

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas Câmpus de Rio Claro

PATRICIA COLOMBO MESCOLOTTI

SISTEMAS EÓLICOS DA FORMAÇÃO TRÊS BARRAS, CRETÁCEO
DA BACIA SANFRANCISCANA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Rio Claro - SP

2017

551.303 Mescolotti, Patricia Colombo
M578s Sistemas eólicos da Formação Três Barras, Cretáceo da
 Bacia Sanfranciscana / Patricia Colombo Mescolotti. - Rio
 Claro, 2017
 73 f. : il., figs., tabs., fots., mapas

 Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista,
 Instituto de Geociências e Ciências Exatas
 Orientador: Mario Luis Assine

 1.Sedimentação e depósitos. 2. Grupo Areado. 3.
 Paleogeografia. 4. Paleoclimatologia. 5. Paleodeserto. I.
 Título.

PATRICIA COLOMBO MESCOLOTTI

SISTEMAS ÓLICOS DA FORMAÇÃO TRÊS BARRAS, CRETÁCEO DA BACIA SANFRANCISCANA

Dissertação de Mestrado
apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas do
Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista “Júlio
de Mesquita Filho”, como parte dos
requisitos para obtenção do título de
Mestre em Geociências e Meio
Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Mario Luis Assine

Prof. Dr. Roberto Salvador Francisco D’Avila

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Rio Claro, SP, 07 de abril de 2017

Aos meus pais, meus exemplos.
E ao meu irmão, meu primeiro amigo.

“O Universo, como já foi dito anteriormente, é um lugar desconcertantemente grande, um fato que, para continuar levando uma vida tranquila, a maioria das pessoas tende a ignorar.”

Douglas Adams – Guia dos mochileiros das galáxias

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de mestrado. Aos projetos “Análise Estratigráfica do Andar Alagoas nas Bacias do Araripe, Tucano/Jatobá, Paranaíba e Sanfranciscana” convênio PETROBRÁS/UNESP/FUNDUNESP (0050.0023165.06.4 SAP nº 46.00321584 – CCP nº 1850/10) e “Relações entre Tectônica e Sedimentação em Bacias do Interior do Nordeste do Brasil” convênio PETROBRÁS/UNESP/FUNDUNESP (sigitec processo 2014 – 00519-9), pelo suporte financeiro aos trabalhos de campo.

Ao Prof. Dr. Mario Luis Assine pela orientação e amizade, e por me apoiar na tentativa de compreender a complexa Bacia Sanfranciscana. Pelas ótimas idéias e críticas, que ajudaram tanto no desenvolvimento deste trabalho como no meu crescimento pessoal.

Ao Prof. Dr. Lucas Veríssimo Warren pelas sugestões no texto e pela participação nas campanhas de campo, com boas histórias e ótima gastronomia de campo. Ao Prof. Dr. Francisco Ladeira pela parceria em campo e por me introduzir nos “assuntos obscuros” da paleopedologia.

Aos meus pais, Eduardo e Denise Mescolotti, por serem minhas bases, meus exemplos de pessoa e por sempre serem o meu lar. Ao meu irmão, que sempre se faz presente em minha vida. Aos demais membros da minha família, que me apoiam e incentivam.

Ao geólogo e amigo Filipe Giovanini Varejão pela companhia nas viagens, de campo ou não, pelas discussões e pelas idéias, quase nunca pedidas, mas quase sempre úteis. A todos os integrantes do Laboratório de Estudos do Quaternário (LEQ) por tornarem meus dias mais divertidos e sempre acompanhados de muito café, e em especial à geóloga Michele Andriolli Custódio e ao Dr. Eder Renato Merino, pela companhia e histórias do dia a dia.

Aos integrantes e amigos do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, especialmente aos geólogos Luana Fernandes, Milena Rosa, Lucas Inglês, Juliana Okubo e à engenheira ambiental Fernanda Menin, pela amizade dentro e fora da UNESP, pelas conversas, festas, cafés e discussões sobre absolutamente todos os assuntos.

Ao UNESPetro pela preparação das lâminas petrográficas e pelo espaço e equipamentos cedidos para a descrição das mesmas.

Aos amigos que me acompanharam ao longo desta jornada, especialmente à geóloga Marry Delatorre e às futuras físicas Laura Pozo e Luíza Gualter, pela amizade.

Enfim, a todos que contribuíram de forma direta ou indireta para a realização deste trabalho.

RESUMO

Campos de dunas podem constituir importantes vestígios de variações paleoclimáticas no registro geológico. Aspectos paleogeográficos, paleoclimáticos e características de circulação atmosférica dos paleodesertos do Cretáceo no Brasil, ainda pouco estudados, apresentam grande potencial no entendimento da evolução de Gondwana. A Formação Três Barras é a unidade superior do Grupo Areado, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana, e é constituída predominantemente por sedimentos eólicos depositados no oeste de Gondwana. A análise sedimentológica e estratigráfica revelou a presença de importante superfície de deflação regional limitando dois sistemas eólicos de características faciológicas, diagenéticas e paleoambientais distintas. O sistema inferior é interpretado como depositado em sistema eólico úmido, com campos de dunas, interdunas úmidas e alagadas, lençóis de areia e, ocasionalmente, rios efêmeros. As fácies deste sistema apresentam comumente cimentação em grau variável e a elas estão associados perfis de paleossolos. Pegadas de saurópodes são descritas pela primeira vez em depósitos da Bacia Sanfranciscana. O sistema eólico superior ultrapassou os limites iniciais da bacia e é interpretado como registro sedimentar de sistemas eólicos secos, com predomínio de dunas eólicas e, localmente, interdunas secas. No topo deste sistema existem fácies com deformações sinsedimentares, delimitada por camadas não deformadas, e com ocorrência de *lapilis* e bombas vulcânicas do Grupo Mata da Corda. Os dados de paleocorrentes obtidos para os dois sistemas apresentam padrão unimodal e indicam paleoventos para S-SW. O sistema eólico úmido ocorre interdigitado com os sedimentos de *playa lake* da Formação Quiricó, atestando idades barremiana/aptiana (125 Ma) para o sistema inferior. A ocorrência de bombas no sistema eólico seco sugere idade de sedimentação próxima àquela atribuída às vulcânicas (80 Ma). O contraste nas idades de sedimentação dos sistemas inferior e superior sugere que a superfície de deflação, que limita os dois sistemas, representa uma importante lacuna temporal. As mudanças de umidade nos sistemas eólicos coincidem com os dados regionais continentais de umidade e temperatura para o período, possivelmente refletindo eventos climáticos globais. Os paleoventos dos sistemas eólicos ajustam-se satisfatoriamente aos modelos de paleocirculação globais propostos para o período. Uma célula de alta pressão sobre o protoceano Atlântico parece ter controlado tanto a paleocirculação dos ventos como também influenciado nos índices de umidade da porção oeste de Gondwana durante o Cretáceo, favorecendo precipitação nos oceanos e levando à desertificação dentro dos continentes. A posição estratigráfica do sistema superior, contemporâneo às vulcânicas, assim como suas características faciológicas, diagenéticas e paleoclimáticas corroboram a interpretação deste sistema ser correlato ao Grupo Urucuia.

Palavras-chave: Grupo Areado, paleoageografia, paleoclimatologia, paleodeserto.

ABSTRACT

Aeolian dune fields are humidity-sensitive environments that represent vestiges of important regional palaeoclimatic variations in the geological record. Paleogeographic and atmospheric circulation patterns of palaeodeserts from the Brazilian Cretaceous period are of great potential for understanding the Gondwana evolution during its final rifting stages. The Early Cretaceous Três Barras Formation, Areado Group of the Sanfranciscana Basin, mainly consists of aeolian successions deposited in an ancient palaeodesert developed in the central portion of the western Gondwana. Detailed sedimentological and stratigraphic analysis revealed the presence of an important regional deflation surface limiting two aeolian systems with different faciological, diagenetic and paleoenvironmental signatures. The lower system is interpreted a wet aeolian system with sand dunes, wet and damp interdunes, sand sheets and rare, ephemeral rivers. The facies of this system commonly present cementation in variable degree and to them they are associated paleossolos profiles. Footprints of sauropods are described for the first time in deposits of the Sanfranciscana Basin. The upper aeolian system exceeds the basin's limits and is interpreted as a dry aeolian system, with predominance of dune deposits and dry interdunes. At the top of this system there are facies with sinsedimentary deformations, delimited by non-deformed layers, and with occurrence of lapilis and volcanic bombs of the Mata da Corda Group. Paleocurrent data obtained for these two aeolian systems shows a consistent unimodal pattern and indicates paleowinds towards S-SW. The wet aeolian system is interdigitated with fine-grained sediments from the playa lake of the Quiricó Formation, attesting Barremian/Aptian age (125 Ma) for the lower succession. On the other hand, the association of volcanic bombs with the dry aeolian system suggests a sedimentation age close to that assigned to the effusive alkaline rocks from the Mata da Corda Group (80 Ma). The contrasting sedimentation ages between lower and upper systems suggests that the deflation surface between these units represents a significant temporal gap. Humidity changes in the aeolian systems are consistent with data of paleohumidity and paleotemperature for this period, which reflect a global climatic event. Paleowinds of the aeolian systems are coherent with global paleocirculation models for the Cretaceous. In this period, a high-pressure cell over the Atlantic proto-ocean controlled the paleocirculation, favoring the precipitation in the ocean area and leading to desertification in the inner portion of the western Gondwana. The stratigraphic positioning of the upper system, contemporary to the volcanic, and the faciological, diagenetic and paleoclimatic characteristics corroborate the interpretation of the upper aeolian system be correleated to the Urucuia Group.

Keywords: Areado Group, paleoageography, paleoclimatology, paleodeserts.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	iv
ABSTRACT	v
ÍNDICE.....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	4
3 MÉTODOS E MEIOS	5
4 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA	7
4.1 Grupo Areado	7
4.2 Grupo Mata da Corda	11
4.3 Grupo Urucuia	12
4.4 Cronoestratigrafia	13
4.5 Evolução tectônica.....	14
5 SISTEMAS EÓLICOS DA FORMAÇÃO TRÊS BARRAS	16
5.1 Sistema eólico inferior	21
5.1.1 Associação de fácies.....	21
5.1.2 Traços fósseis	31
5.1.3 Petrografia e diagênese.....	37
5.1.4 Interpretação paleoambiental	40
5.2 Paleossolos e origem da discordância.....	41
5.3 Sistema eólico superior.....	44
5.3.1 Associação de fácies.....	47
5.3.2 Petrografia e diagênese.....	49
5.3.3 Deformações sinsedimentares e associação com rochas magmáticas.....	50
5.3.4 Interpretação paleoambiental	56
6 CORRELAÇÕES E IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS.....	57
7 CONCLUSÃO.....	65
REFERÊNCIAS.....	67

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1. Localização da área estudada.....	3
Fig. 2. Carta estratigráfica da Bacia Sanfranciscana	10
Fig. 3. Seção colunar litoestratigráfica esquemática da Bacia Sanfranciscana	11
Fig. 4. Correlação das seções colunares levantadas na Sub-Bacia Abaeté.....	19
Fig. 5. Superfície erosiva.....	20
Fig. 6. Mapa com rosetas de paleoventos do sistema eólico inferior	23
Fig. 7. Bloco diagrama esquemático do sistema eólico inferior.....	23
Fig. 8. Fácies do sistema eólico inferior.....	24
Fig. 9. Fácies do sistema eólico inferior.....	26
Fig. 10. Associações de fácies do sistema eólico inferior.....	27
Fig. 11. Fácies de lençol de areia.....	28
Fig. 12. Associações de fácies do sistema eólico inferior	29
Fig. 13. Paleossolos do sistema inferior.	30
Fig. 14. Traços fósseis da iconofácies Scoyenia.	32
Fig. 15. A: Formação de undertracks	33
Fig. 16. Escavação de uma das pegadas	33
Fig. 17. Morfologia das pegadas fósseis.....	35
Fig. 18. Registro fóssil do Grupo Areado.....	36
Fig. 19. Comparação entre pegada fóssil descrita neste trabalho com pegadas de saurópodes..	37
Fig. 20. Paleodireção da locomoção dos dinossauros	37
Fig. 21. Fotomicrografia dos arenitos do sistema eólico inferior.....	39
Fig. 22. Processos de evolução dos paleossolos cumulic, superimposto e discreto.....	42
Fig. 23. Evolução dos paleossolos poligenéticos	43
Fig. 24. Arenitos do sistema eólico superior.	45
Fig. 25. Mapa com rosetas de paleoventos do sistema eólico superior.	46
Fig. 26. Bloco diagrama esquemático so sistema eólico superior	47
Fig. 27. Sistema eólico superior..	48
Fig. 28. Fotomicrografia dos arenitos do sistema eólico superior.....	49
Fig. 29. Arenitos deformados	51
Fig. 30. Deformações nos arenitos do sistema eólico superior.	52
Fig. 31. Deformações nos arenitos do sistema eólico superior.	53
Fig. 32. Associação do sistema eólico superior e as rochas vulcânicas	55

Fig. 33. Comparação e interpretação da deposição das rochas pertencentes aos sistemas eólicos aqui descritos com as curvas de umidade e de temperatura	59
Fig. 34. Localização dos afloramentos visitados e da seção-colunar levantada do Grupo Urucuia	60
Fig. 35. Arenitos da Fm. Posse, unidade inferior do Grupo Urucuia	61
Fig. 36. Comparação entre as seções do sistema eólico superior e do Grupo Urucuia.	62
Fig. 37. Comparação entre as paleocorrentes e modelos de paleocirculação.....	64

1 INTRODUÇÃO

Depósitos de origem eólica foram expressivos no interior do continente sul-americano durante o Cretáceo. Com a implantação de condições de aridez que imperavam desde o Triássico (Sgarbi e Dardenne, 1997), associadas a soerguimento de altos estruturais durante a abertura do Oceano Atlântico Sul, o surgimento de grandes paleodesertos cretáceos foi favorecido. Como exemplos brasileiros temos os sistemas eólicos dos grupos Botucatu (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) na Bacia do Paraná, dos grupos Areado (Eocretáceo) e Urucuia (Neocretáceo), da Bacia Sanfranciscana e do Grupo Parecis (Eocretáceo), da Bacia de Parecis (Batezelli & Ladeira, 2016). Neste período sistemas desérticos também se desenvolveram na África sob condições semelhantes, como a Formação Etjo (Neojurássico-Eocretáceo; Bigarella, 1973; Mountney *et al.*, 1999).

O estudo destes paleodesertos pode trazer importantes informações, acerca da paleogeografia e dos padrões de circulação atmosférica, que podem contribuir para o melhor entendimento da evolução do Gondwana durante sua ruptura. Domínios fisiográficos com predomínio de transporte e sedimentação pelo vento são ambientes sensíveis a mudanças de umidade regional, normalmente registrando variações de climas secos e úmidos (Sun & Muhs, 2007). Estes sistemas eólicos podem ser classificados em seco, úmido ou estabilizado, a depender da relação do nível freático com a superfície deposicional (Kocurek & Havholm, 1993). Estudos sedimentológicos e estratigráficos em paleodesertos podem também, dessa forma, trazer importantes informações sobre variações paleoclimáticas.

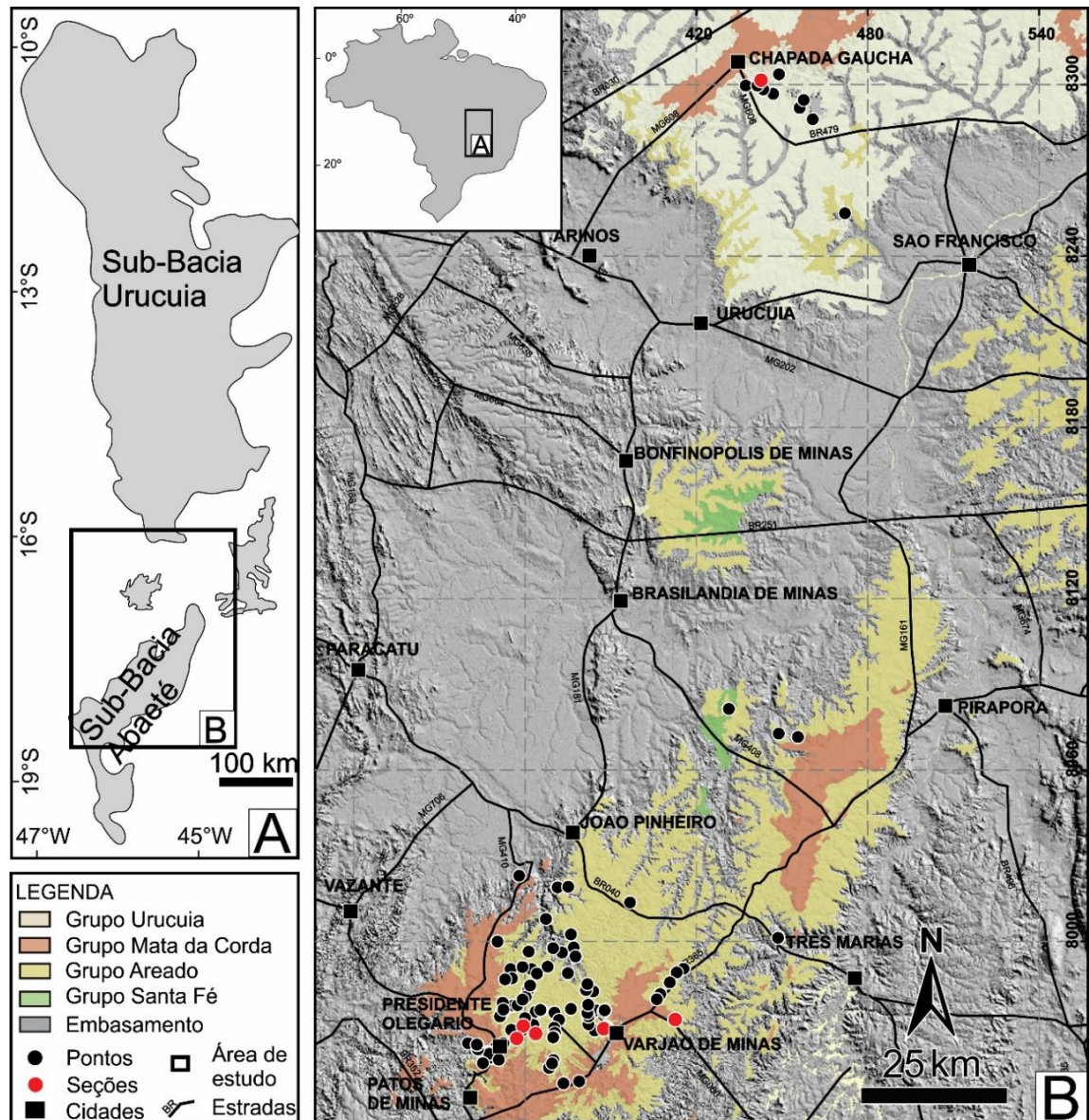
A Bacia Sanfranciscana é dividida nas sub-bacias Abaeté (sul) e Urucuia (centro-norte), e é composta, da base para o topo, pelos grupos Santa Fé (Permo-Carbonífero), Areado (Eocretáceo), Mata da Corda (Neocretáceo) e Urucuia (Neocretáceo) (Campos & Dardenne, 1997). O Grupo Areado é constituído pelas formações Abaeté, Quiricó e Três Barras, da base para o topo, e aflora na Sub-Bacia Abaeté (Campos & Dardenne, 1997).

A Formação Três Barras, unidade superior do Grupo Areado, é formado predominantemente por depósitos eólicos cretáceos (Campos & Dardenne, 1997). Sua idade de deposição é controversa em decorrência da ausência de fósseis e pela falta de datações absolutas, tornando assim os critérios estratigráficos essenciais na tentativa de posicionar cronoestratigraficamente a unidade. A idade mínima de deposição é dada por estudos bioestratigráficos na Formação Quiricó, sotoposta à Formação Três Barras, que apontam deposição barremiana a aptiana para aquela unidade (Carmo *et al.*, 2004; Arai *et al.*, 1995; Lima, 1979).

Os estudos desenvolvidos nesta pesquisa tiveram como foco a Sub-Bacia Abaeté, com área de aproximadamente 10.600 km², e localiza-se nos arredores dos municípios de Presidente Olegário, Varjão de Minas e João Pinheiro – Minas Gerais (Fig. 1). Abrange as cartas topográficas de Presidente Olegário (Folha SE.23-Y-B-I), Serra das Almas (Folha SE.23-Y-B-II), Carmo do Paranaíba (Folha SE.23-Y-B-IV), Rio do Sono (Folha SE.23-V-D-V) e Canabrava (Folha SE.23-V-D-II). Os principais acessos à área se dão pelas rodovias BR 352, BR 365, BR 354, BR 040, MG 410 e MG 408. Contudo, o acesso a grande parte dos pontos estudados se dá por estradas vicinais em terra. Nesta região afloram unidades predominantemente arenosas, incluindo rochas da Formação Três Barras, com exposições localizadas de vulcânicas alcalinas. Estas rochas conformam relevo de chapadas, cujas escarpas oferecem excelentes exposições dos depósitos cretáceos da Bacia Sanfranciscana.

Também foram realizados estudos nas proximidades da cidade de Chapada Gaúcha, extremo norte de Minas Gerais (Fig. 1). A área abrange as cartas topográficas de São Joaquim (Folha SD.23-Y-D-III) e Córrego Invernada (Folha SD.23-Y-D-II) e o principal acesso a esta área é pela rodovia BR 479, que liga as cidades de Januária e Chapada Gaúcha.

As características da Formação Três Barras, como boas exposições, variabilidade de fácies e espessura considerável, a torna uma unidade de interesse a fim de compreender esta extensa sedimentação eólica cretácea no Gondwana. Esta fase da evolução das bacias intracontinentais brasileiras é ainda pouco compreendida, tanto do ponto de vista paleogeográfico quanto das características paleoclimáticas e de circulação atmosférica. A caracterização dos sistemas eólicos da Formação Três Barras e de suas superfícies limitantes é inédita e certamente contribuirá para reconstituições paleogeográficas e paleoclimáticas do Cretáceo continental do Brasil.



2 OBJETIVOS

Esse trabalho tem por escopo identificar, distinguir e caracterizar os sistemas eólicos da Formação Três Barras, unidade superior do Grupo Areado da Bacia Sanfranciscana, buscando contribuir para a reconstituição paleogeográfica e paleoclimática da bacia no Cretáceo. Para isso, objetiva-se identificar os sistemas deposicionais da unidade, entender seu empilhamento vertical, reconhecer discontinuidades e horizontes de correlação, interpretar seus ambientes deposicionais e definir elementos paleogeográficos. Também espera-se integrar os dados dos sistemas eólicos da Formação Três Barras obtidos neste trabalho com as reconstituições paleogeográficas, paleoclimáticas e de paleocirculação atmosférica regional.

