwana: Biostratigraphy and correlations of the Tacuarembó Formation, Parana Basin, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences,* 28: 168-179.

Powell, D.M. (2009). Dryland rivers: Processes and forms. *In*: Parsons A.J. and Abrahams, A.D. (Ed.). *Geomorphology of Desert Environments*. Berlin: Springer Science, Business Media. BV: 333-373.

Scherer, C.M.S. (2000). Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology* 137: 63-84

Scherer, C.M.S., Faccini, U.F. & Lavina, E.L. (2000). Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. *Em:* Holz, M., De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Editora da Universidade/ UFRGS, Porto Alegre: 335–354.

Scherer, C.M.S. (2002) Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Parana´ Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, 49: 97–116.

Scherer, C.M.S. (2004). *Sedimentologia e Estratigrafia de Sistemas Fluviais e Eólicos*. Apostila do Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS.

Scherer, C.M.S. & Lavina, E.L. (2005). Sedimentary cycles and facies architecture of eolian-fluvial strata of the Late Jurassic - Early Cretaceous Guará Formation, Southern Brazil. *Sedimentology*, 52: 1323-1341.

Scherer, C.M.S. & Lavina, E.L. (2006). Stratigraphic evolution of a fluvial–eolian succession: The example of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Guará and

Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. *Gondwana Research,* 9: 475-484.

Scotese, C.R., Boucot, A.J. & Mckerrow, W.S. (1999). Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28 (1): 99-114.

Shannon, L.V., Boyd, A.J., Brundrit, G.B. & Taunton-Clark, J. (1986). On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela System. *J. Mar. Res.*, 44: 495–520.

Spreachmann, P., da Silva, J. & Bossi, J. (1981). Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay. *Em:* Volkheimer, W & Mussachio, (Ed.). *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Buenos Aires: 239-270.

Stanistreet, I.G. & Stollhofen, H. (2002). Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. *Sedimentology*, 49: 719–736

Stokes, W.L. (1968). Multiple parallel-truncation bedding planes-feature of wind deposited sandstone formations. *J. Sed. Petrol.* 38: 510–515.

Sweet, M. L. (1999). Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology*, 46: 171-187.

Veiga, G.D., Spalletti L.A. & Flint, S. (2002). Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge; the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Agentina. *Sedimentology* 49: 1001-1020.

Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts.*In*: Walker, R. G. & James, N. P. (Ed.). *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada: 409.

Walther, K. (1919). Líneas fundamentals de laestructura geológica de la República O. del Uruguay. *Inst. Geol. Perf. Urug*., Montevideo, Bol 13: 186.

Wenthworth, C. (1922). A scale of grade and class term for clastic sediment. *Journal of Geology*, 30: 377-392.

Wilson, I.G. (1971). Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *Geogr. Jr.,* 137: 180-189.

Wizevich, M.C. (1991). Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *In:* Miall, A.D. and Tyler, N. (Ed.). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, SEPM Geology: 22-24.