3 MÉTODOS E MEIOS

As fácies sedimentares foram descritas em afloramentos pela área (Fig. 1) e adotando-se modelos de descrição e interpretação de fácies usuais em análise sedimentar. A análise de fácies sedimentares é de grande relevância para estudos sedimentológicos, visto que permite identificar os processos sedimentares atuantes que as geraram. Com a descrição das fácies sedimentares e do seu empilhamento, foram reconhecidas as associações de fácies geneticamente relacionadas. A análise das associações de fácies permitiu obter informações como paleoambientes e sistemas deposicionais atuantes na bacia.

As seções colunares foram levantadas a fim de compreender a sucessão vertical de fácies e entender melhor a relação de contato entre as unidades estratigráficas, bem como suas variações de espessuras ao longo da Sub-Bacia Abaeté. As seções estratigráficas verticais foram levantadas pelo método de visadas, com o auxílio de bússola tipo Brunton. Em todas as seções foram descritas as fácies sedimentares e, quando possível, medidas as paleocorrentes. Nas seções colunares atentou-se para superfícies de contatos que pudessem indicar hiatos deposicionais, com atenção especial para o reconhecimento e rastreamento lateral de paleossolos. Os paleossolos, quando contínuos lateralmente, podem ser considerados marcadores estratigráficos e ajudar a balizar a correlação estratigráfica das seções colunares (Forman *et al.*, 2014).

Quinze lâminas delgadas de arenitos foram confeccionadas a fim de melhor caracterizar este litotipo. A descrição objetivou principalmente o reconhecimento das feições diagenéticas nos arenitos e, secundariamente, outros parâmetros como maturidade textural e composicional, porosidade, entre outros. As amostras de mão foram impregnadas com resina *epoxy* azul para melhor visualização da porosidade e dos contatos intergranulares. As lâminas foram descritas em microscópio Zeiss Axio Imager A.2 de luz transmitida no Laboratório de Petrografia Sedimentar (LPS) no Centro de Pesquisas Aplicadas ao Petróleo (Unespetro),

Medidas de paleocorrentes foram feitas visando obter informações de paleofluxo e paleogeografia da bacia. Buscou-se obter mínimo de 20 medidas em cada estação, número de medidas com significação estatística (Selley, 1982). As medidas foram feitas nos *foresets* de arenitos com estratificação cruzada acanalada. Estações próximas, em um raio de 5 Km, e com resultados semelhantes foram agrupadas devido à escala do trabalho.

Dados de paleocorrentes foram obtidos em 34 estações, totalizando 632 medidas. Os dados foram discriminados de acordo com as estruturas sedimentares, processos sedimentares geradores e pela posição estratigráfica. Devido à escala regional deste trabalho, os dados de

paleocorrentes foram agrupados pelas posições geográficas e estratigráfica. Estes dados foram tratados e interpretados, e distribuídos em classes de 30°, sendo apresentados na forma de histogramas circulares de isofrequência (rosetas). Com os azimutes medidos (α) e o número de medidas realizadas (n) foram calculados para cada estação parâmetros estatísticos, como vetor médio (x) e o fator de consistência (f), através das equações:

$$x = \arctg \left(\frac{\sum \text{sen} \alpha}{\sum \text{cos} \alpha} \right)$$

$$f = \sqrt{(\sum \text{sen} \alpha)^2 + (\sum \text{cos} \alpha)^2} / n$$

4 CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA

A Bacia Sanfranciscana apresenta morfologia alongada, com aproximadamente 1.100 km de extensão e 200 km de largura (Sgarbi *et al.*, 2001) e 420 m de espessura (Campos e Dardenne, 1997). A bacia ocupa território dos estados de Minas Gerais, Bahia, Tocantins e Goiás. A Bacia Sanfranciscana é separada da Bacia do Paraná pelo Alto do Paranaíba, e a norte o Alto do São Francisco a separa da Bacia do Parnaíba (Campos e Dardenne, 1997). As faixas Brasília e Araçuaí/Espinhaço Setentrional limitam, respectivamente, as bordas ocidental e oriental da Bacia Sanfranciscana (Campos e Dardenne, 1997).

A Bacia Sanfranciscana é de idade fanerozoica e suas rochas assentam-se em discordância sobre rochas mesoproterozoicas do Grupo Natividade e sobre rochas neoproterozoicas do Grupo Bambuí, e em discordância erosiva sobre rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Sgarbi, 2011). A Bacia Sanfranciscana compreende quatro unidades: 1) Grupo Santa Fé (do Permo-Carbonífero); 2) Grupo Areado (do Eocretáceo); 3) Grupo Mata da Corda (do Neocretáceo); 4) Grupo Urucuia (do Neocretáceo) (Fig. 2 e Fig. 3).

A Bacia Sanfranciscana é subdividida em duas sub-bacias delimitadas por um alto estrutural (Alto de Paracatu; Campos e Dardenne, 1997). A Sub-Bacia Abaeté, localizada a sul, compreende principalmente os litotipos dos grupos Santa Fé, Areado e Mata da Corda; e a Sub-Bacia Urucuia, localizada na porção centro norte e abrange quase que somente as rochas do Grupo Urucuia (Campos e Dardenne, 1997).

4.1 Grupo Areado

Oliveira (1881 apud Sgarbi, 2011) e Lisboa (1906 apud Sgarbi, 2011) foram os pioneiros nos estudos sobre a sedimentação do Grupo Areado, sendo o termo Areado designado primeiramente por Rimann (1917 apud Sgarbi, 2011). Coube a Barbosa (1965) a subdivisão da então Formação Areado em três membros: Abaeté, Quiricó e Três Barras. Esta unidade foi elevada à categoria de grupo por Costa e Grossi Sad (1968). Foi também tratada como grupo por Kattah (1991) e como formação por Lima (1979), Seer (1989), Sgarbi (1989) e Castro (1996). Contudo, desde os trabalhos de Campos e Dardenne (1997) há praticamente consenso em considerar como Grupo Areado. A sedimentação deste grupo deu-se em clima árido a semiárido, sendo uma de suas características a grande variação lateral de fácies decorrentes dos diversos processos atuantes (Campos e Dardenne, 1997; Sgarbi, 2011).

O Grupo Areado comporta, da base para o topo, as formações Abaeté, Quiricó e Três Barras (Fig. 3). Apesar da maioria dos autores considerar que as unidades do Grupo Areado

ocorrem lateralmente, se interdigitando, alguns autores aventaram possíveis discordâncias dentro do grupo. [Kattah \(1991\)](#) propôs três intervalos cronoestratigráficos (A, B e C) para o Grupo Areado, delimitados por duas superfícies de descontinuidade (D2 e D3). [Fragoso \(2011\)](#) interpretou uma discordância não erosiva dentro da Formação Três Barras, delimitando uma sequência inferior com associações de fácies de sistemas fluvio-deltaico, lacustre, fluvial e eólico e uma sequência superior eólica.

A Formação Abaeté apresenta-se distribuída principalmente na porção centro-sul da bacia, na Sub-Bacia Abaeté, sendo descontínua para norte. [Campos e Dardenne \(1997\)](#) consideram esta formação o melhor guia estratigráfico da Bacia Sanfranciscana. A sua espessura é normalmente inferior a 1 m, contudo na região de Canabrava, Município de João Pinheiro-MG, as espessuras podem ser superiores a 30 m. [Campos e Dardenne \(1995\)](#) atribuem esta variação de espessura ao fato de nesta região as rochas da Fm. Abaeté estarem sobrepostas ao Grupo Santa Fé, preenchendo paleorrelevo glaciais. A Formação Abaeté é constituída por conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos e lamitos sendo que a composição dos conglomerados varia do sul para as demais regiões da bacia ([Campos e Dardenne, 1995](#)). [Sgarbi et al. \(2001\)](#) dividiram a Formação Abaeté em dois membros: Carmo e Canabrava.

Segundo [Sgarbi \(2011\)](#), o Membro Carmo ocorre na região de Carmo do Paranaíba (MG) e é constituído por conglomerados matriz-sustentado e arenitos líticos. [Sgarbi \(2011\)](#) interpreta esta unidade como depósitos do tipo *wadi*. O Membro Canabrava é descrito na porção norte da Sub-Bacia Abaeté, com área tipo na região homônima, e é composto por conglomerados clasto-sustentados, e secundariamente por arenitos conglomeráticos, arenitos, siltitos e argilitos. [Campos e Dardenne \(1997\)](#) interpretaram este membro como originado em sistema fluvial entrelaçado.

[Sgarbi \(2011\)](#) considerou a Formação Quiricó de sedimentação predominantemente lacustre e com ampla ocorrência geográfica na Sub-Bacia Abaeté, com morfologia alongada de sul para norte e com depocentros isolados, interpretando como lagos sazonais. A Formação Quiricó apresenta até 80 m de espessuras e é composta por pelitos, com intercalações de arenitos, o que é mais comum para o topo da formação ([Campos e Dardenne, 1997](#)). Localmente ocorrem calcários micríticos cinza esverdeados, maciços, em bancos intercalados nos pelitos ([Sgarbi, 1989](#)). [Sgarbi \(1989, 2011\)](#) interpreta que este lago foi assoreado no Eocretáceo por deltas do tipo Gilbert e pela progradação de dunas eólicas. A Formação Quiricó é relevante por conter quase que todo o conteúdo paleontológico descrito na Bacia Sanfranciscana, sendo

descritos peixes, troncos, pólen, ostracodes, conchostráceos, radiolários, bivalves, espículas de esponja e ossos de saurópodes.

A Formação Três Barras é a unidade com maior variação lateral de fácies, com sistemas fluviais, flúvio-deltaicos e eólicos segundo [Sgarbi \(2011\)](#). Também é a formação com maior espessura e de mais ampla ocorrência ([Campos e Dardenne, 1997](#); [Sgarbi, 2011](#)). Esta formação pode alcançar espessuras máximas de 150 m, na Sub-Bacia Abaeté, e é constituída essencialmente por arenito médio a fino, podendo apresentar cimento de carbonato e sílica. [Sgarbi \(2011\)](#) subdividiu a unidade em dois membros, Olegário (eólico) e Quintinos (flúvio-deltaico) e descreveu deformações atectônicas nos arenitos desta formação. Também foram descritos sismitos nesta unidade, representados por deformações dúcteis e rúpteis nos arenitos e teriam sido geradas por abalos sísmicos em decorrência de atividade tectônica transtrativa ([Kattah, 1992](#)). Bombas vulcânicas do magmatismo Mata da Corda foram descritas dentro de arenitos pertencentes à Formação Três Barras ([Mendonça, 2003](#); [Fragoso et al., 2011](#)). Pegadas de dinossauros são o único registro fóssil nesta unidade ([Carvalho e Kattah, 1998](#)).

Outra questão relevante, e ainda polêmica para a bioestratigrafia e paleoecologia do Grupo Areado, são os radiolários descritos pioneiramente por [Kattah \(1991\)](#). A autora descreveu lentes delgadas de silexites com presença de radiolários, estando estas lentes associadas a rochas arenosas de origem fluvial ou eólica ([Castro, 1996](#)). Contudo, tanto os radiolários, como a biota descrita posteriormente (foraminíferos, bivalves e espículas de esponjas) em outros estudos ([Pessagno e Dias-Brito, 1996](#); [Dias-Brito et al., 1999](#)) indicam paleoambiente deposicional marinho nerítico profundo. Estas porções com radiolários correspondem a uma contradição dos dados paleontológicos e o ambiente deposicional interpretado pelas fácies sedimentares onde eles ocorrem. Apesar de diversos autores terem tentado explicar estes radiolários, com ingressões marinhas do Atlântico Norte ([Kattah, 1991](#)) ou do Oceano Pacífico ([Pessagno e Dias-Brito, 1996](#); [Dias-Brito et al., 1999](#)), ou até por transporte de água marinha por tornados ([Sgarbi, 2011](#)), ainda não foi proposta nenhuma explicação que seja consensual para explicar o paradoxo destas lentes de silexito com radiolários em meio a depósitos eólicos.

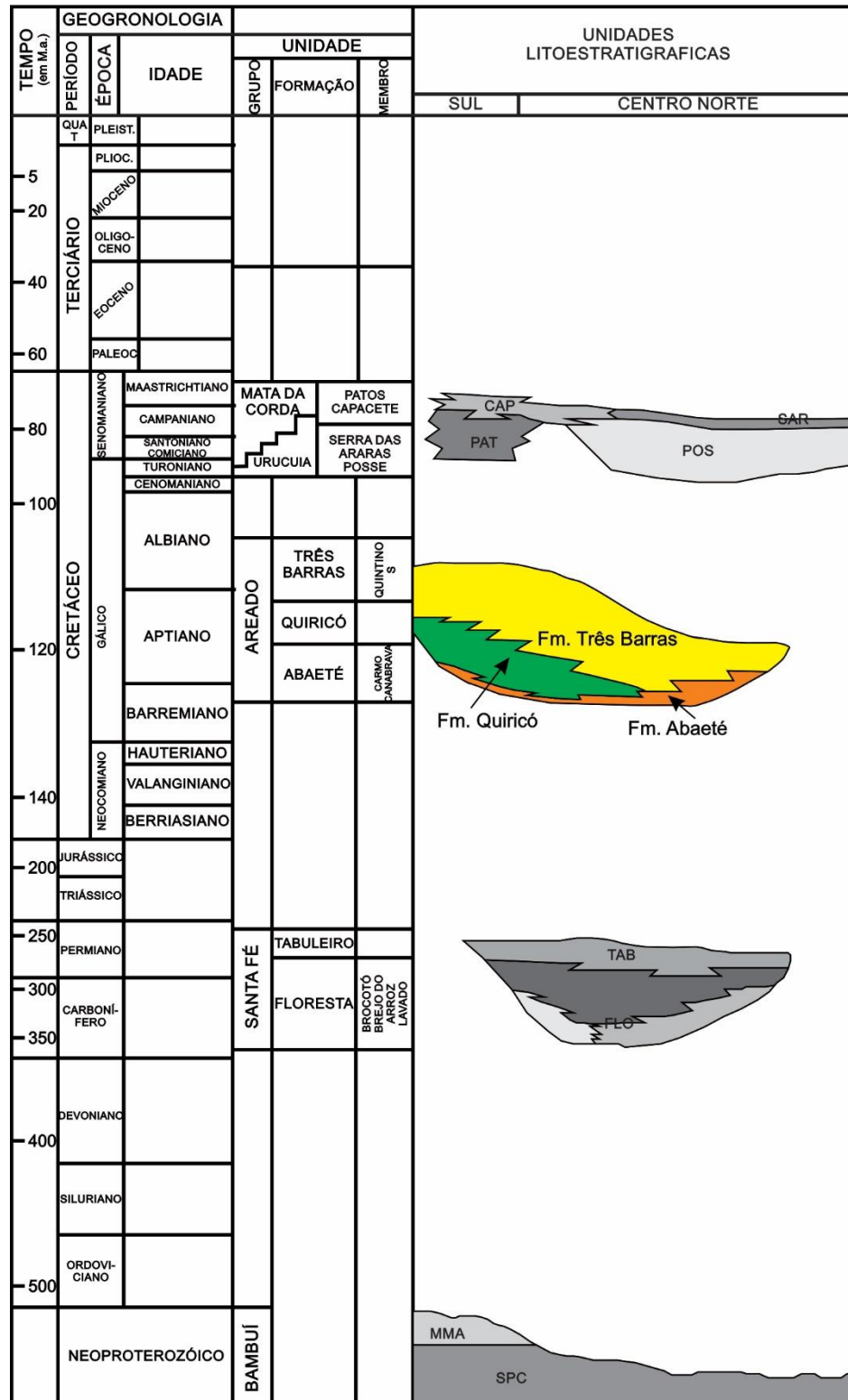


Fig. 2. Carta estratigráfica da Bacia Sanfranciscana, com destaque para o Grupo Areado (SPC - sequência pelito-carbonática; MMA - metassiltitos, metadiamicritos, arcósios; FLO - Fm. Floresta; TAB - Fm. Tabuleiro; PA - Fm. Patos; CAP - Fm. Capacete; POS e SAR - Fms. Posse e Serra das Araras). Modificado de Campos & Dardenne (1997).

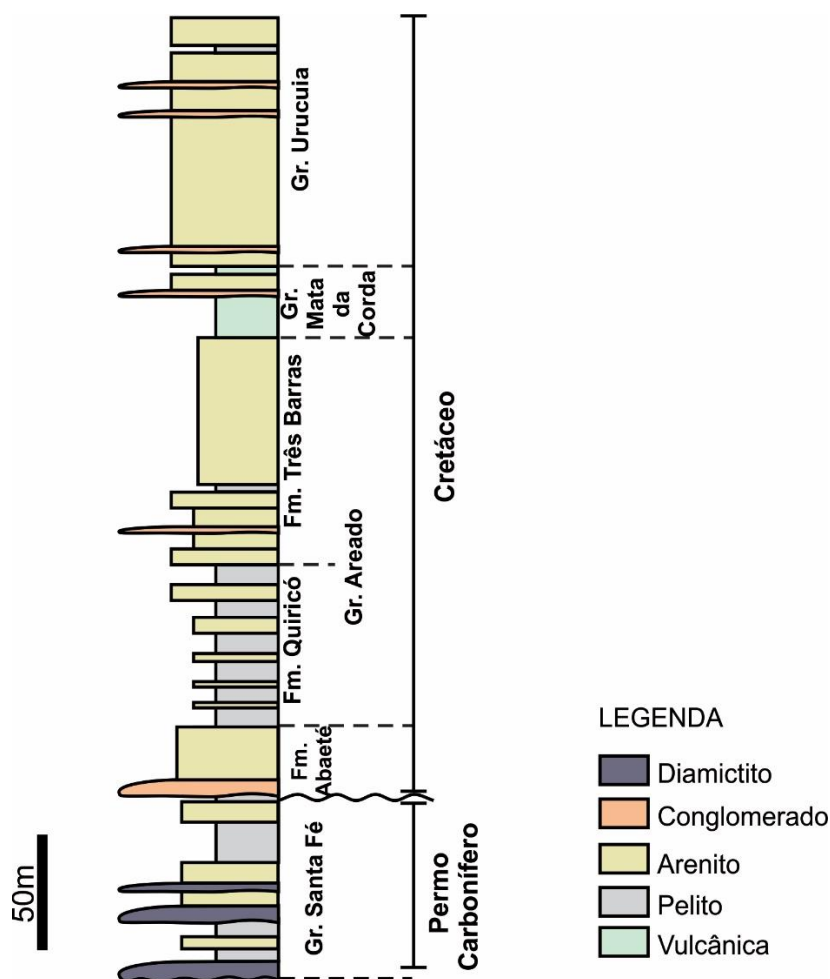


Fig. 3. Seção colunar litoestratigráfica esquemática da Bacia Sanfranciscana (baseado em [Campos e Dardenne, 1997](#)).

4.2 Grupo Mata da Corda

Esta unidade é composta por litotipos vulcânicos alcalinos efusivos e predominantemente piroclástico, por rochas plutônicas alcalinas e rochas sedimentares epiclásticas ([Campos e Dardenne, 1997](#)). Seus primeiros estudos foram incentivados pela possibilidade de ser a unidade fonte dos diamantes encontrado nos aluviões recentes da Bacia Sanfranciscana ([Sgarbi, 2011](#)). O Grupo Mata da Corda é dividido nas formações Patos (inferior) e Capacete (superior) ([Campos e Dardenne, 1997](#)).

A Formação Patos compreende as rochas alcalinas máficas e ultramáficas efusivas e piroclásticas, e sua distribuição é restrita a porção sul da Sub-Bacia Abaeté ([Campos e Dardenne, 1997](#)). As rochas vulcânicas são classificadas como de natureza kamafugítica ([Moraes et al., 1987](#); [Sgarbi e Valença, 1991](#)), com intrusões de rochas kimberlíticas, carbonatíticas e lamproíticas ([Leonardos e Meyer, 1991](#)). Texturalmente são descritas lavas maciças, basanitos vesiculare ou amigdoloidais, tufos, brechas vulcânicas, cinzas e bombas

(Campos e Dardenne, 1997). Esta unidade recobre as rochas eocretáceas do Grupo Areado (Sgarbi, 2011).

A Formação Capacete é produto do retrabalhamento das rochas da Formação Patos, e compreende litologias epiclásticas compostas por argilitos, arenitos líticos, *wackes* líticos e conglomerados vulcânicos (Campos e Dardenne, 1997). Segundo Campos e Dardenne (1997) e Sgarbi (2000), os processos sedimentares atuantes na Formação Capacete foram: sistemas de leque aluvial distal, fluvial entrelaçado, com influência eólica. A Formação Capacete ocorre, em alguns casos, sobreposta ao embasamento (Sgarbi, 2011) ou sobre os arenitos do Grupo Urucuia (Campos e Dardenne, 1997), e pode alcançar até 130 m de espessura (Sgarbi *et al.*, 2001).

4.3 Grupo Urucuia

É a unidade de mais ampla ocorrência em área e de maiores espessuras de rochas na Bacia Sanfranciscana, ocorrendo expressivamente na Sub-Bacia Urucuia e como morros isolados na Sub-Bacia Abaeté (Campos e Dardenne, 1997). As espessuras do Grupo Urucuia variam de 25 m a 200 m e a unidade assenta-se diretamente sobre as rochas do Grupo Bambuí, localmente sobre as rochas da Bacia do Parnaíba ou das unidades eocretáceas da Bacia Sanfranciscana (grupos Santa Fé e Areado; Campos e Dardenne, 1997).

O Grupo Urucuia engloba sedimentos de ambiente desértico e interpreta-se que sua sedimentação foi parcialmente síncrona à Formação Capacete, unidade que compreende as rochas epiclásticas do Grupo Mata da Corda (Campos e Dardenne, 1997). Esta relação de contato foi observada na porção centro-sul da bacia, e permitiu considerar a deposição do Grupo Urucuia como neocretácea (Campos e Dardenne, 1997).

O Grupo Urucuia é de grande relevância por compreender o Sistema Aquífero Urucuia (SAU), abrangendo associação de aquíferos que se estendem do sul do Piauí até o noroeste de Minas Gerais, com área efetiva de 76.000 km² (Gaspar e Campos, 2007). Além de ser o principal manancial subterrâneo da Bahia, o Sistema Aquífero Urucuia também é um importante regulador das vazões do rio São Francisco e alimentador dos tributários do rio Tocantins (Gaspar e Campos, 2007).

Apesar de sua importância econômica, de sua grande extensão em área e de espessuras significativas, não há muitos estudos sedimentológicos e estratigráficos no Grupo Urucuia. Vale destaque os trabalhos de Campos e Dardenne (1997) e Spigolon e Alvarenga (2002). O Grupo

Urucuia é subdividido, da base para o topo, nas formações Posse e Serra das Araras ([Campos e Dardenne, 1997](#)).

A Formação Posse é constituída prioritariamente por arenitos maduros e bem selecionados, resultantes da sedimentação em sistema eólico de campo de dunas e região de interdunas ([Spigolon e Alvarenga, 2002](#)). A Formação Serra das Araras, de deposição flúvio-eólica, é composta por arenitos, conglomerados e argilitos siltosos, abrangendo quatro elementos arquitetônicos segundo [Spigolon e Alvarenga \(2002\)](#): lençol arenoso seco, lençol arenoso úmido, uedes e planície de inundação. Estas formações são separadas por uma superfície erosiva de âmbito regional (Super-superfície Urucuia) e marca mudanças no padrão de sedimentação e tendência de aumento de umidade para o topo do Grupo Urucuia ([Spigolon e Alvarenga, 2002](#)).

4.4 Cronoestratigrafia

Como não existem datações absolutas para o Grupo Areado, a bioestratigrafia é o principal método para a datação relativa das rochas do grupo, e o conteúdo paleontológico encontra-se em maior quantidade na Formação Quiricó.

Idade barremiana/apitana foi atribuída à Formação Quiricó na maioria dos trabalhos publicados. Vale mencionar os estudos pioneiros de [Scorza e Santos \(1955\)](#), que descreveram fósseis de peixes de água doce da espécie *Dastilbe moraenses nov. esp.*, associados a restos vegetais indeterminados; os trabalhos de ossos, oósporos de carófitas e ostracodes feitos por [Barbosa et al. \(1970\)](#); o trabalho de [Lima \(1979\)](#), que identificou a palinozona (P230) *Transitoripollis crisopolensis*; os estudos palinológicos de [Arai et al. \(1995\)](#) que corroboram a convergência para a palinozona P-230; a descoberta de peixes celacantos do gênero *Mawsonia*, tipicamente de águas doces, por [Carvalho et al. \(1995\)](#); os estudos de ostracodes lacustre por [Mendonça \(2003\)](#) e por [Carmo et al. \(2004\)](#). Entretanto, estudos de conchostráceos ([Cardoso, 1971](#)) e de ostracodes ([Sgarbi, 1989](#)), encontrados na Formação Quiricó, conferiram idades mais antigas do que as consideradas pelos demais autores, respectivamente neojurássica-eocretácea e berriasiana.

A análise dos estudos bioestratigráficos prévios permite observar convergência dos dados que apontam deposição barremiana a apitana para a formação. Considerando que a biozona P-230 é característica do Andar Alagoas inferior ([Tomé, 2011](#)), a presença desta zona palinológica na bacia, descrita por [Lima \(1979\)](#) e confirmada por [Arai et al. \(1995\)](#), reforça o posicionamento da Formação Quiricó no Barremiano/Apitano. Como atualmente considera-se

que as formações do Grupo Areado ocorrem interdigitadas, não tendo nenhuma discordância descrita no grupo ([Campos e Dardenne, 1997](#)), a idade da Formação Quiricó é frequentemente adotada para todo o grupo.

As rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda são as únicas litologias datadas na Bacia Sanfranciscana, e suas relações estratigráficas com as demais unidades balizam as idades atribuídas aos demais grupos (Areado e Urucuia). As idades isotópicas obtidas pelo método U-Pb em kamafugitos (75-81 Ma; [Sgarbi et al., 2004](#)) e as idades K-Ar em micas (83.6 ± 1.4 Ma; [Ulbrich e Gomes, 1981](#); [Gibson et al., 1995](#)) convergem para pico de atividade magmática em torno de 80 Ma. Idades Rb-Sr em flogopita obtidas por [Bizzi et al. \(1994\)](#); 119 ± 28 a 85 ± 13 Ma) sugerem que o evento magmático que deu origem às rochas vulcânicas Mata da Corda foi ativo por 40 Ma.

O Grupo Urucuia, composto quase que somente por arenitos, não apresenta nem datações absolutas nem conteúdo paleontológico que permita sua datação relativa por bioestratigrafia. Mas na porção sul da Bacia Sanfranciscana, [Campos e Dardenne \(1997\)](#) descreveram rochas do Grupo Urucuia interdigitadas com as rochas epiclásticas do Grupo Mata da Corda. Assim sendo, pela relação estratigráfica considera-se a sedimentação do Grupo Urucuia como Cretáceo Superior. Entretanto, este posicionamento cronoestratigráfico não é unânime, pois alguns autores consideram ausência de discordância entre os grupos Areado e Urucuia ([Sgarbi, 2000](#)).

4.5 Evolução tectônica

Durante a deposição dos sedimentos que deram origem ao Grupo Areado dominavam esforços distensionais relacionados à abertura do Atlântico Sul ([Campos e Dardenne, 1997](#)). Neste período (Cretáceo inferior) também ocorreu a reativação de falhas antigas do embasamento, sendo que segundo [Campos e Dardenne \(1997\)](#) estas falhas foram responsáveis pelo soerguimento do Alto Paranaíba e pela subsidência mecânica que deu origem à Sub-Bacia Abaeté. Esta tectônica extensional pode ter levado ao abatimento de um bloco central na Sub-Bacia Abaeté, que se limitava a oeste por falhas normais e a leste pela reativação da Falha de Galena, formando assim um sistema horst-graben ([Fragoso, 2011](#)). As estruturas descritas na Sub-Bacia Abaeté são: falhas normais e fraturas, de direção NW-SE; dobras sindeposicionais ao Grupo Areado; dobras, fraturas e falhas associadas ao magmatismo Mata da Corda; e falhas sinistrais, NE-SW, posteriores aos grupos Areado e Mata da Corda ([Sawasato, 1995](#)). As falhas de Galena e Traçadal, de direção NW-SE, corresponderiam a estruturas neoproterozóicas

reativadas, e seriam falhas mestras que teriam controlado a deposição do Grupo Areado ([Hasui et al., 1975](#); [Hasui e Haralyi, 1991](#); [Sawasato, 1995](#)).

A origem tectônica da Sub-Bacia Urucuia é atribuída à subsidência flexural, do tipo *sag*, decorrente da mudança no regime de esforços, de extensional para compressional na bacia, no limite dos estágios rift-pós-rift ([Chang et al., 1992](#)). [Hasui et al. \(1975\)](#) interpretaram que sincronicamente a estes novos rearranjos das tensões intraplacas, ocorreu novo pulso de soerguimento do Arco do Alto Paranaíba e reativação das descontinuidades pré-cambrianas. [Fragoso \(2011\)](#) interpreta que falhas normais do embasamento reativadas podem ter servido de conduto para a ascensão magmática das rochas pertencentes ao Grupo Mata da Corda no Cretáceo Superior.

5 SISTEMAS EÓLICOS DA FORMAÇÃO TRÊS BARRAS

Oito fácies sedimentares foram identificadas em afloramentos e em seções colunares levantadas em afloramentos da Formação Três Barras. Os dados sobre as fácies, como as descrições e as interpretações dos processos que a geraram, encontram-se compilados na [Tabela 1](#). Também foram levantadas seções colunares nas localidades de Córrego da Areia, Salitre, Chapadão, São José Romão e São Gonçalo do Abaeté ([Fig. 4](#)), buscando compor uma seção estratigráfica E-W na bacia. As seções colunares ilustram o empilhamento vertical das fácies e, devido à sua distribuição na área estudada, permitiram reconhecer o padrão de variação lateral das fácies na bacia.

As seções colunares revelaram empilhamento vertical semelhante, com grande variação de fácies arenosas e pelíticas na base e predomínio de fácies arenosas no topo. A análise do padrão de variação vertical das fácies nestas seções possibilitou distinguir dois sistemas deposicionais com características bastante distintas: (a) sistema eólico inferior e (b) sistema eólico superior. Apesar de as fácies indicarem predomínio de depósitos de origem eólica em ambos sistemas, as associações de fácies e os processos geradores são bastante distintos. Também foram identificadas importantes diferenças na diagênese e na pedogênese destes dois sistemas, sendo que apenas no sistema inferior ocorre cimentação calcítica e presença de paleossolos.

O contato entre os dois sistemas deposicionais eólicos discriminados é bem marcado e pode ser reconhecido nos afloramentos e seções colunares levantadas. Este contato se dá por uma superfície regional que trunca paleossolos existentes no topo do sistema eólico inferior. Esta superfície apresenta geometria plana, natureza erosiva e marca mudança no grau de inclinação das encostas ([Fig. 5](#))

[Kocurek e Havholm \(1993\)](#) elencaram seis critérios para o reconhecimento de super-superfícies eólicas: 1) diferença no estilo da estrutura sedimentar abaixo e acima da superfície; 2) dimensão significativa em área, de centenas de metros a quilômetros; 3) sequências limitadas pela super-superfície com feições pós-deposicionais diferentes, como processos pedogenéticos e existência de paleorraízes; 4) presença de campos de dunas inteiros truncados pela superfície; 5) correlação com superfícies que marquem eventos importantes na bacia, tal como mudanças climáticas bruscas, e 6) ocorrência de superfície plana e horizontal truncando superfícies inclinadas geradas por formas de leito. Todos esses critérios são reconhecidos na superfície regional aqui tratada. Deste modo, considera-se que esta superfície erosiva regional corresponde a uma super-superfície (*sensu* [Kocurek e Havholm 1993](#)), e possivelmente

constitui uma discordância erosiva formada por variações no nível de base da bacia e por mudanças no regime eólico de fundo climático (Talbot, 1985).

Apesar de se tratar de uma superfície plana, e os planos abaixo e acima da super-superfície serem paralelos, a erosão do topo dos paleossolos indicam ser uma superfície de caráter erosivo, configurando assim uma desconformidade (*sensu* Catuneanu, 2006). O caráter plano da desconformidade se deve ao fato de ser uma superfície de deflação eólica, não preservando assim paleorrelevos erosivos irregulares.

O reconhecimento de super-superfícies em sistemas eólicos é de grande relevância porque permitem identificar sequências eólicas, podem ser usadas para correlação com outros sistemas eólicos e dependendo da sua natureza podem trazer informações de eventos geológicos importantes, como mudanças tectônicas, eustáticas e climáticas (Kocurek, 1988).

Algumas superfícies de deflação também foram reconhecidas internamente aos sistemas eólicos, correspondendo a superfícies de 1ª ordem (Kocurek, 1988). Estas superfícies são planas e normalmente de caráter local e limitam associações de fácies distintas, como dunas e interdunas. Em alguns casos, as superfícies de deflação eólica de 1ª ordem são marcadas pela presença de horizonte com concentração de seixos de calcrete retrabalhados das fácies sotopostas.

Tabela 1. Descrição de fácies sedimentares e dos processos formadores.

Fácies	Descrição	Interpretação
Arenito bem selecionado com estratificação cruzada acanalada métrica a decamétrica, com <i>pin-stripe</i> .	Arenitos de coloração avermelhada a esbranquiçada, de granulação muito fina a média, bem selecionados, com segregação granulométrica e lentes com gradação inversa (<i>grain flow</i>); grãos arredondados e maturidade composicional moderada a alta, em alguns casos cimentados por calcita. Em camadas tabulares, que variam de dezenas de centímetros a 15 m, com estratificação cruzada acanalada. Podem apresentar concentração de nódulos de caliche na porção inferior dos sets. A fácies pode ainda apresentar bioturbações e deformação por fluidificação ou liquefação.	Migração de dunas tridimensionais de cristas sinuosas por ação de ventos.
Arenito mal selecionado com estratificação cruzada acanalada centimétrica a decimétrica.	Camadas tabulares e cuneiformes, de base erosiva, apresentando gradação normal, com espessuras de porte decimétrico. Arenitos com estratificação cruzada acanalada, de granulação grossa a muito grossa, grãos sub-angulosos e seleção moderada a mal selecionado. Localmente pode apresentar concentração de clastos de argila, grânulos e seixos na porção inferior dos sets.	Migração de dunas tridimensionais por ação de correntes sub-aquosas unidirecionais em regime de fluxo inferior.
Arenito com estratificação plano-paralela	Arenitos de granulação fina a grossa, com seleção moderada a boa, dispostos em camadas tabulares com estratificação plano-paralela. Localmente ocorrem intraclastos angulosos e alongados de argila, dispostos horizontalmente. Deformações por sobrecarga também são observadas.	Fluxo laminar em lençóis de areia, em regime de fluxo superior, provocados por ventos.
Arenito sem estrutura reconhecível	Camadas tabulares de porte decimétrico, sem estrutura interna reconhecível. Constituída de arenitos de granulação fina a grossa, com seleção moderada a ruim.	Obliteração de estruturas pré-existente ou inexistência de contraste granulométrico.
Arenito com laminação cruzada gerada por corrente	Arenitos de granulação fina a média, de seleção moderada a boa, quartozosos e por vezes micáceos, compondo lentes ou camadas tabulares centimétricas a decimétricas com laminação cruzada, por vezes cavalgante.	Migração de marcas onduladas das correntes de fundo por suspensão/tração, em regime de fluxo inferior ou fluxos turbulentos causados pelo vento.
Acamamento heterolítico	Camadas tabulares com espessuras centimétricas a métricas, contendo intercalação de níveis de arenitos finos com laminação cruzada recobertos por lamina de argilitos, nas proporções 2:1 (<i>flaser</i>), 1:1 (<i>wavy</i>) e 1:2 (<i>linsen</i>).	Alternância dos processos de tração e decantação sub-aquosa.
Pelitos	Sedimentos finos, cinza a vermelhos, maciços ou laminados, dispostos em lentes ou camadas tabulares, de escala centimétrica a métrica (até 1,6m). Constituído por argilitos, folhelhos, lamitos e siltitos, Observa-se gretas de contração e moderada a alta bioturbação.	Decantação de partículas em águas calmas, sem ação de correntes.
Paleosolos	Camadas tabulares de porte decimétrico a métrico (até 15m), com estrutura sedimentar parcialmente ou completamente obliterada. Arenitos e arenitos argilosos, vermelhos a arroxeados, normalmente mosqueados, de granulação fina a média, com seleção moderada a boa, e bioturbado. Frequentemente encontra-se nódulos e manchas carbonáticas, concentrações de manganês e camadas centimétricas de sílexito.	Produto de processos pedogenéticos sobre sedimentos predominantemente arenosos.

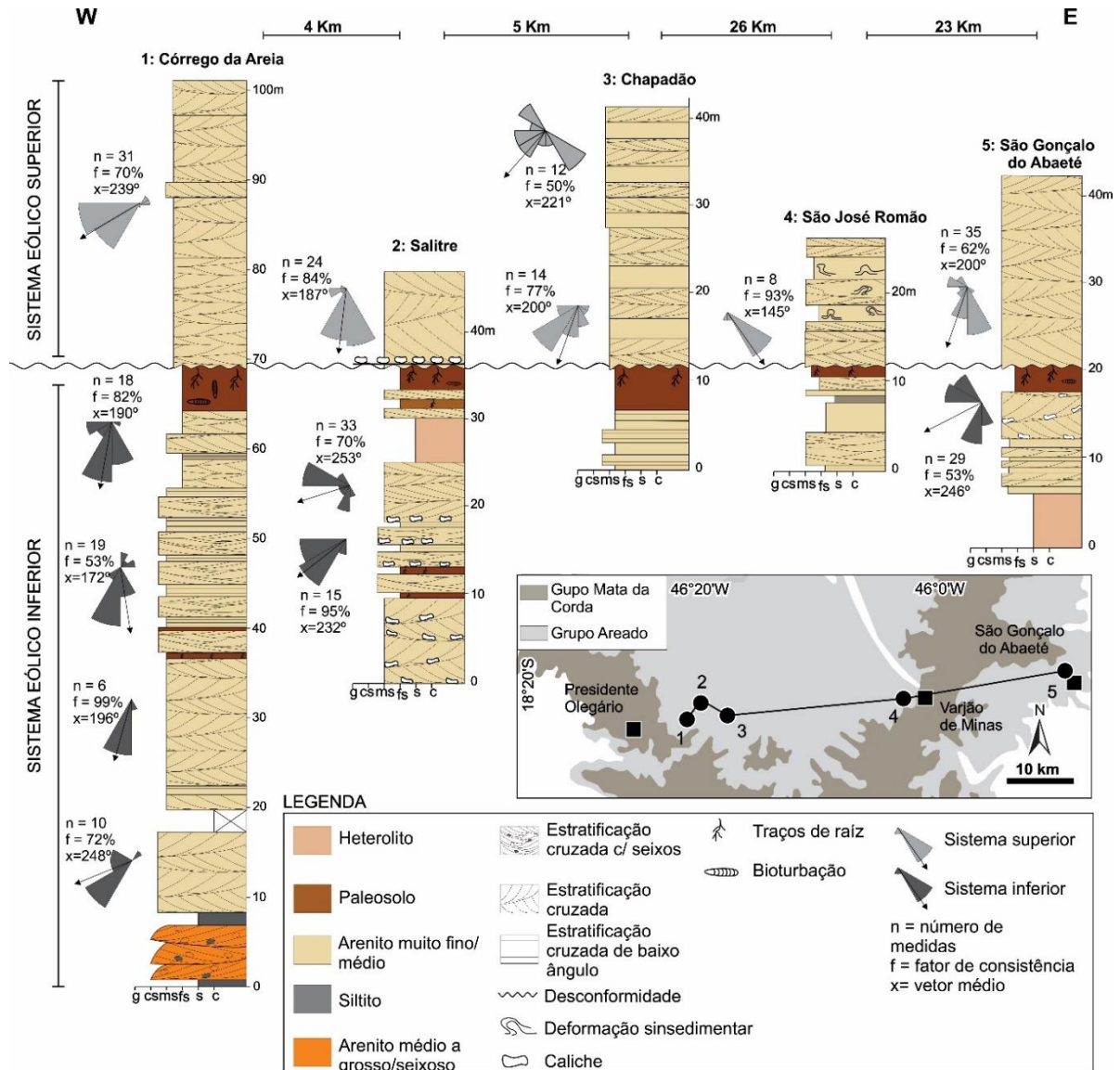


Fig. 4. Correlação das seções colunares levantadas na Sub-Bacia Abaeté.

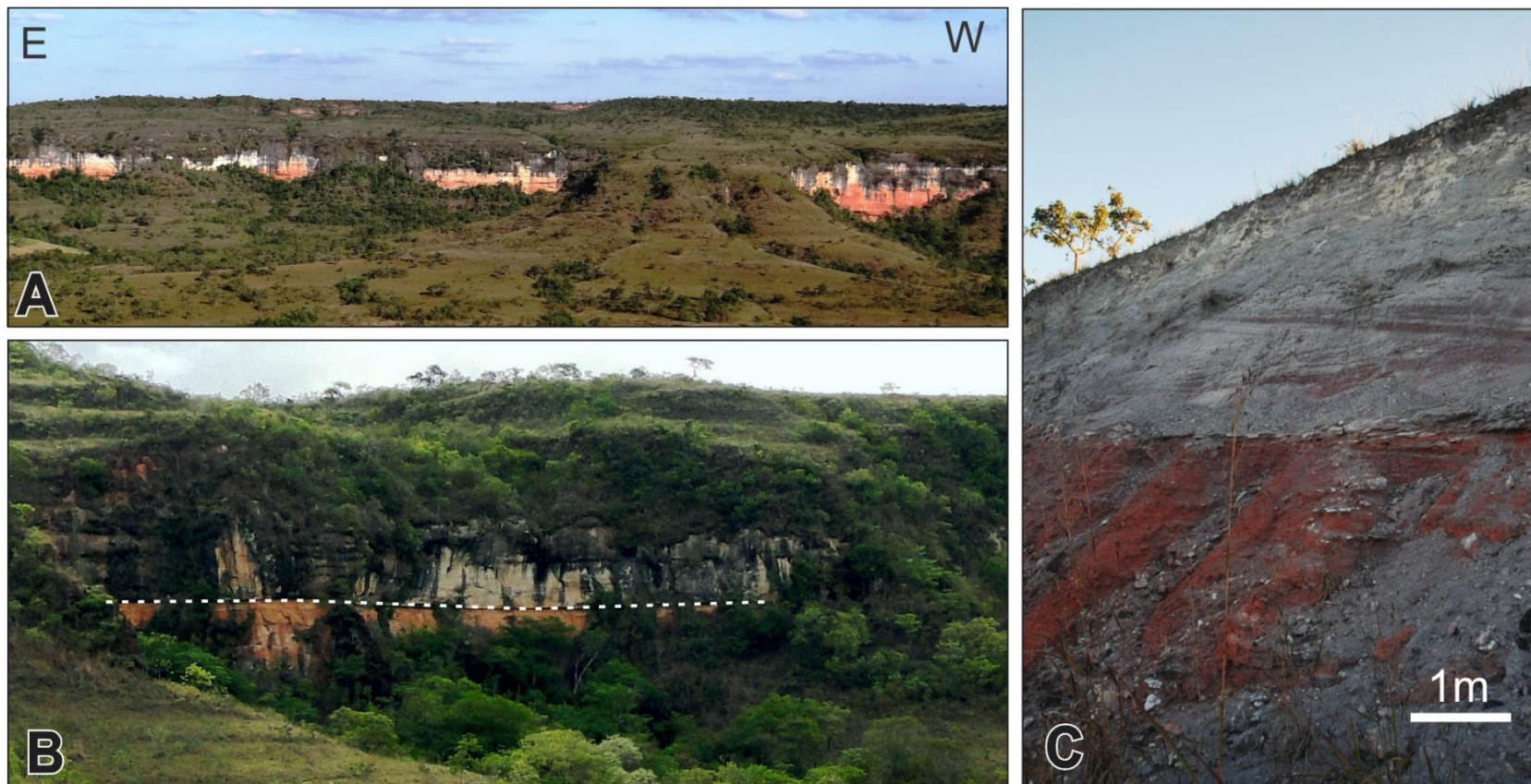


Fig. 5. Superfície erosiva plana que define o contato entre dois sistemas deposicionais. A e B: Superfície erosiva regional (linha tracejada) expressiva na paisagem (A = visada E-W); C: Superfície erosiva regional em afloramento (notar diferença de cores entre os sistemas).

5.1 Sistema eólico inferior

O sistema deposicional inferior encontra-se abaixo da desconformidade regional e foi reconhecido em toda a porção sudoeste da Sub-Bacia Abaeté. O sistema apresenta espessura de aproximadamente 90 m e é caracterizado por grande variação lateral de fácies, com predomínio de litotipos arenosos e recorrência de horizontes de paleossolos. Predominam arenitos com estratificação cruzada acanalada, gerados pela migração de dunas eólicas de porte métrico. Arenitos com laminação cruzada, estratificação plano-paralela e depósitos heterolíticos compostos pela intercalação entre arenitos e pelitos, constituem fácies recorrentes (Tabela 1). Pelitos e arenitos mal selecionados com estratificação cruzada acanalada são menos frequentes.

Perfis de alteração são bastante comuns, principalmente em direção ao topo da sucessão, formando horizontes de paleossolos. Em linhas gerais, estes constituem solos enterrados que devem apresentar ao menos duas destas três características: 1) organização em horizontes; 2) estruturas pedogenéticas, e 3) bioturbação (Retallack, 2001). Tanto a organização em horizontes como a presença de bioturbações foram reconhecidas nos perfis de alteração, ao passo que horizontes estruturados foram reconhecidos apenas em alguns exemplos. Todos os depósitos do sistema inferior encontram-se cimentados por calcita, evidenciando que um processo diagenético pervasivo afetou todo o sistema inferior. A ocorrência de nódulos e concreções carbonáticas e de silcrete são também comuns em quase todos os depósitos.

A análise de paleocorrentes foi realizada com dados de 24 estações, totalizando 386 medidas feitas em *foresets* de arenitos eólicos com estratificação cruzada acanalada (Fig. 6). Todas as medidas foram feitas nos arenitos com estratificação cruzada acanalada gerados por ação eólica. O padrão de paleoventos é predominantemente unimodal, com componentes bimodais, e indica sentido de transporte sedimentar para sul-sudoeste (média = 219°).

5.1.1 Associação de fácies

As fácies sedimentares do sistema inferior estão agrupadas em seis associações de fácies: duna, interdunas úmida, interdunas alagada, depósitos de barras e preenchimento de canais efêmeros e paleossolos (Fig. 7). Os depósitos de dunas são os mais recorrentes no registro sedimentar do sistema inferior e compreendem arenitos bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de porte métrico, gerado pela ação dos ventos. São arenitos bege a vermelhos, finos a médios, com boa seleção, com segregação granulométrica evidenciada pela alteração do tipo *pin stripe* e lentes com gradação inversa produzida pelo processo de *grain flow*. Organizam-se em *sets* tabulares que variam de 1 a 5 m de espessura

(Fig. 8 A). Localmente são observadas deformações sindeposicionais por fluidificação, geradas por escape de fluido. Principalmente quando sobreposta aos paleossolos, ocorrem clastos carbonáticos subarredondados retrabalhados (calcretes) que tendem a ocorrer na base dos *sets* das dunas, como grãos transportados pelo vento (Fig. 8 B). Os depósitos de dunas eólicas se sobrepõem ou ocorrem limitados no topo e/ou na base por depósitos de interdunas (Fig. 9 A e B, Fig. 10 A).

As interdunas úmidas compreende a associação das fácies heterolíticas e pelíticas, formadas pela decantação subaquosa, e por fácies arenosas (com estratificação cruzada acanalada, estratificação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante) geradas pela ação dos ventos. Também ocorrem lentes de arenitos com estratificação cruzada decimétrica e laminação cruzada cavalgante, de base erosiva, pobremente selecionados, depositados por dissipação de fluxos aquosos. Níveis bioturbados são frequentemente encontrados, variando desde baixa bioturbação (B2), com traços esparsos e estrutura sedimentar reconhecível, até alta bioturbação (B4), com alta densidade de traços e estrutura sedimentar obliterada (Taylor e Goldring, 1993). Gretas de contração são comumente encontradas nas interdunas úmidas, indicando períodos de exposição subaérea. As interdunas úmidas conformam estratos tabulares com espessuras que variam entre 0.5 a 20 m (Fig. 9). Ocorrem frequentemente associadas a depósitos de dunas (Fig. 9 A e B), interdunas alagadas e a porções terminais de cursos d'água intermitentes. A interpretação desta associação é corroborada pela sua associação com as dunas eólicas e pela presença de feições características de interdunas úmidas, como canais efêmeros, laminação cruzada cavalgante subaquosa e demais fácies de origem eólica (Kocurek, 1981). A intercalação de depósitos de origem subaquosa e eólica, com frequente exposição subaérea provavelmente é em virtude da oscilação do nível freático local.

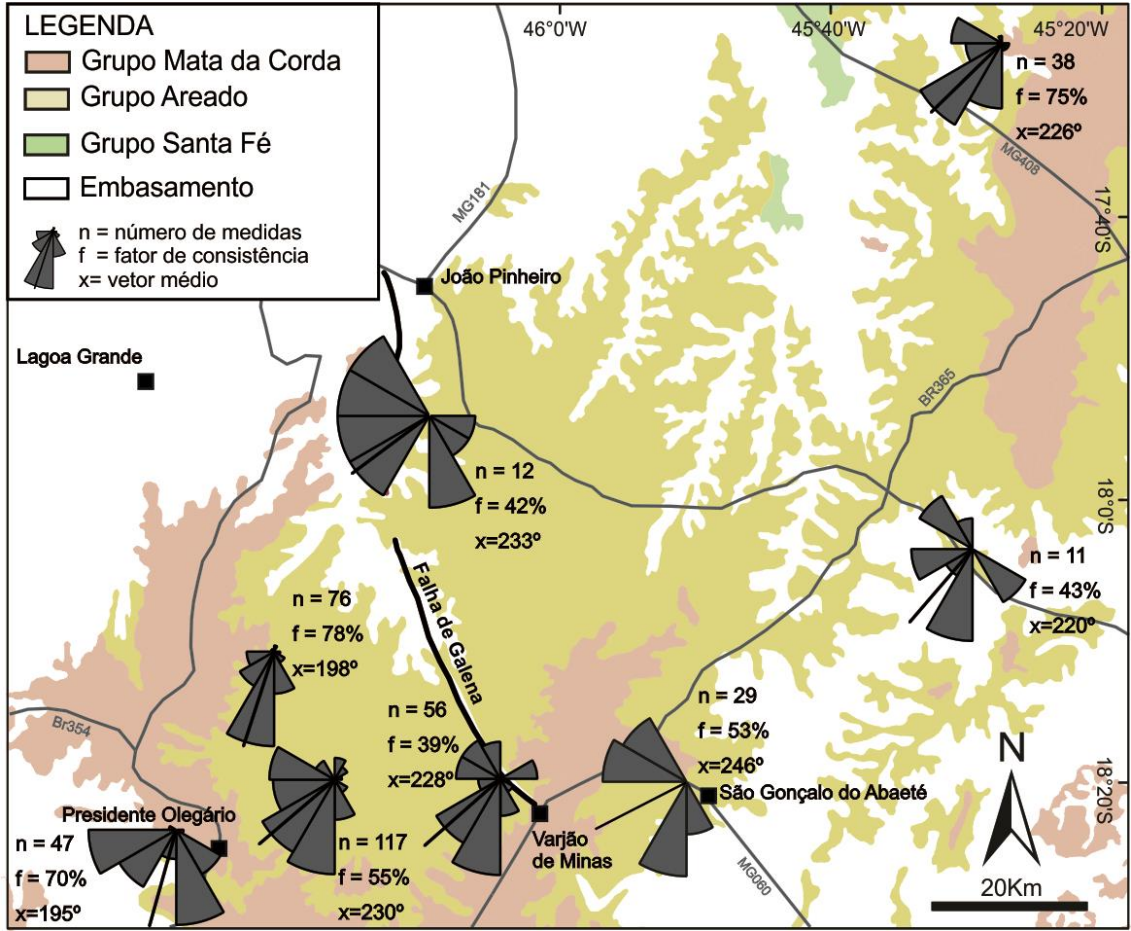


Fig. 6. Mapa com rosetas de paleoventos do sistema eólico inferior

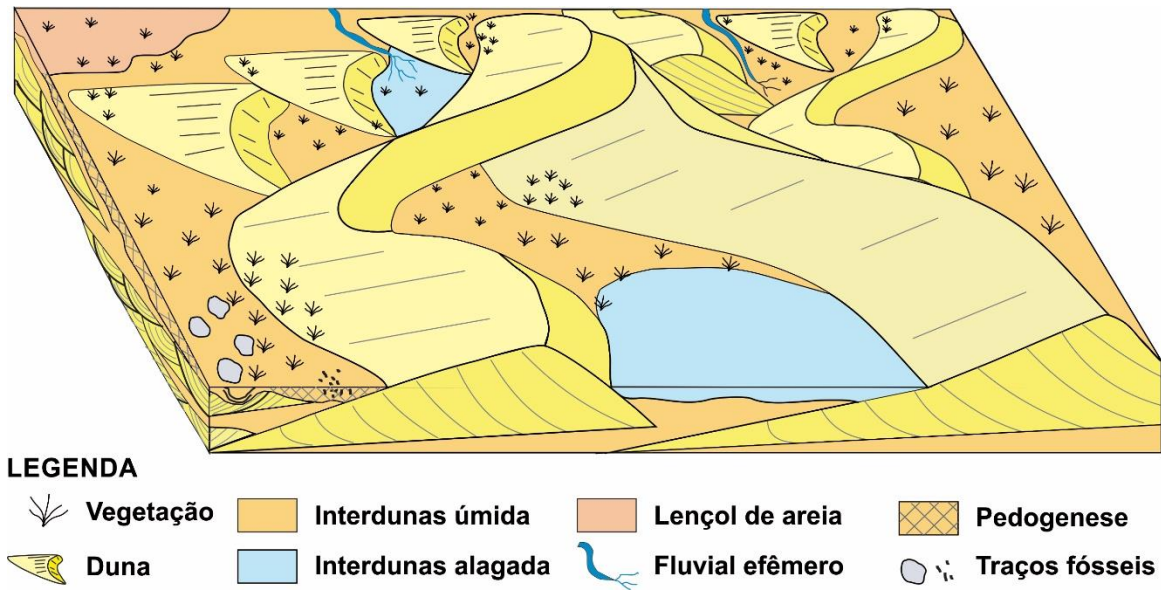


Fig. 7. Bloco diagrama esquemático do sistema eólico inferior

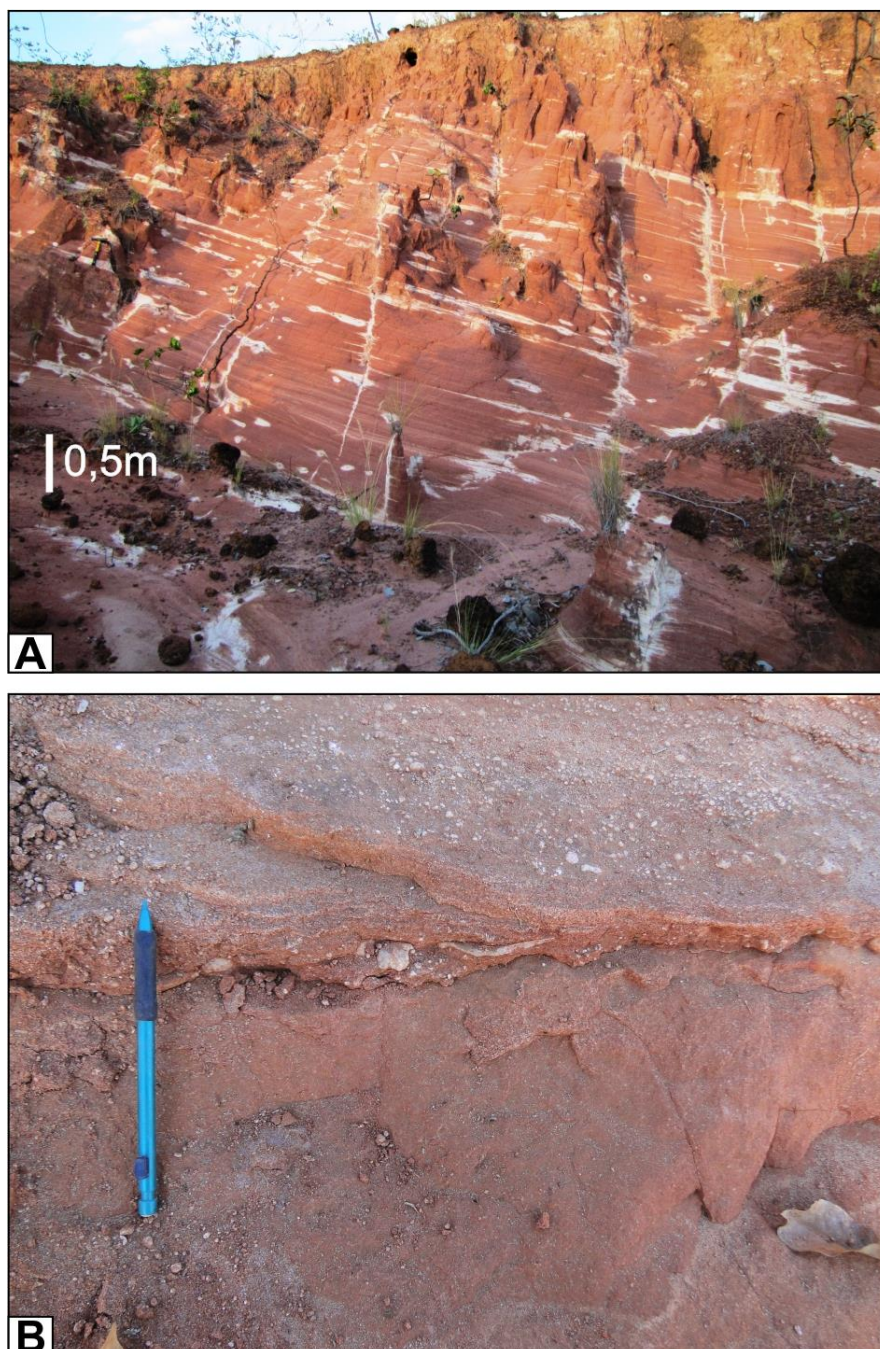


Fig. 8. Fácies do sistema eólico inferior. A: Arenito com estratificação cruzada acanalada de porte métrico; B: Nódulos carbonáticos retrabalhados concentrados na base do *set* de arenitos com estratificação cruzada, logo acima de paleossolos.

Os depósitos de interdunas alagada são compostos por fácies argilosas, resultado de decantação em águas estagnadas, sem atuação de correntes ou ondulações (Fig. 10 A). Camadas com gretas de até 20 cm de profundidade são recorrentes, sugerindo frequente exposição subaérea em condições de lâmina d'água muito reduzida (Fig. 10 B). São depósitos tabulares e delgados, alcançando no máximo 0,5 m de espessura. As interdunas alagadas geralmente estão associadas às interdunas úmidas ou limitadas na base e no topo por dunas eólicas (Fig. 10 A).

Esta associação de fácies sugere a estabilização de um lençol freático alto, com períodos de exposição intercalados.

Os depósitos interpretados como lençóis de areia caracterizam-se por arenitos bem selecionados com estratificação plano-paralela, interdigitados com arenitos com laminação cruzada cavalgante, e por terminações de estratificações cruzadas acanaladas decimétricas (baixo ângulo; Fig. 11). Em muitos casos apresenta arenitos com estratificação cruzada decimétrica, pobremente selecionados, com feições de corte e preenchimento (base erosiva e topo plano). Normalmente encontram-se associados a depósitos de interdunas úmidas e dunas, e localmente associados a canais fluviais efêmeros (Fig. 12 D). Observam-se em alguns casos nódulos de carbonato no contato desta associação com depósitos de interdunas imediatamente abaixo, sugerindo o retrabalhamento destes últimos. O predomínio de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, de porções terminais de dunas eólicas (ângulo do *foreset* menor que 5°), com marcas onduladas e sem superimposição de dunas eólicas são indicativos de depósitos de lençóis de areia (Kocurek & Nielson, 1986).

Depósitos fluviais normalmente ocorrem como camadas lenticulares de porte decimétrico em meio a depósitos de interdunas úmida (Fig. 12 A, B e C) e de lençol de areia (Fig. 12 D). Compõem canais efêmeros formados pela associação das fácies de arenitos com estratificação cruzada acanalada, plano-paralela e laminação cruzada cavalgante, com fácies de finos. Caracterizam-se por arenitos com seleção moderada a pobremente selecionado, com laminação cruzada cavalgante ou estratificação cruzada acanalada decimétrica, por vezes contendo grânulos e seixos na base dos *sets*. Localmente formam depósitos mais expressivos, de até 10 m, em alguns casos com formas canalizadas erodindo depósitos subjacentes. Estes depósitos mais espessos são constituídos por arenitos mal selecionados, com grânulos dispersos que compõem ciclos granodecrescentes, de base erosiva e com seixos na base. Estes depósitos fluviais normalmente encontram-se associados a depósitos de argilitos avermelhados de até 1,6 m de espessura, interpretados como fácies de planícies de inundação.

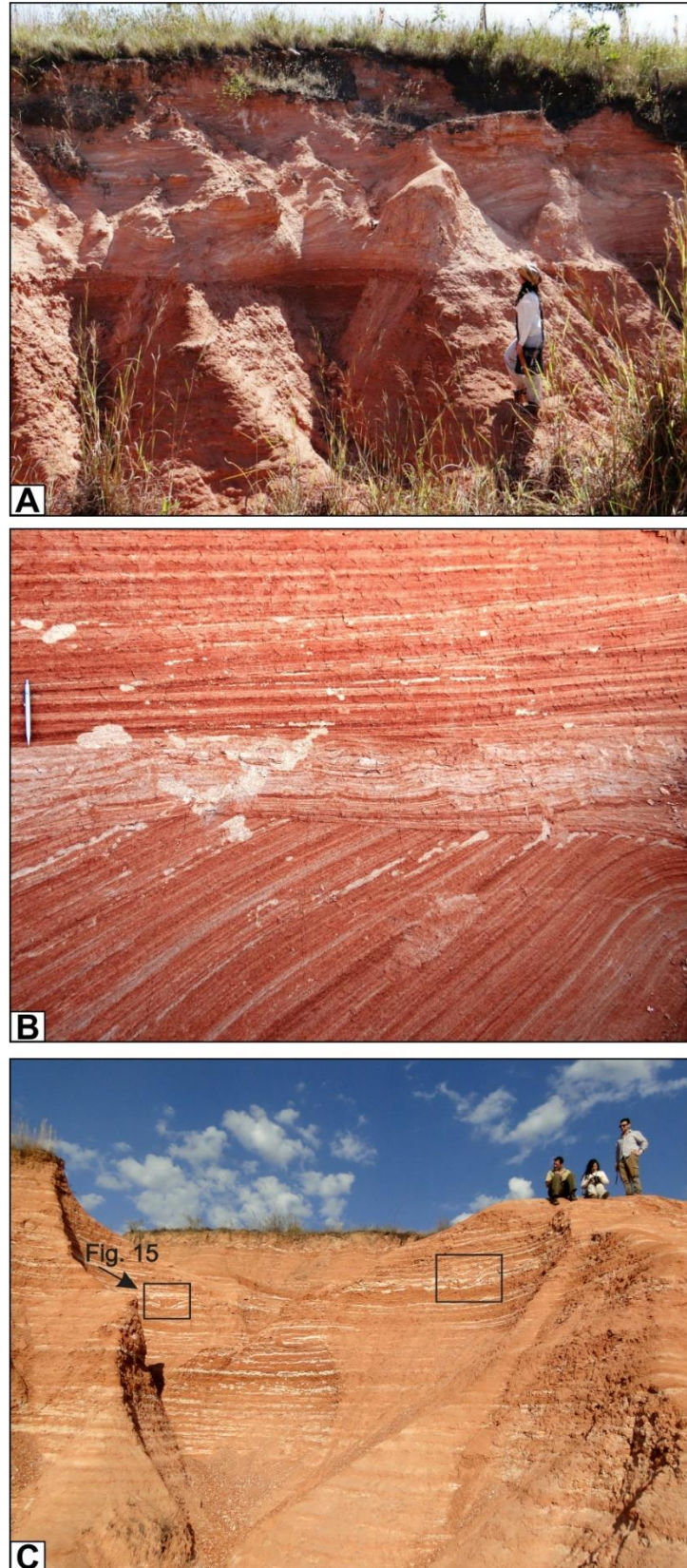


Fig. 9. Fácies do sistema eólico inferior. A e B: Associação das fácies de arenito com estratificação cruzada acanalada, geradas pela migração de dunas eólicas, e de arenitos com laminação cruzada cavalgante, de interdunas úmida (B = escala 15cm); C: Associação de arenitos com laminação cruzada cavalgante, estratificação cruzada acanalada centimétrica, laminação horizontal e fácies heterolíticas (interdunas úmida), de aproximadamente 20 m de espessura. Retângulos pretos = indicação de pegadas fósseis, ilustradas em detalhe na [Fig. 15](#).

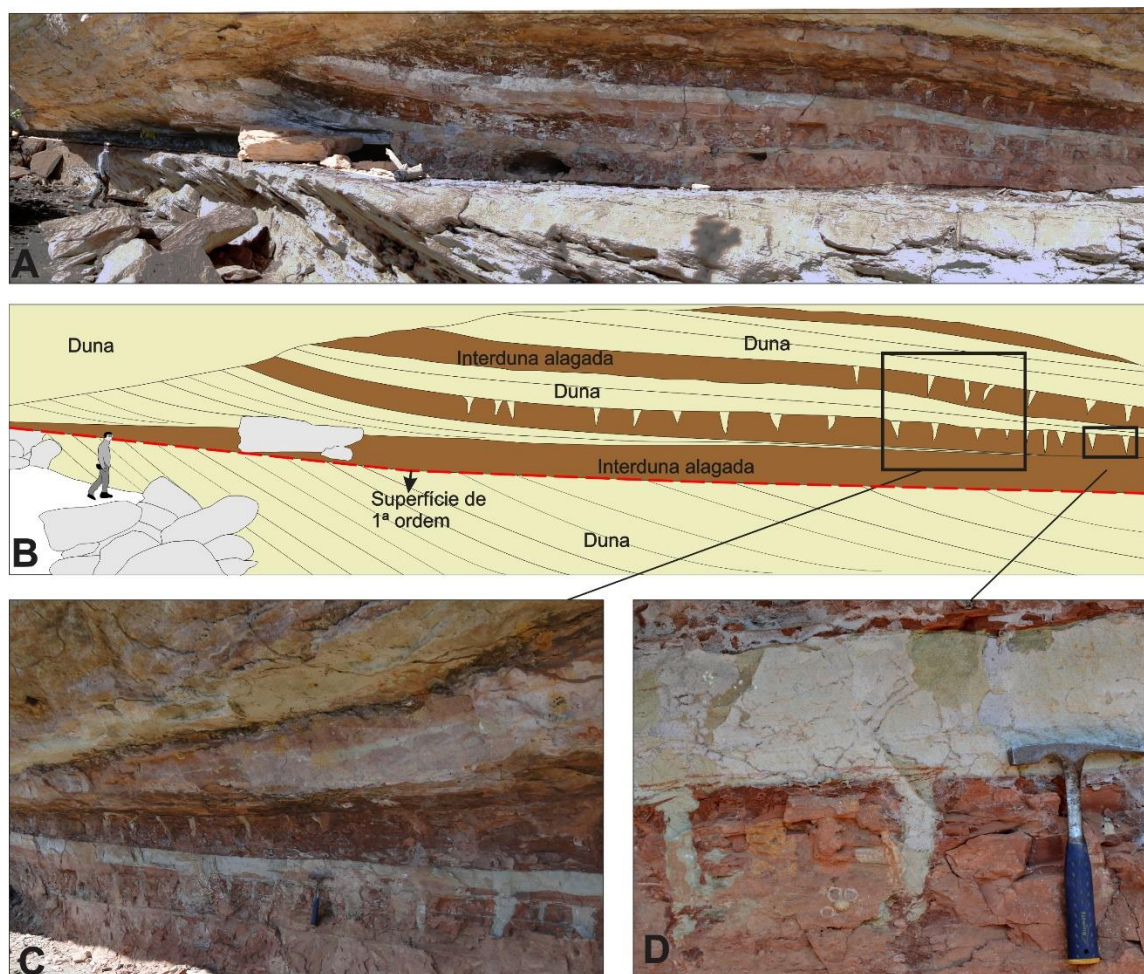


Fig. 10. Associações de fácies do sistema eólico inferior. A: Arenitos creme-esbranquiçado com estratificação cruzada acanalada de porte métrico chegando na fácies finas avermelhadas (escala = 30 cm); B: Esquema e interpretação do painel A. Notar a superfície plana (linha vermelha tracejada) que trunca as dunas inferiores (superfície de deflação de 1ª ordem, *sensu* Kocurek, 1988); C: Detalhe dos dois horizontes de interdunas alagadas com gretas de contração; D: Detalhe da morfologia e dimensão da greta de contração (escala = 30 cm).

Os paleossolos são geralmente pouco desenvolvidos quando ocorrem associados aos depósitos de dunas eólicas, formando perfis de espessura centimétrica com presença de paleorraízes (Fig. 13 A). São normalmente mosqueados e com estrutura sedimentar parcialmente ou completamente obliterada pela pedogênese. Em alguns casos, principalmente associados às interdunas úmidas, observam-se perfis mais espessos e desenvolvidos (Fig. 13 B e C), variando de decímetros a metros (até 1,8 m) e com formação de horizontes pedológicos. Estes últimos paleossolos são arroxeados a avermelhados, frequentemente apresentam estrutura pedogenética em blocos no topo (horizonte B) e recorrentes manchas e nódulos carbonáticos, bioturbações verticais e rizólitos. Feições de bioturbações, como tubos com meniscos e marcas de raízes ocorrem em todos os perfis de alteração pedogenéticas. Localmente observa-se intensa

bioturbação (B5), com superimposição dos traços fósseis e completa obliteração da estrutura sedimentar do depósito (Fig. 13 D; Taylor e Goldring, 1993). Observa-se que estes perfis pedogenéticos, associados principalmente a depósitos de interdunas úmidas e de dunas, ocorrem pontualmente, sem continuidade lateral. No topo do sistema eólico inferior, logo abaixo da desconformidade erosiva regional, também ocorrem perfis pedogenéticos. Entretanto, estes são menos estruturados, apresentam grande continuidade lateral e compreendem uma sucessão de paleossolos superimpostos (perfil poligenético). Estes paleossolos do topo podem ser considerados um marco estratigráfico da área, e por sua relevância para as interpretações da evolução deposicional, pedogenética e paleoambiental serão discutidos em detalhe no item “Paleossolos e origem da discordância” (item 5.2).



Fig. 11. Fácies de lençol de areia: arenitos com estratificação cruzada acanalada e estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo, estratificação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante (escala = 8 cm).

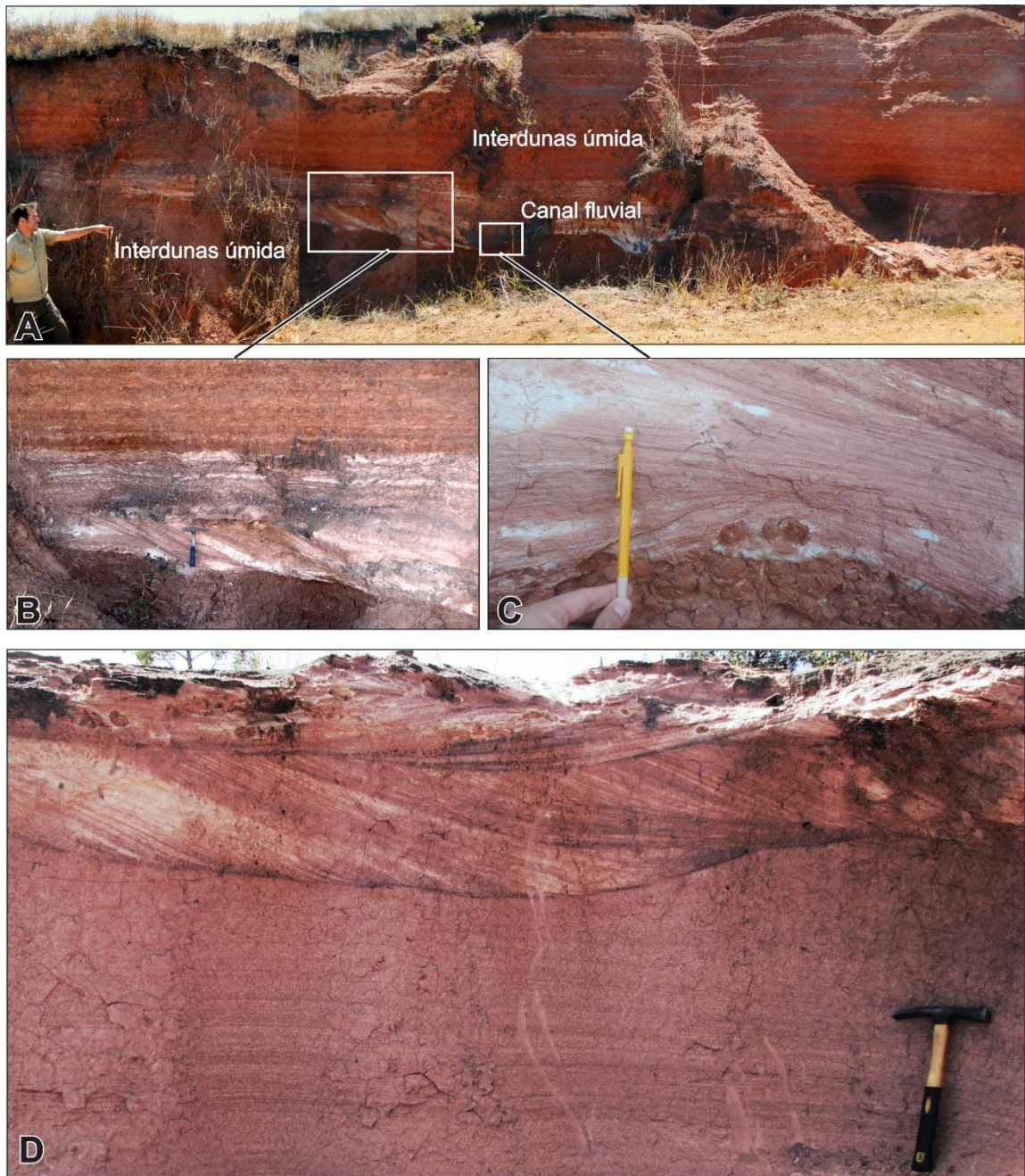


Fig. 12. Associações de fácies do sistema eólico inferior. A: Arenitos com estratificação cruzada acanalada decimétrica (canal fluvial), chegando em arenitos com laminação horizontal, laminação cruzada cavalgante e fácies heterolíticas (associação de interdunas úmida); B: Detalhe do canal fluvial de A (escala = 30 cm); C: Detalhe da base do canal com clastos de argila (escala = 15 cm); D: Arenito com estratificação cruzada acanalada, com base erosiva (fluvial), sobre arenitos com estratificação plano-paralela (lençol de areia, escala = 30 cm).

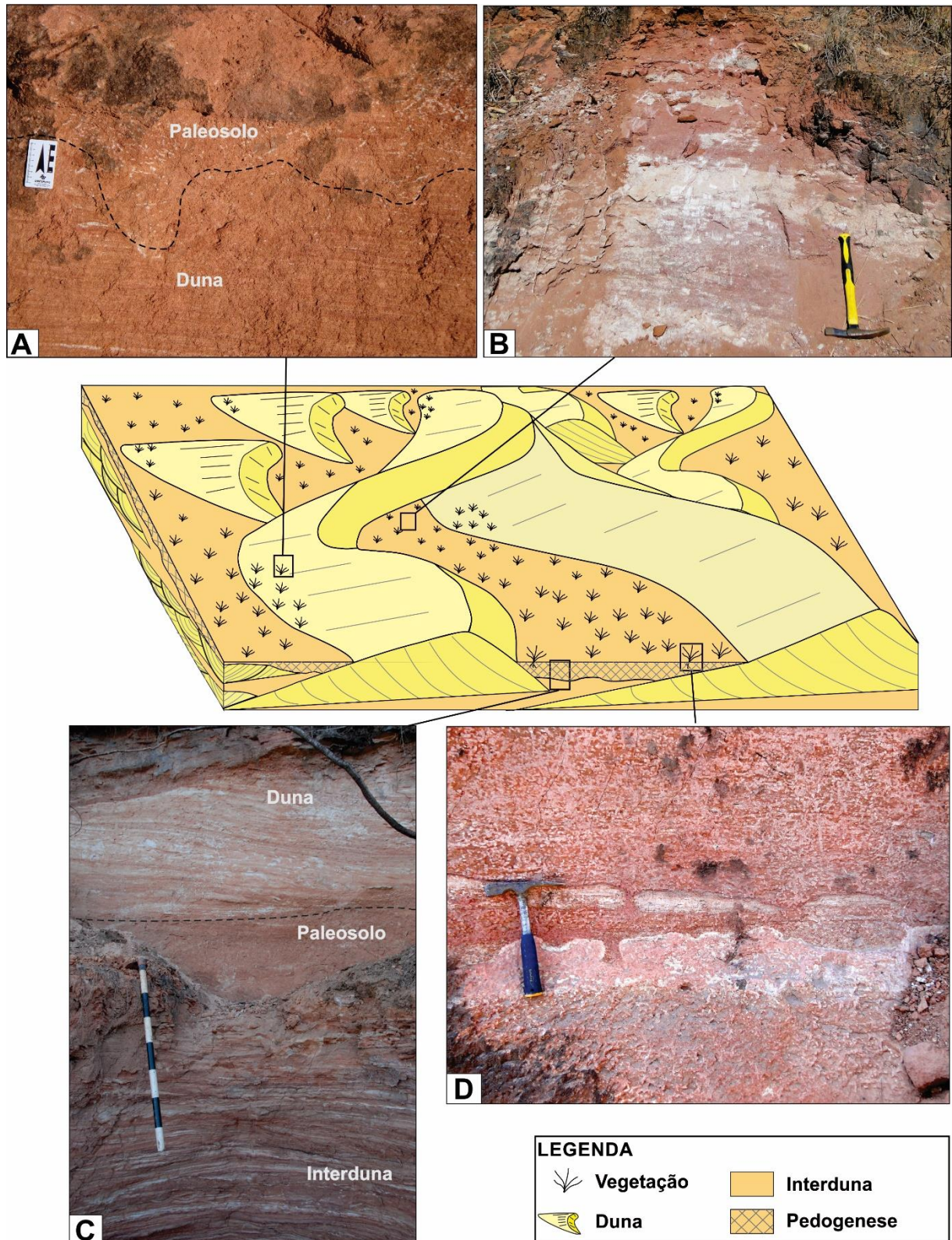


Fig. 13. Paleossolos do sistema inferior. A: Superimposição de pedogênese sobre arenitos com estratificação cruzada acanalada (escala = 8 cm); B: Perfil pedogenético associado a interdunas úmida, com mudanças de coloração e manchas carbonáticas (escala = 30 cm); C: Paleossolo sobre associação das fácies de interdunas úmida (arenitos com laminação cruzada cavalgante, estratificação plano-paralela e estratificação cruzada acanalada) e sendo recoberto por arenitos com estratificação cruzada acanalada métrica (escala = 70 cm); D: Paleossolo intensamente bioturbado (escala = 30 cm).

O empilhamento estratigráfico do sistema inferior revela tendência de maior recorrência de depósitos de interdunas alagadas, com diversos horizontes gretados, e de canais efêmeros na base da unidade eólica. Associado a estas associações de fácies, também ocorrem os arenitos de dunas eólicas, geralmente de dimensões métricas. Em direção ao topo, predominam dunas eólicas, e o porte das dunas tende a diminuir em relação as da base. Estas dunas muitas vezes estão associadas a depósitos de interdunas úmidas (alguns centímetros até 3 m). Concreções e nódulos carbonáticos são mais comuns na porção superior do empilhamento. Nesta porção também são mais frequentes perfis de paleossolos que ocorrem em diversos horizontes associados às dunas e interdunas. No topo de todas as seções colunares foram observados paleossolos poligenéticos truncados pela superfície erosiva regional.

5.1.2 Traços fósseis

Icnofósseis foram descritos no sistema eólico úmido, sendo até o momento o único registro paleontológico da Formação Três Barras. Tubos com meniscos foram observados em várias associações de fácies do sistema eólico inferior, sendo mais recorrentes em interdunas úmidas e alagadas, assim como nos paleossolos (Fig. 14). Ocorrem geralmente nas fácies pelíticas ou em arenitos finos.

Os icnofósseis tubulares são retilíneos, de alguns milímetros a 5 cm de comprimento, em posição vertical e/ou oblíqua e com meniscos (*spreiten*). As espessuras dos tubos não são uniformes ao longo dos tubos. Em alguns casos, os tubos estão preenchidos por material diferente daquele em que ocorrem, formando crotovinas. Estes icnofósseis são classificados como *Taenidium barretti*, da icnofácies *Scoyenia* (Seilacher, 1967). Estes icnofósseis são tipicamente continentais e são indicativos de substratos com alta umidade, com oscilação de períodos submersos e de exposição subaérea (Buatois e Mángano, 2002). A recorrência dos icnofósseis nas interdunas úmidas e alagadas, aliado a feições sedimentares como gretas de contração, indicam a oscilação do lençol freático local.

Deformações côncavas e assimétricas, de porte decimétrico, foram descritas em pelo menos oito afloramentos. Por sua geometria, dimensões e feições estas deformações foram interpretadas como pegadas fósseis e *undertracks*. *Undertracks* é a deformação nas camadas sedimentares abaixo daquela em que foi feita a pegada fóssil, e ela é gerada pelo peso do animal ao pisar (Lockley, 1991). Na Fig. 15 é ilustrado o processo de formação das *undertracks* e as diferenças entre pegadas, molde e *undertracks*. Normalmente preservam-se as *undertracks* geradas por animais de grande porte (Lockley, 1991).

As pegadas foram descritas majoritariamente na associação de fácies de interdunas úmidas, algumas vezes aparecendo em diversos horizontes no mesmo estrato. Também foi descrita uma pegada em paleossolos. Todas pegadas afloram apenas em corte vertical. Em um dos afloramentos foi realizada escavação afim de expor a pegada em planta, de modo a visualizar a pegada em diversos cortes, contudo não foi possível observar maiores detalhes da morfologia (Fig. 16).

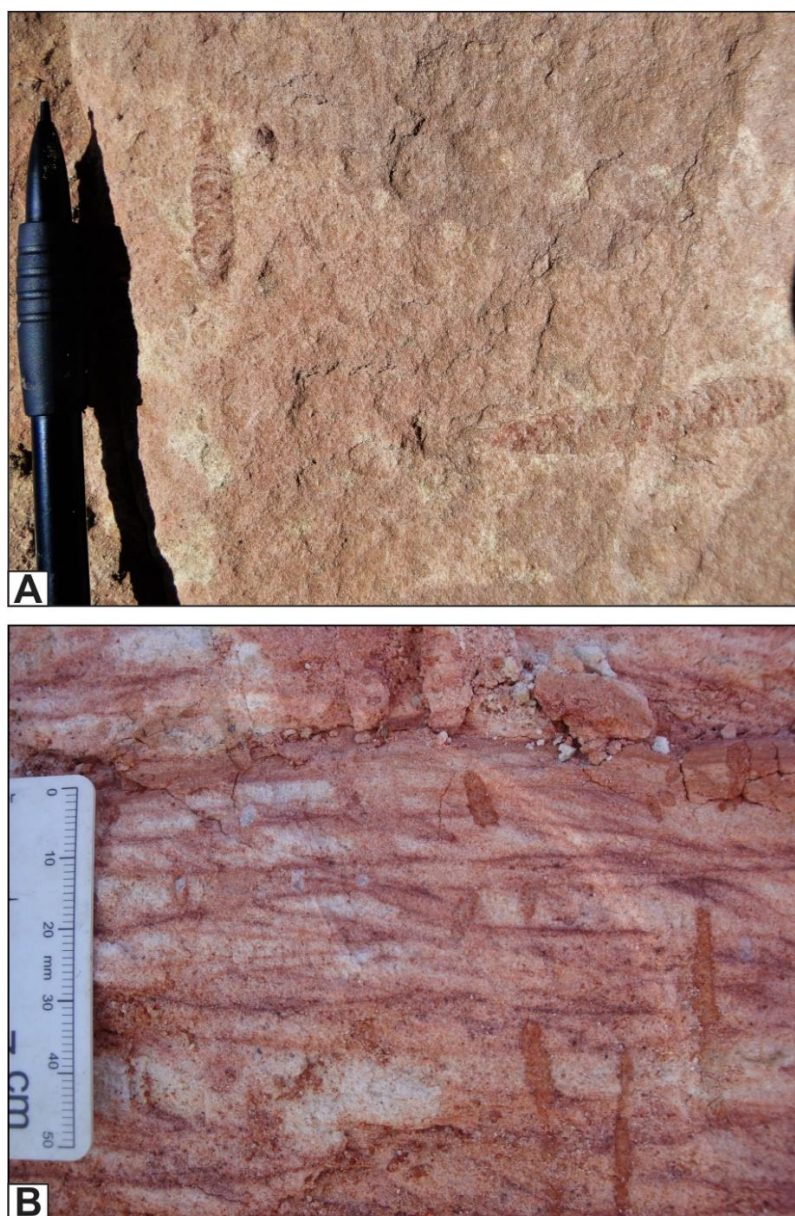


Fig. 14. Traços fósseis da iconofácies *Scoyenia*. A: Tubos verticais e horizontais em arenito maciço; B: Tubos verticais, preenchidos por areia média, em arenitos finos com laminação cruzada cavalgante.

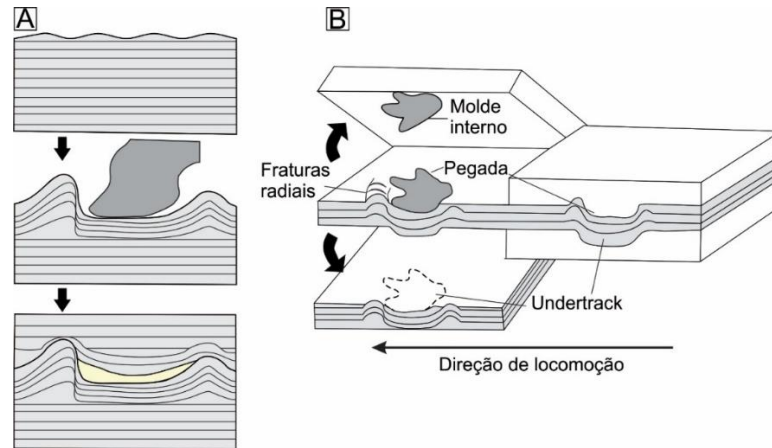


Fig. 15. A: Formação de *undertracks* (baseado em Sung Paik *et al*, 2001); B: Diferenças entre pegadas, moldes e *undertracks* (baseado em Lockley, 1991 e Platt *et al.*, 2012).

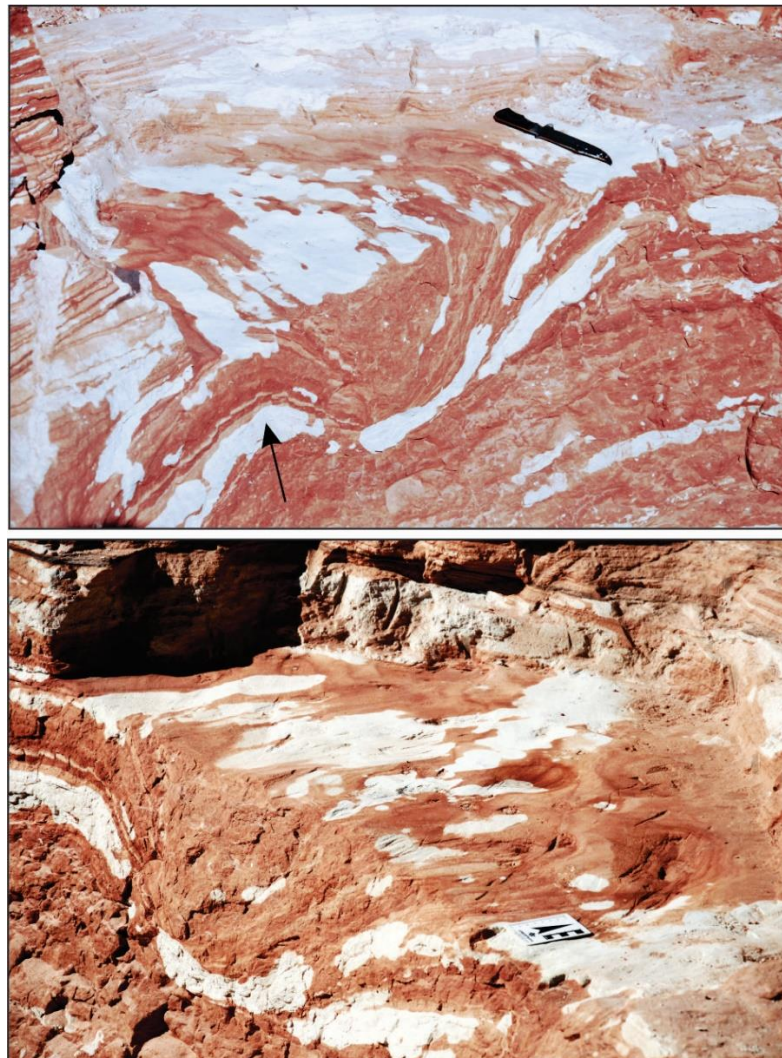


Fig. 16. Escavação de uma das pegadas, visando observar a morfologia em planta. Notar as falhas de borda indicada pela seta preta. A foto geral do afloramento em que se encontra esta pegada está na Fig. 9 C.

As pegadas são arredondadas, assimétricas e normalmente com bordas ressaltadas, muitas vezes com falhas normais associadas a estas bordas (Fig. 17). Os diâmetros variam de

60 a 118 cm, medidos internamente as bordas ressaltadas, e com profundidades variando de 18 a 36 cm. A profundidade das *undertracks* é superior à das pegadas, chegando a 70 cm. Como ilustrado na Fig. 15, bordas ressaltadas e fraturas radiais são comuns em pegadas fósseis (Platt et al., 2012). Características que auxiliariam na identificação dos animais geradores das pegadas, como marcas de dedos ou marca em forma de meia-lua, não foram observadas.

Pegadas fósseis já haviam sido registradas no paleodeserto da Formação Três Barras (Carvalho e Kattah, 1998; Fig. 18 A). Os autores atribuíram as pegadas à *terópodes celurossauriformes* e a ornitópodes, e interpretaram sua ocorrência em depósitos de interdunas úmida. Conteúdo fóssil de dinossauros cretáceos na Bacia Sanfranciscana, inclusive de saurópodes, só foram encontrados nos depósitos finos da Formação Quiricó, unidade interdigitada com a base do sistema eólico inferior. Nos pelitos foram encontrados um crânio de titanossauro *Tapuiasaurus macedoi* (Zaher et al., 2011; Fig. 18 B) e ossos de terápode *Noasauridaa* (Silva, 2013) a nordeste da área aqui estudada, nos arredores da cidade de Coração de Jesus-MG.

Apesar de estarem bem preservadas, como foram observadas somente pegadas e *undertracks* em seção e não foi possível ver a morfologia das pegadas em planta, é difícil identificar o gênero e espécie dos animais que as geraram. Contudo, foi possível fazer considerações sobre o grupo taxonômico mais abrangente ao qual os animais que as fizeram pertenciam. As dimensões consideráveis das pegadas observadas sugerem que o animal era muito grande e com peso corporal elevado, maiores do que as pistas geradas por elefantes (Platt et al., 2012), sendo estes tipos de pistas geralmente feitas por saurópodes. A formação e preservação das *undertracks*, que chegam a 70 cm de profundidade, também reforçam que as pistas foram geradas por animais de porte e peso corporal elevados (Lockley, 1991).

Ao compararmos as pegadas aqui descritas com aquelas da literatura atribuídas à saurópodes, observa-se grande similaridade, principalmente quanto as dimensões e morfologia arredondada das pegadas (Fig. 19). E as dimensões das pegadas aqui descritas diferem muito das pegadas de terápodes e ornitópodes descritas anteriormente na área (Carvalho e Kattah, 1998). Desta forma interpretaram-se as pegadas como pertencentes à saurópodes. Pegadas de saurópodes são aqui descritas pioneiramente para a Bacia Sanfranciscana, sendo até então apenas descrito ossos de saurópodes para a bacia (Zaher et al., 2011).

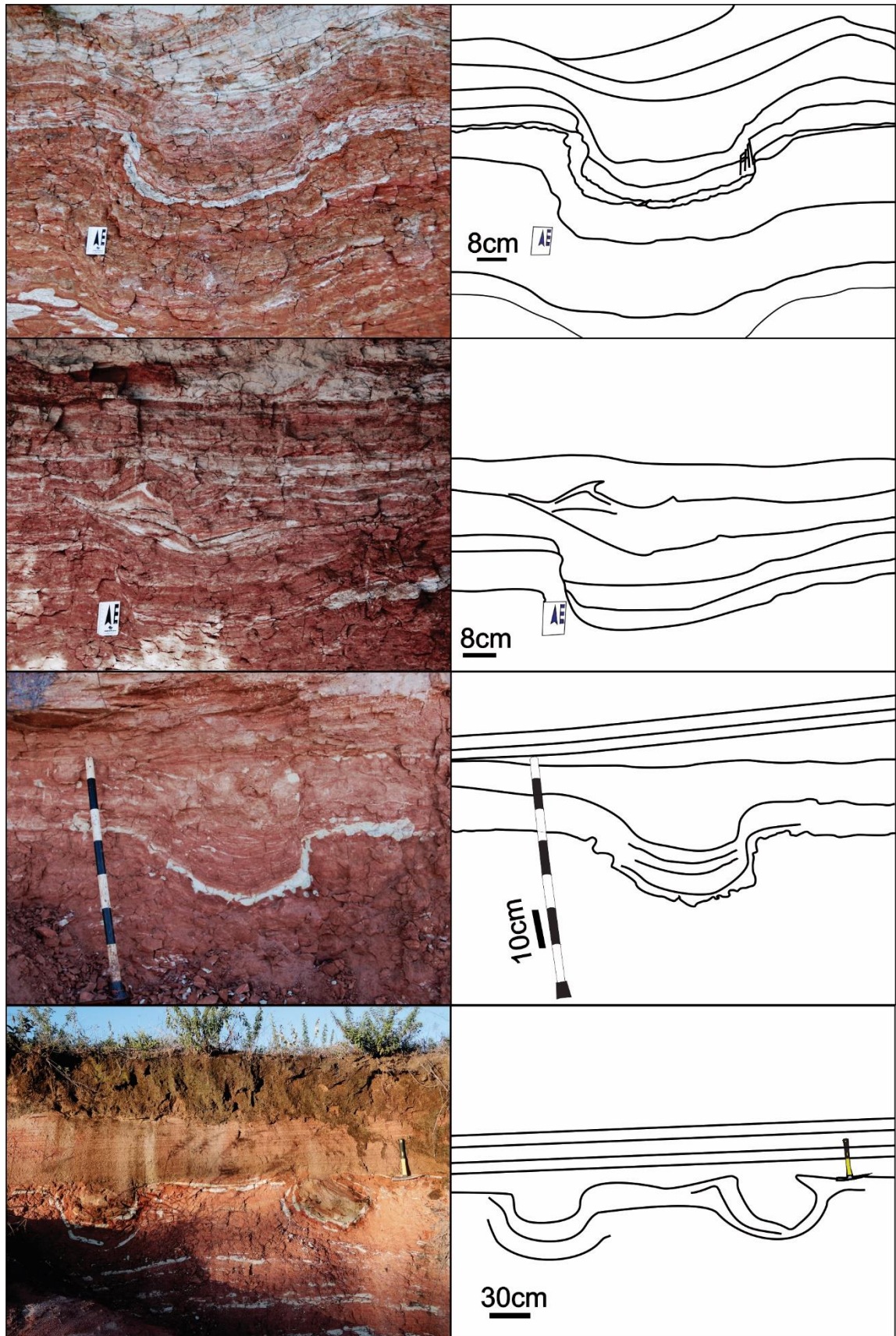


Fig. 17. Morfologia das pegadas fósseis.

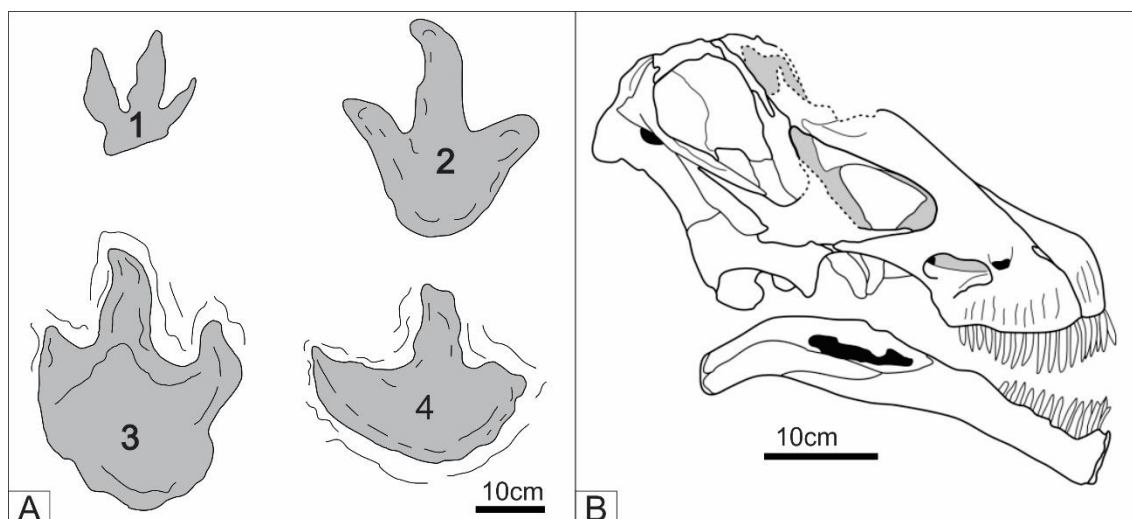


Fig. 18. Registro fóssil do Grupo Areado. A: Pegadas de terópodes (1, 2 e 3) e de ornitópodes (4) na Fm. Três Barras (modificado de [Carvalho e Kattah, 1998](#)); B: Crânio de titanossauro *Tapuiasaurus macedoi* encontrado na região de Coração de Jesus, MG (modificado de [Zaher et al., 2011](#)).

Normalmente em ambientes de climas áridos e semiáridos, a ocorrência de pegadas está associada a paleoambientes que contivessem água ([Sung Paik et al., 2001](#)). Como aqui quase que a totalidade das pegadas estão preservadas nos depósitos de interdunas úmida, provavelmente está ligado ao padrão comportamental do indivíduo, que procurava a região mais úmida deste paleoambiente. A própria preservação de pegadas fósseis necessita de substratos com presença de umidade ([Laporte e Behrensmeyer, 1980](#)).

A assimetria das pegadas permitiu inferir a direção em que o animal estava se movendo. A porção mais profunda da pegada foi formada pela pressão exercida pela parte anterior do pé durante a caminhada ([Fig. 15, Sung Paik et al, 2001](#)). Os dados, obtidos em seis pegadas, mostram direção consistente NE-SW (42° - 112°), contudo o sentido varia, as vezes para NE, outras para SW ([Fig. 20](#)).

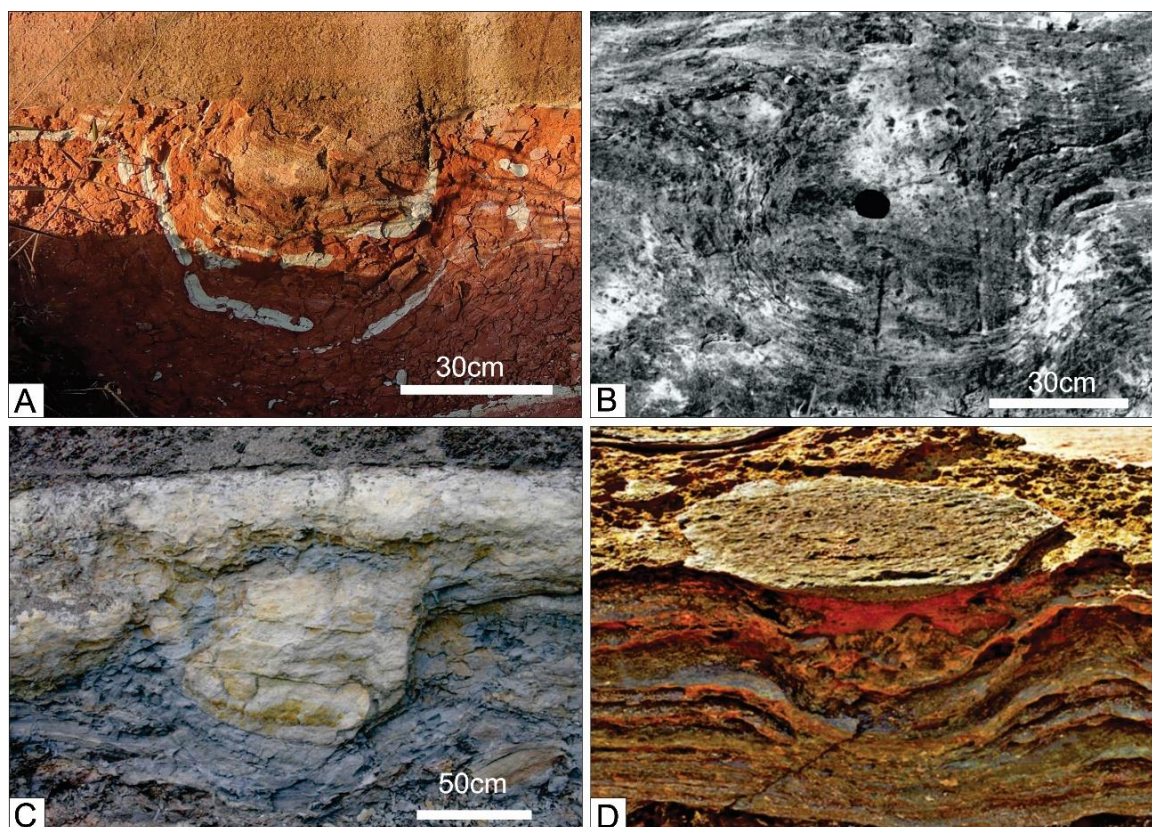


Fig. 19. Comparação entre pegada fóssil descrita neste trabalho com pegadas de saurópodes. A: Pegada encontrada próxima a Presidente Olegário, MG, neste trabalho, B: Pegada de saurópode na Fm. Guará, eojurássico da Bacia do Paraná ([Dentzien-Dias et al., 2008](#)); C: Pegada de saurópode do Cretáceo Superior da China ([Pond et al., 2014](#)); D: Pegada de saurópode no Cretáceo Superior da Austrália ([Thulborn, 2012](#)).

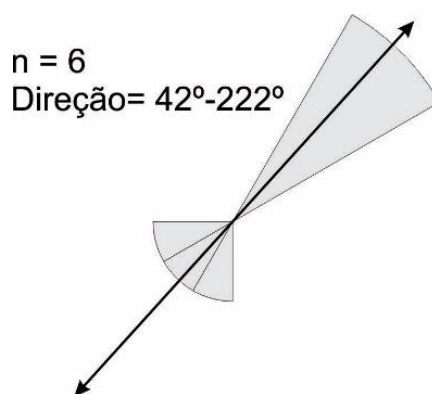


Fig. 20. Paleodireção da locomoção dos dinossauros indicada pela assimetria das pegadas.

5.1.3 Petrografia e diagênese

Nas campanhas de campo constatou-se que há diferença no tipo e no grau de diagênese nas rochas dos dois sistemas eólicos. Macroscopicamente, observou-se que as rochas

pertencentes ao sistema inferior encontram-se quase sempre cimentadas por carbonato, enquanto os depósitos do sistema eólico superior apresentam aparentemente pouco cimento. Como esta diferença diagenética foi um critério adicional para a individualização dos sistemas eólicos, e ela pode nos trazer informações sobre a evolução destes depósitos e servir de critério para reconhecimento de super-superfícies, buscou-se caracterizar melhor esta diagênese.

Foram descritas sete lâminas petrográficas de arenitos com estratificação cruzada acanalada, pertencentes ao sistema inferior. Petrograficamente os arenitos do sistema eólico inferior são geralmente muito finos a médio, com seleção moderada a boa, com grãos subarredondados a arredondados, com predomínio de grãos de quartzo (85%), e secundariamente grãos de feldspato (10%) e líticos (5%) (Fig. 21). Dentre os grãos líticos, observa-se quartzo policristalino e nódulos de calcita nucleados com grãos de quartzo.

Foi possível observar petrograficamente os calcretes retrabalhados. A lâmina foi feita de amostra da base da duna, logo acima das interdunas pedogenizadas. Os calcretes são subarredondados, de composição calcítica e com grãos de quartzo subangulares dispersos (Fig. 21 G e H).

Assim como já havia sido constatado macroscopicamente, os arenitos do sistema inferior encontram-se cimentados por calcita (Fig. 21). A proporção de cimento varia para cada lâmina, com no máximo 20% de cimento. Também se observa óxido vermelho recobrindo os grãos (película) e cimentando algumas porções. Pouca matriz argilosa é observada neste sistema. Os arenitos do sistema inferior apresentam trama aberta, indicando cimentação calcítica bem precoce, provavelmente na eodiagênese. Os arenitos são pouco porosos, com no máximo 5% de porosidade. Quase toda porosidade é secundária, por dissolução do cimento ou de grãos de feldspato (porosidade móldica e/ou por dissolução parcial; Fig. 21 E e F). Porosidades primárias intergranulares e porosidade em fraturas de quartzo são observadas com pouca frequência.

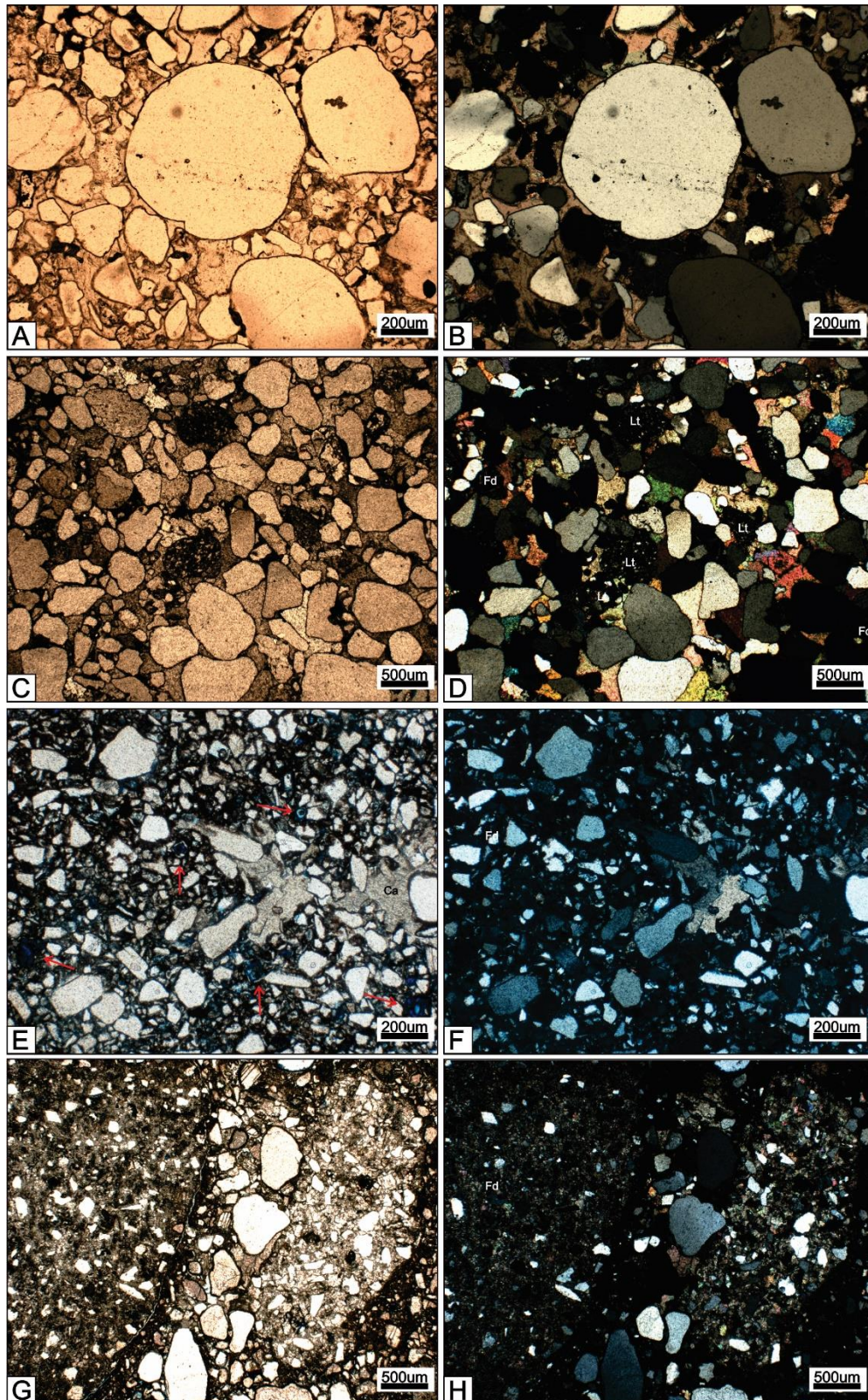


Fig. 21. Fotomicrografia dos arenitos do sistema eólico inferior. A e B: Grãos de quartzo arredondados a subarredondados, com seleção moderada, arcabouço aberto e cimento calcítico (A – nicóis paralelos, B – nicóis cruzados); C e D: Arenito com grãos de quartzo, feldspato (Fd) e fragmentos líticos (Lt), com arcabouço aberto e cimento calcítico (C – nicóis paralelos, D – nicóis cruzados); E e F: Arenito com seleção moderada, grãos subarredondados e porções cimentadas por calcita, com óxido vermelho em torno dos grãos; setas vermelhas indicando porosidade móldica e por dissolução do cimento (E – nicóis paralelos, F – nicóis cruzados); G e H: Calcretes subarredondados, com grãos de quartzo (E – nicóis paralelos, F – nicóis cruzados).

5.1.4 *Interpretação paleoambiental*

Os sistemas eólicos podem ser classificados em secos, úmidos e estabilizados, tendo como principal critério para esta classificação a posição do lençol freático em relação à superfície de deposição (Kocurek e Havholm, 1993). Sistemas eólicos úmidos são aqueles em que o lençol freático encontra-se próximo a superfície, e tendem a preservar maiores porções de interdunas já que o lençol freático alto reduz a erosão destes sedimentos (Kocurek, 1996) e possibilita a preservação de fácies subaquosas, como as interdunas alagadas (Kocurek & Havholm, 1993).

O sistema inferior apresenta diversas fácies indicativas de deposição em condições subaquosas ou úmidas, como as interdunas úmidas e alagadas, além de depósitos não eólicos, como canais fluviais efêmeros. Depósitos de interdunas estão bem preservados e são bastante frequentes, alcançando espessuras de dezenas de metros. Deste modo, a associação de dunas eólicas com depósitos de origem subaquosa indicam lençol freático alto e corroboram a interpretação de sistema eólico úmido para o sistema inferior.

Os horizontes pedogenéticos com cores arroxeadas e padrão mosqueado com manchas carbonáticas esbranquiçadas, sugerem condições de hidromorfia, reforçando a hipótese de nível freático alto. A reduzida extensão lateral reflete o condicionamento fisiográfico dos perfis de paleossolo, ao passo que estes ocorrem geralmente associados à interdunas úmidas. Os paleossolos pouco desenvolvidos, com vestígios de paleorraízes que ocorrem no topo dos sets de dunas eólicas, provavelmente registram a estabilização, mesmo que parcial, destas dunas por vegetação. O grau de mobilidade das dunas pode mudar sazonalmente, a depender da oferta de areia, velocidade dos ventos, vegetação e teor de umidade (Lancaster, 1995) de modo que dunas estabilizadas em desertos, com desenvolvimento de vegetação e paleossolos, geralmente também são indicativas de períodos mais úmidos.

A dispersão dos dados de paleoventos pode variar conforme com a morfologia das dunas, do sistema de ventos e da topografia local a época da deposição (Tucker, 2003). Por exemplo dunas barcanoides tendem a ter variação moderada no regime dos ventos, ficando registrado paleodunas com dispersão mediana (Nichols, 2009), semelhante à dispersão que predomina no paleoventos do sistema inferior (fator de consistência = 57%). Apesar da morfologia das dunas não ter sido reconhecida em campo, o tipo de estratificação e o padrão de dispersão das paleocorrentes sugerem que se tratam de dunas do tipo barcanóide.

5.2 Paleossolos e origem da discordância

O topo do sistema eólico úmido é caracterizado por paleossolos de grande continuidade lateral e espessuras de até 15 m. E logo acima do horizonte dos paleossolos do sistema inferior, frequentemente são observadas concentrações de nódulos carbonáticos (calcrete) centimétricos arredondados (Fig. 27 C).

Os paleossolos do topo do sistema inferior apresentam as seguintes características: 1) são arenosos, com cores arroxeadas e normalmente mosqueados; 2) apresentam porções com concentração de manchas esbranquiçadas carbonáticas e nódulos carbonáticos; 3) não apresentam grau de desenvolvimento elevado, sendo geralmente caracterizados por estrutura maciça; 4) toda a sucessão encontra-se bioturbada, com presença de paleorraízes que variam de 2 a 6 cm, com porções caracterizados por diferentes intensidades de bioturbação; 5) frequentemente a estrutura sedimentar primária está completamente obliterada pela pedogênese, ocorrendo localmente fantasmas da estratificação; 6) os horizontes superiores ocorrem truncados por superfície erosiva; e 7) estruturas pedológicas são raras.

Os perfis pedológicos do topo apresentam cores (roxas a brancas) e porções mosqueadas tipicamente associados à horizontes hidromórficos (Retallack, 2001; Walker, 1967). A estrutura sedimentar obliterada dos paleossolos hidromórficos, e geralmente com desenvolvimento pedogenético incipiente, pode ocorrer em função de duas possibilidades não excludentes: 1) o material de origem destes solos é muito arenoso, não permitindo desenvolvimento pedológico avançado sobre depósitos majoritariamente quartzosos; ou 2) tempo de pedogênese relativamente curto (Buol et al. 1980; Nordt et al. 2000).

Os contatos na sucessão pedogenética são difusos com presença constante de bioturbações e sem individualização de diferentes perfis pedogenéticos no *continuum* pedológico. A ocorrência de sucessões de paleossolos observados permite inferir que os perfis são tanto de tipo superimpostos quanto de tipo *cumulic* (Fedoroff et al. 2010). Os paleossolos do tipo *cumulic* são reconhecíveis pela presença de bioturbações, mas sem concentrações carbonáticas associadas à bioturbação (Fedoroff et al. 2010, Fig. 22). Os perfis *superimposed*, mais raramente encontrados em campo, caracterizam-se pela presença de rizólitos, com precipitação de carbonato de cálcio associados às raízes, cujo topo apresenta-se decapitado, mas sem associação com qualquer outra feição pedogenética (Fig. 22). O fato destes paleossolos (superimposto e *cumulic*) possuírem mais de 15 m de espessura total e sem organização clara em horizontes demonstra que durante parte de seu desenvolvimento ocorreu equilíbrio entre as taxas de deposição e pedogênese (Fig. 23).

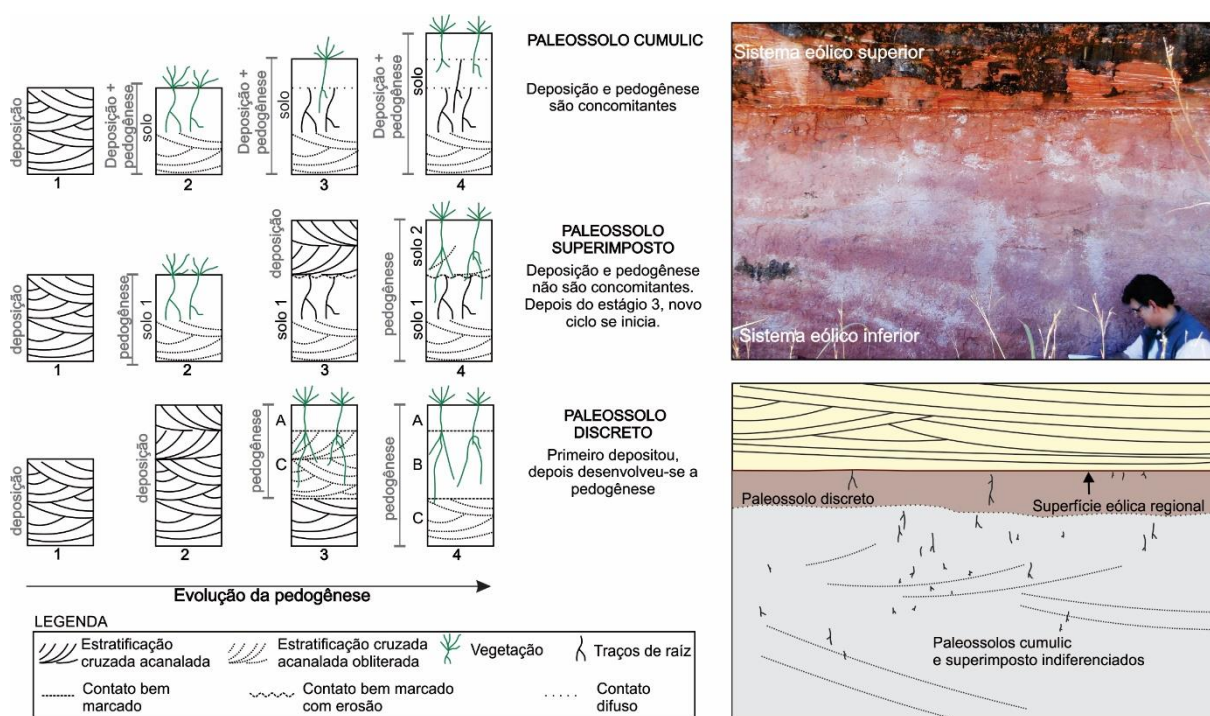


Fig. 22. Processos de evolução dos paleossolos cumulic, superimposto e discreto.

Apesar de pouco comum em sistemas eólicos, as condições de hidromorfia durante o desenvolvimento destes perfis pedogenéticos ocorre porque durante toda a história sedimentar/pedogenética do perfil o nível freático esteve posicionado próximo à superfície deposicional (Hendricks, 1991; Wojtanowicz, 1999). A permanência do nível freático alto foi preponderante na formação do topo do sistema eólico úmido, sugerindo aumento de umidade neste período.

Apenas o topo do perfil *cumulic* encontra-se estruturado, caracterizando perfil do tipo discreto (Fig. 22). Nesta porção, o horizonte B ocorre preservado com estrutura em blocos, mas com baixo grau de desenvolvimento. Não é possível inferir se a incipiência pedogenética é decorrente de pouco tempo de desenvolvimento (apesar de um tempo superior aos horizontes de paleossolos inferiores) ou se apenas está preservada a porção basal de um horizonte B desenvolvido, truncado por superfície erosiva.

O perfil mais estruturado não é contínuo lateralmente, frequentemente estando erodido, sem ocorrência de horizonte A. A estruturação do topo do perfil do paleossolo indica parada na sedimentação e um período de relativa estabilidade que possibilitou seu maior desenvolvimento em relação aos paleossolos *cumulic* e superimpostos abaixo. A ausência do horizonte A e a erosão dos perfis pedogenéticos está associada à superfície de erosão regional reconhecida,

responsável pela decapitação dos perfis discretos e provavelmente das porções superior do horizonte B (Fig. 23).

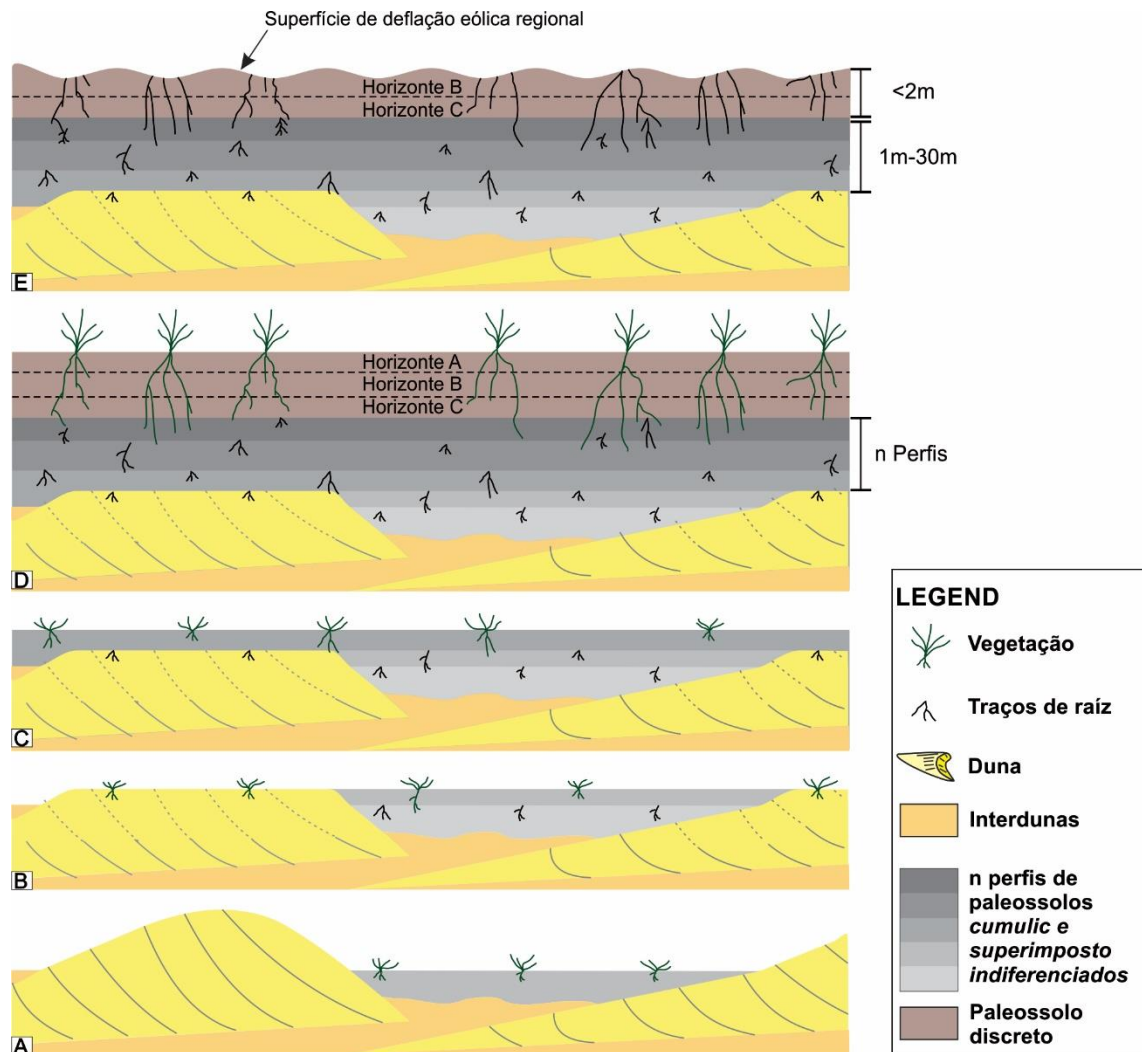


Fig. 23. Evolução dos paleossolos poligenéticos. A: Paleossolos restritos às interdunas úmidas; B: Diminuição da taxa de sedimentação e desenvolvimento da pedogênese sobre todos sistemas; C: Contínuo aporte sedimentar, mas com baixas taxas, com a pedogênese não tendo tempo de desenvolver perfis de paleossolos individualizados; D: Na base representação de n perfis de paleossolos poligenéticos; no topo, ocorrência de paleossolo desenvolvido e estruturado, indicando a quiescência sedimentar na bacia; E: Erosão dos paleossolos pela superfície de deflação eólica regional.

Os perfis *cumulic* e *superimposed* indicam diminuição progressiva do aporte sedimentar, e aumento dos processos pedogenéticos, até culminar com a parada na sedimentação e o desenvolvimento efetivo da pedogênese no sistema (paleossolos discretos; Fig. 23). E as espessuras significativas destes perfis evidenciam que este processo pedogenético/deposicional foi efetivo por tempo considerável.

Os paleossolos indicam nível freático oscilante próximo à superfície deposicional, e a precipitação de carbonatos associados às raízes nos paleossolos e a formação de calcretes sugere

condições climáticas semiáridas durante a deposição (Wright & Tucker, 1991; Retallack, 2001). Os calcretes indicam tanto condições paleoclimáticas como períodos de não deposição sedimentar (Tucker, 2003). Os paleossolos do topo provavelmente tiveram tempo relativamente grande de estabilidade e pedogênese (centenas a milhares de anos, ou mais; *sensu* Tucker, 2003), formando assim os calcretes.

A superfície de deflação eólica normalmente é controlada pelo nível freático (Talbot, 1985), e registrou na bacia a erosão dos paleossolos e seu retrabalhamento pelo vento, indicado pela concentração de clastos carbonáticos originados das rizoconcreções e retrabalhados e concentrados na superfície de deflação (Fig. 27 C). O vento erodiu e retrabalhou estes paleossolos, concentrando os nódulos em uma superfície de deflação aplainada, formando um depósito residual (“lag” de deflação).

A desconformidade regional entre os sistemas eólicos inferior e superior foi gerada por esse processo de deflação eólica, que foi efetivo em toda a Sub-Bacia Abaeté. Superfície plana pavimentada por depósitos residuais de deflação (lag) é feição típica associada a superfícies (Kocurek, 1988).

5.3 Sistema eólico superior

O sistema superior atinge até 100 m de espessura e ocorre sobre o sistema inferior ou, muitas vezes, em contato discordante diretamente sobre o embasamento neoproterozoico. É caracterizado pela predominância de depósitos de arenitos eólicos com estratificação cruzada acanalada, de porte métrico a decamétrico (Fig. 24). Arenitos sem estratificação reconhecível ou com laminação cruzada cavalgante podem ocorrer associados.

Os arenitos eólicos com estratificação cruzada acanalada do sistema superior diferem daqueles existentes no sistema eólico inferior por diversos fatores, como: 1) maior porte das estratificações; 2) coloração esbranquiçada; 3) melhor seleção granulométrica e segregação granular nos *foresets* muito bem marcada; 4) composição exclusivamente quartzosa; 5) ausência de bioturbações; 6) ausência de cimento calcítico, e 7) nenhum dos depósitos analisados apresentam feições pedogenéticas. A falta do cimento carbonático faz com que estes arenitos sejam muito mais friáveis do que os do sistema inferior e esta característica se reflete na geomorfologia local, principalmente devido à facilidade de erosão dos arenitos da sucessão superior.

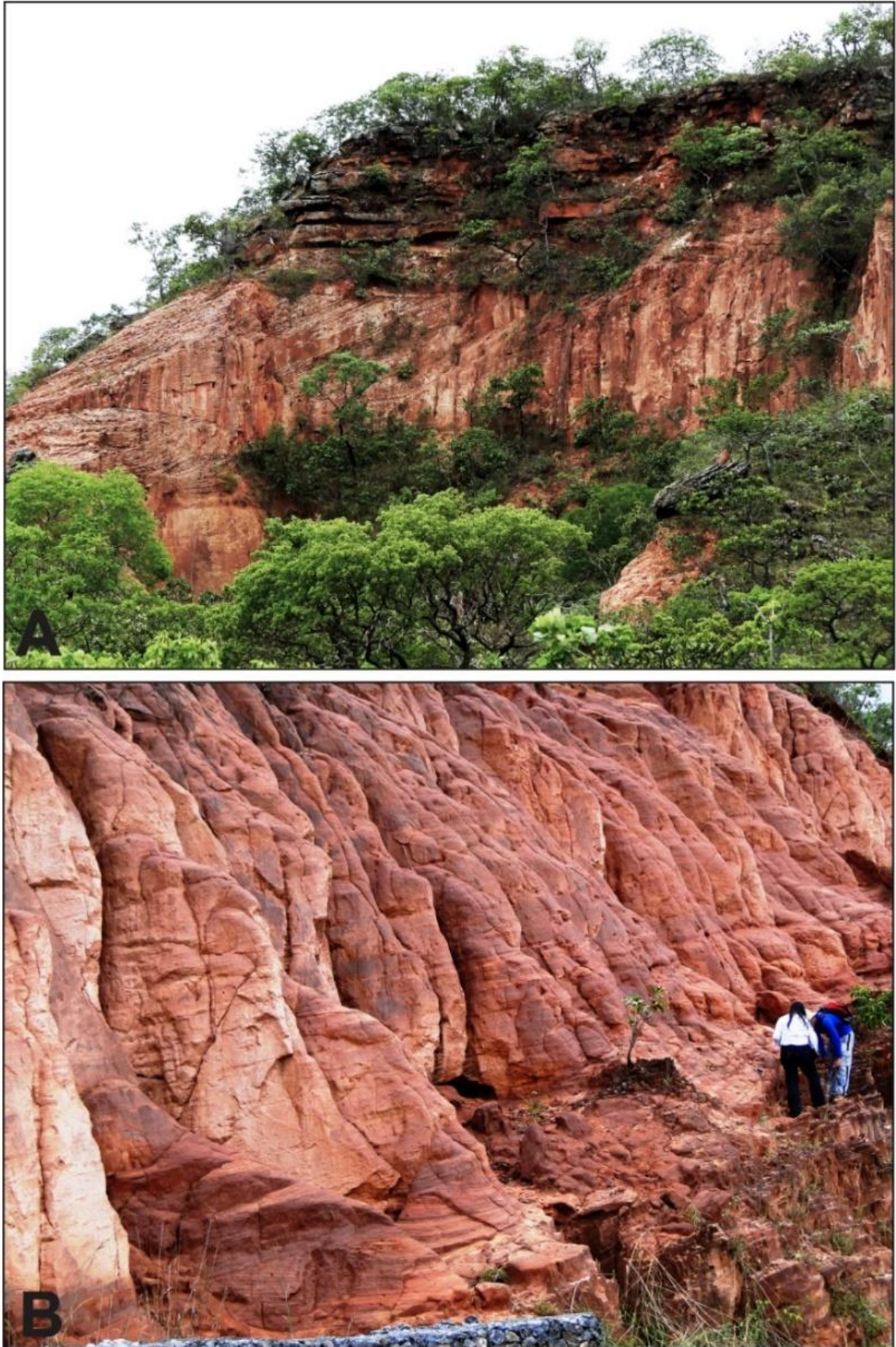


Fig. 24. Arenitos com estratificação cruzada acanalada de porte decamétrico, avermelhado, do sistema eólico superior.

No topo do sistema superior, próximo ao horizonte estratigráfico das rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda, é intensa a ocorrência de deformações sinsedimentares. Também se observa a associação dos arenitos deste sistema com as rochas magmáticas do Grupo Mata da Corda, que sobrepõe os arenitos da Fm. Três Barras.

Foram feitas 246 medidas de *foresets* com estratificação cruzada acanalada do sistema eólico superior, distribuídas em dez estações distintas (Fig. 25). O padrão geral de paleoventos para este intervalo indica sentido de transporte sedimentar para S-SW. O azimuth médio é de 197° , apresentando dispersão médio de 66% e padrão predominantemente unimodal.

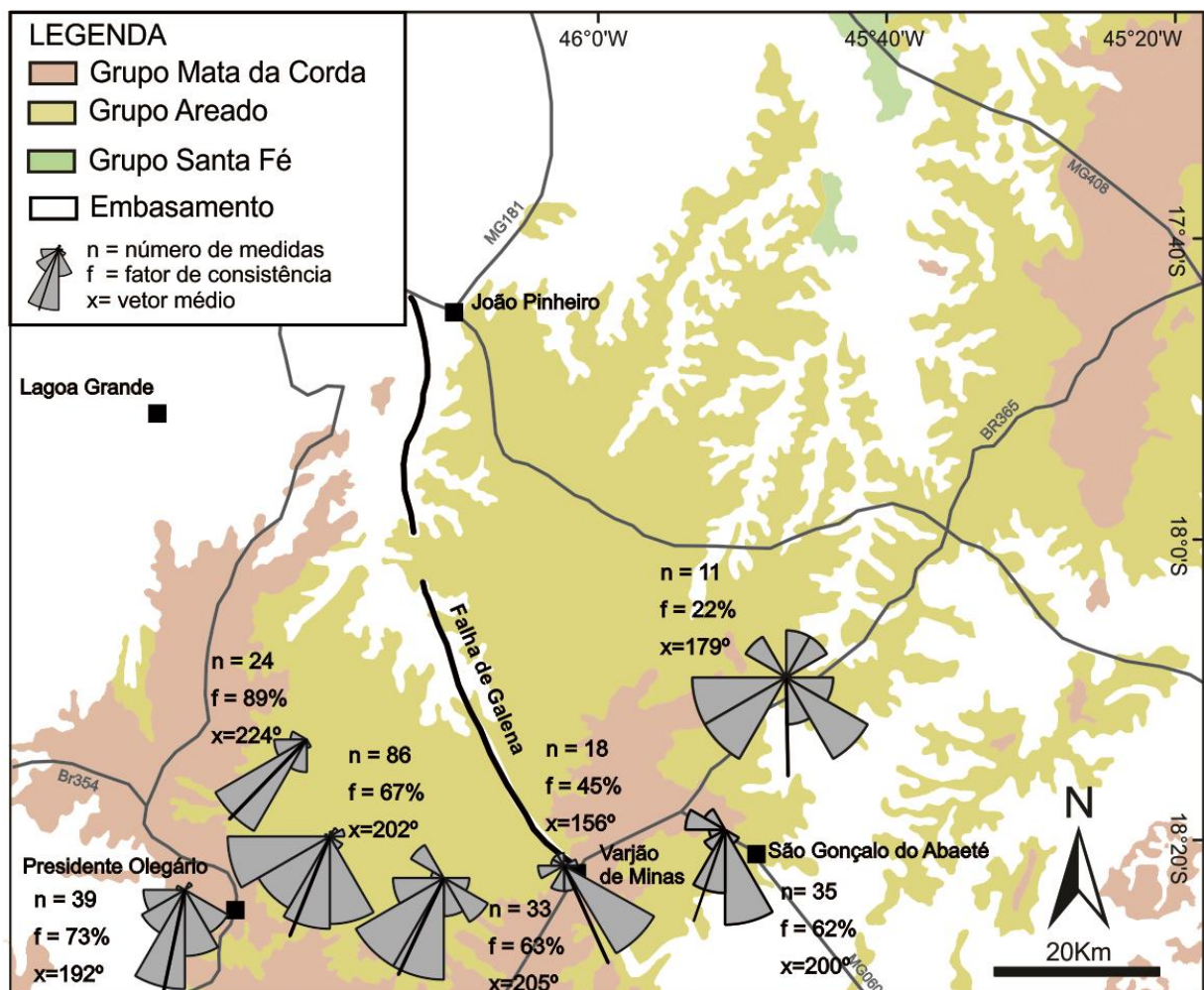


Fig. 25. Mapa com rosetas de paleoventos do sistema eólico superior.

5.3.1 Associação de fácies

Associações de fácies de duna e interdunas seca foram reconhecidas para o sistema eólico superior (Fig. 26). Os depósitos de dunas são compostos prioritariamente por arenitos com estratificação cruzada acanalada. Os arenitos variam de finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada organizados em *sets* tabulares, variando de poucos metros até 15 m (Fig. 24). Apresentam ocorrências de cunhas com gradação inversa no *foreset* (produto de *grain flow*) e lâminas de segregação granular, evidenciadas por estruturas do tipo *pin stripe* (Fig. 27 A). Raramente foi observado depósito de interdunas intercalados com as dunas. Estes perfazem corpos tabulares de arenito finos a médios e bem selecionados, de no máximo 0.5 m, normalmente sem estrutura sedimentar reconhecível ou com laminação cruzada cavalgante (Fig. 27 B). Geralmente os depósitos de interdunas estão delimitados, no topo e na base, por superfícies de deflação de 1ª ordem, que as separam dos depósitos de dunas (*sensu* Kocurek e Havholm 1993). O porte das dunas eólicas é variável (poucos metros a até 15m), no entanto, não há tendência geral de aumento ou diminuição do porte das estruturas ao longo da sucessão.



Fig. 26. Bloco diagrama esquemático do sistema eólico superior

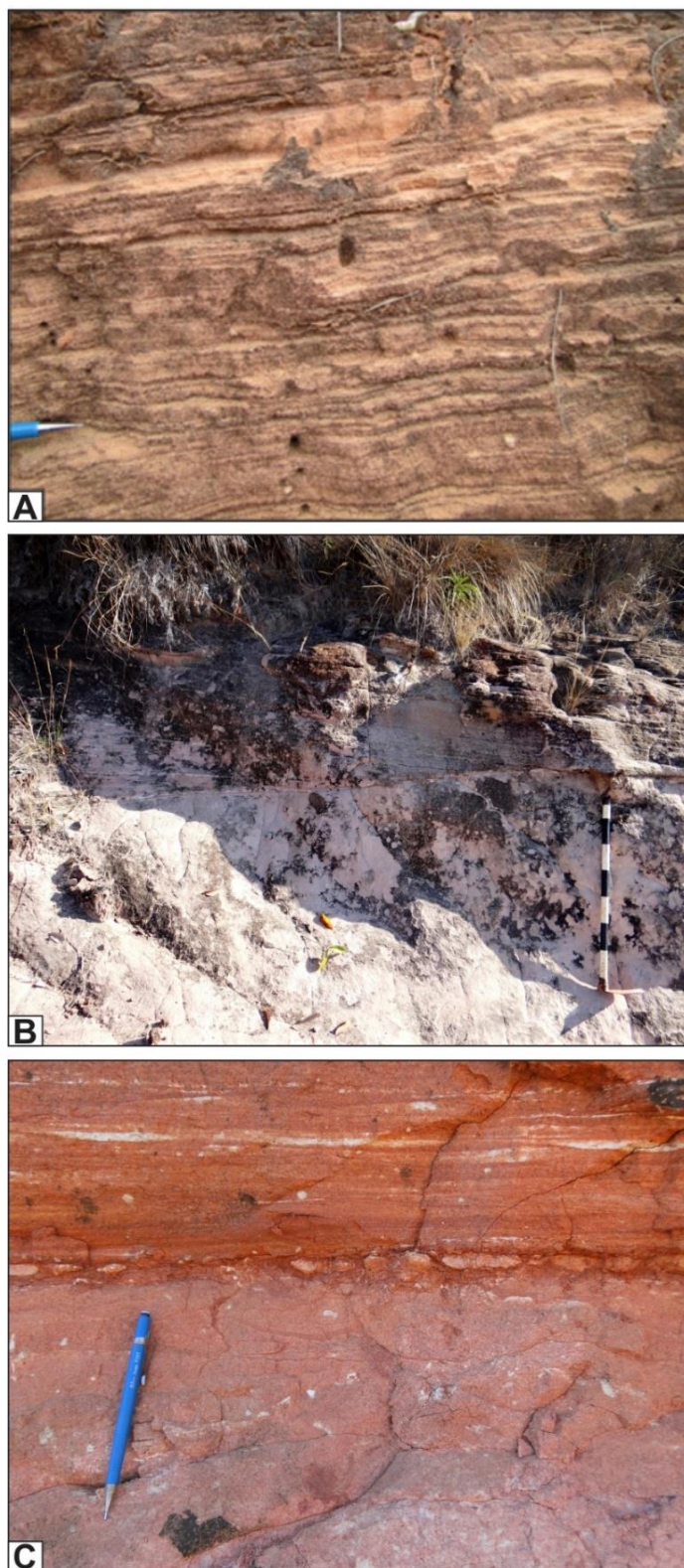


Fig. 27. Sistema eólico superior. A: Arenitos com estrutura pin-stripe; B: Arenitos com estratificação cruzada acanalada sobrepostos a arenitos maciços (escala = 70 cm); C: Nódulos arredondados concentrados na base do sistema superior (superfície tipo lag), logo acima da superfície erosiva (escala = 15cm).

5.3.2 Petrografia e diagênese

Foram descritas oito lâminas petrográficas de arenitos com estratificação cruzada acanalada, pertencentes ao sistema superior. Petrograficamente os arenitos do sistema eólico superior são bem selecionados, finos a médios, normalmente bimodais, composto quase que somente por grãos de quartzo arredondados a subarredondados (Fig. 28 A). Quando ocorrem grãos de feldspato neste sistema, eles estão parcialmente ou completamente alterados, preservando fantasmas do mineral (Fig. 28 A). Grãos de minerais opacos são frequentes no sistema superior (até 3%).

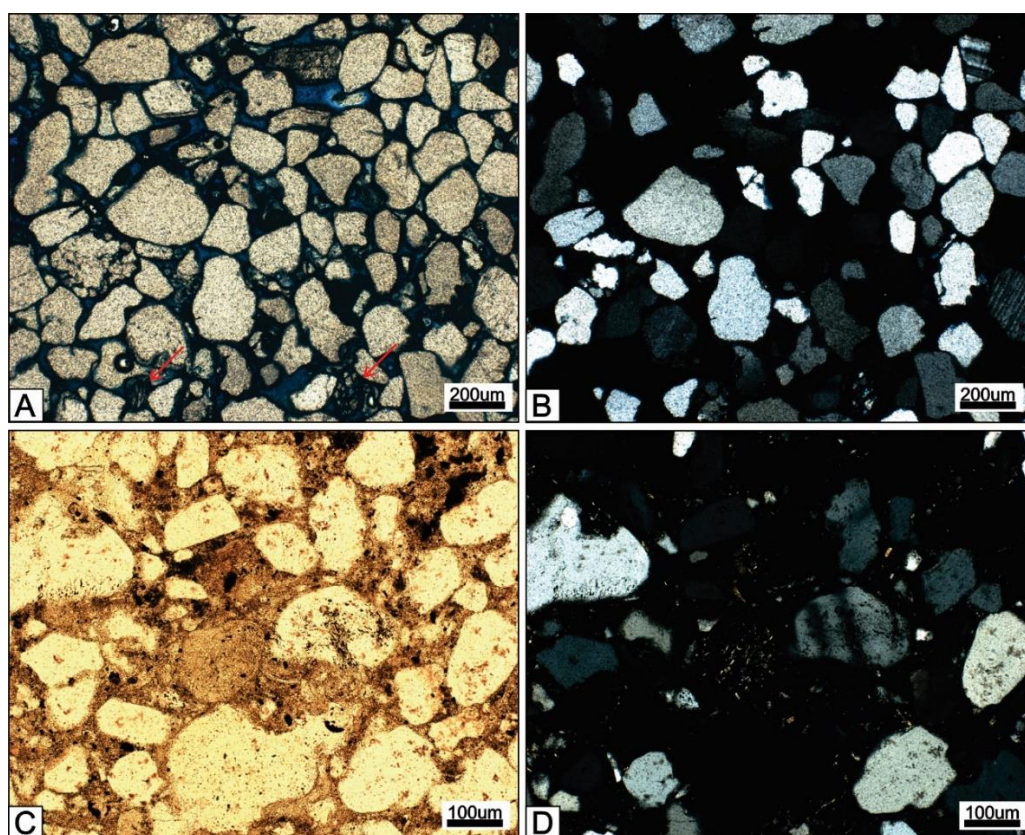


Fig. 28. Fotomicrografia dos arenitos do sistema eólico superior. A e B: Grãos de quartzo arredondados a subarredondados, com boa seleção, arcabouço aberto e poroso; setas vermelhas indicando dissolução de feldspatos (A – nicóis paralelos, B – nicóis cruzados); C e D: Arenito quartzoso e com minerais opacos, grãos arredondados, e argila infiltrada (C – nicóis paralelos, D – nicóis cruzados).

Os arenitos do sistema eólico superior geralmente são bem porosos (até 20%), com porosidade predominantemente primária, do tipo intergranular (Fig. 28 A e B). Os arenitos apresentam argila infiltrada (Fig. 28 C e D), variando de 3% a 15%. Em uma lâmina foi possível reconhecer que a argila é caulinita, contudo não foi possível distinguir com certeza qual o tipo de argila nas demais lâminas. Óxidos de coloração vermelha são comumente encontrados como manchas ou como cimento intergranular.

5.3.3 *Deformações sinsedimentares e associação com rochas magmáticas*

Próximo ao contato com rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda, é frequente a ocorrência de deformações sinsedimentares dúcteis e, mais raramente, deformações rúpteis. As deformações são geradas principalmente por processos de liquefação e fluidificação do sedimento arenoso. Liquefação é quando os grãos perdem o contato entre si, e ficando temporariamente suportado pelo fluido (Lowe, 1975). Fluidificação é o arrasto ascendente do fluido, levando os grãos a perderem a sustentação (Lowe, 1975). Em ambos os casos o sedimento encontra-se saturado em água. Liquidificação é o termo mais geral usado para descrever a mudança de estado sólido-líquido na coesão granular, e pode ser usado para designar tanto fluidificação como liquefação (Allen, 1984).

Estruturas deformacionais podem ocorrer restritas a determinadas camadas limitadas por camadas não deformadas (Fig. 29). Em alguns casos tem grane continuidade lateral, por dezenas de quilômetros. Predominam as deformações em sedimentos inconsolidados. As principais estruturas deformacionais dúcteis reconhecidas são dobras desarmônicas, com porte variando de poucos centímetros a 2 m, muitas vezes levando a verticalização do arenito e a obliteração da estrutura primária da rocha. Feições de injeção ascendente de areia (Fig. 29) e falhas associadas a dobras de arrasto também estão presentes (Fig. 30 A e B). Em alguns pontos observa-se a liquidificação e mobilização dos arenitos, com formação de diques de areia associados a descontinuidades (Fig. 29 e Fig. 31 A). Feições de injeção ascendente de arenito e diques de areia correspondem a estruturas de injeção de sedimento e é uma das categorias de deformação em sedimentos macios (Owen *et al.*, 2011). Falhas conjugadas, de componentes normal e reversa, com rejeito da ordem de centímetros, ocorrem pontualmente (Fig. 31 B).

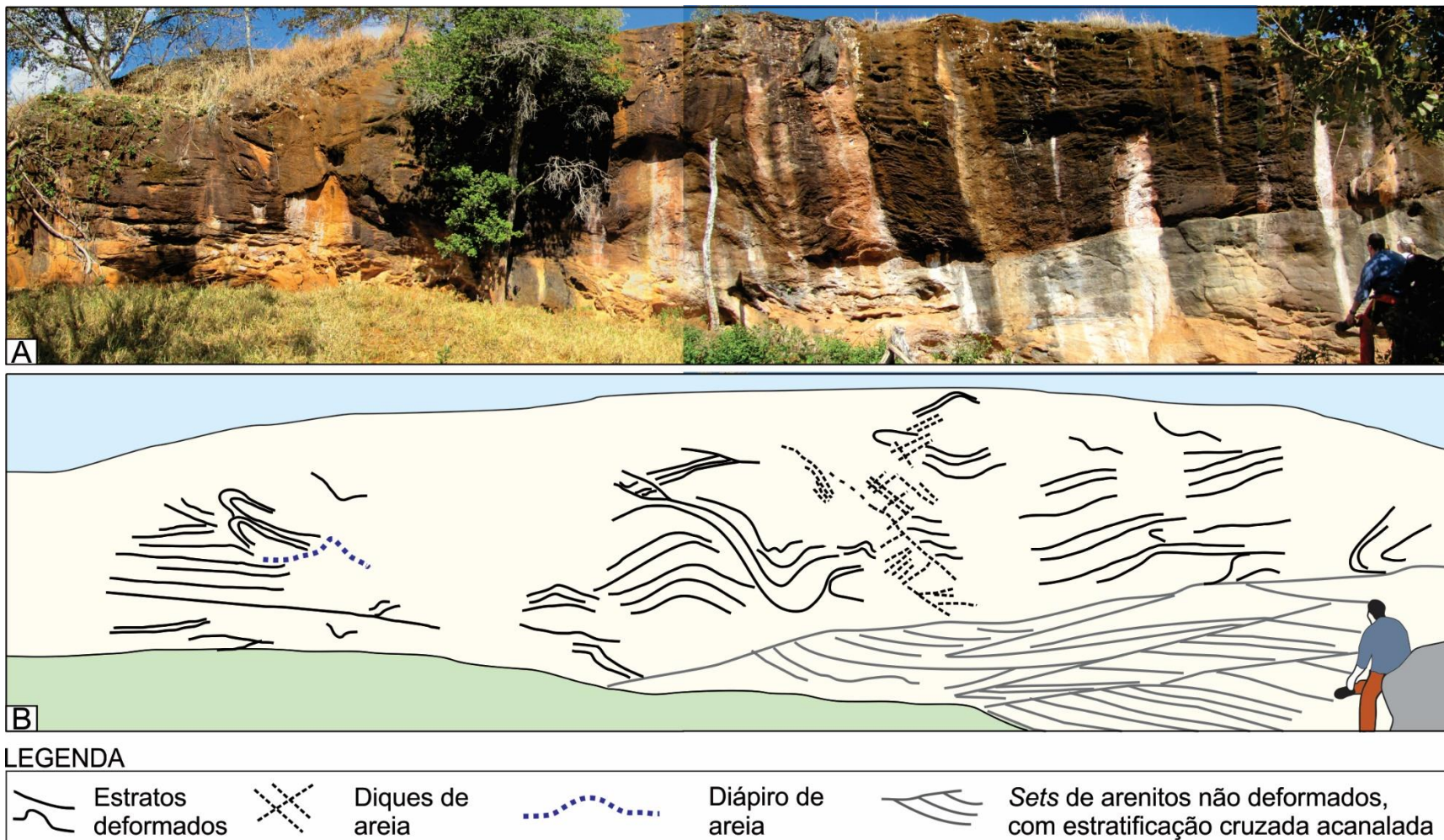


Fig. 29. A: Camadas de arenitos deformados sobrepostas a camadas de arenitos sem deformação. Ambos os conjuntos de arenitos apresentam estratificação cruzada acanalada;.B: Interpretação do painel A.

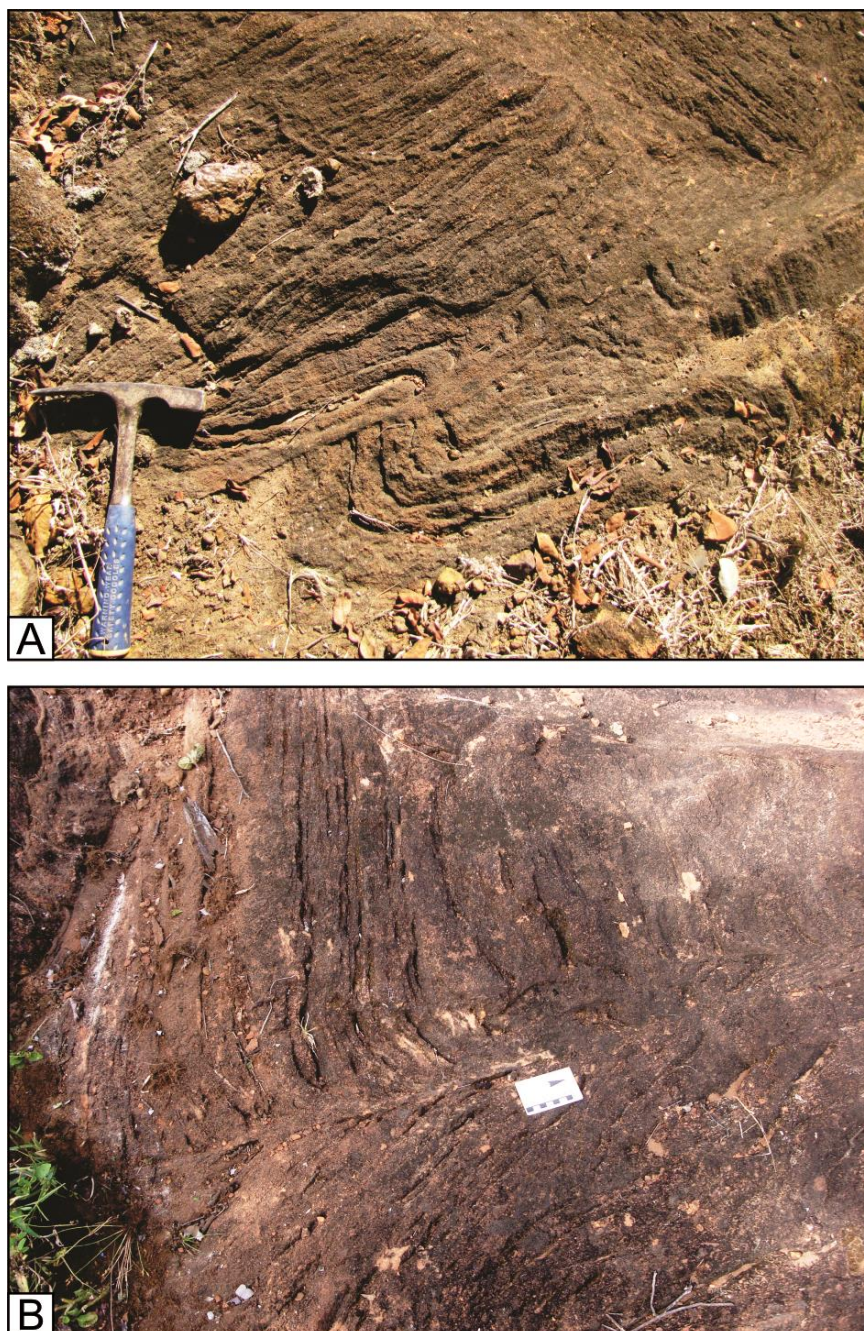


Fig. 30. Deformações nos arenitos do sistema eólico superior. A: Dobra desarmônica assimétrica (escala = 30 cm); B: Falha associada a dobras de arrasto (escala = 8 cm).

Os arenitos ocorrem muitas vezes associados às rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda. Dentro das dunas ocorrem *lapilli* e bombas vulcânicas de até 3 m de diâmetro (Fig. 32 A e B). Em alguns casos, o impacto das bombas vulcânicas deformou plasticamente os arenitos, formando dobras e levando a verticalização das estruturas. Depósitos de arenitos em meio a rochas piroclásticas são comuns neste intervalo, e caracterizam o aprisionamento de dunas eólicas por espessos depósitos de cinza vulcânica. Uma característica dos arenitos da porção de topo do sistema superior é a intensa silicificação e a destruição de suas estruturas primárias,

decorrente provavelmente do magmatismo (Fig. 32 C). Quando ocorrem perto das rochas magmáticas, os arenitos com estratificação cruzada acanalada assumem coloração avermelhada, diferindo da cor mais esbranquiçada normalmente observada nos litotipos do sistema superior.

A interação entre a associação superior e as rochas magmáticas, com *lápilis* e bombas vulcânicas, foi observada somente em afloramentos, mas seu posicionamento estratigráfico coincide com o horizonte estratigráfico de intensas deformações observado em outros afloramentos e na seção denominada São José Romão (Fig. 4).

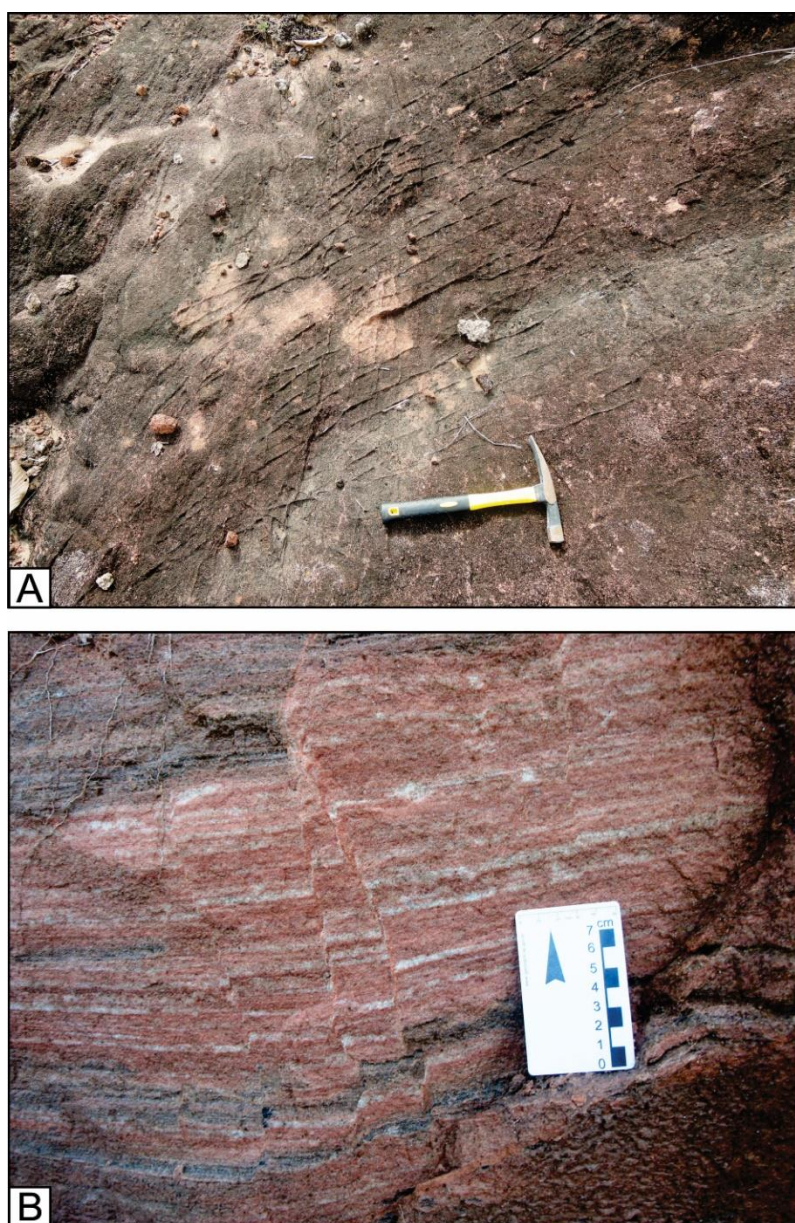


Fig. 31. Deformações nos arenitos do sistema eólico superior A: Diques de areia no arenito (escala = 30 cm); B: Conjugado de falhas normais (escala = 8 cm).

Deformações em arenitos eólicos não são raros, e muitas vezes gerados pela própria dinâmica sedimentar (Moretti, 2000). Contudo, gatilhos de deformação internos ao sistema, os processos autocinéticos (sobrecarga, bioturbação, erosão diferencial, etc) foram excluídos neste estudo pela análise das fácies sedimentares da porção deformada e da porção subjacente não deformada. Assim, no caso aqui observado, interpretou-se que as deformações são do tipo em sedimentos macios (*soft-sediment*), com feições de liquefação e fluidificação geradas por sismicidade. Os fatores que impulsionam esta interpretação são: o porte das deformações, que variam da escala milimétrica a métrica; o tipo de deformações, com dobras e injeções de areia; deformações delimitada a um horizonte estratigráfico específico de extensão lateral significativa; camadas deformadas e não deformadas com as mesmas feições sedimentológicas. Unidades com fatores semelhantes aos aqui listados também foram interpretadas como sismitos (Moretti e Ronchi, 2011).

Sismitos são depósitos com deformações sedimentares originadas por sismicidade, ocorrendo mais comumente em sedimentos não litificados, pouco compactados e com presença de água (Montenat *et al.*, 2007). Muitas vezes estas deformações sísmicas superpõem as estruturas deposicionais da rocha (Montenat *et al.*, 2007).

Chamani (2011) propõe, embasado pela bibliografia do assunto, alguns critérios para identificação de sismitos: 1. A estrutura deve ser gerada por liquefação; 2. Ausência de evidência de outros agentes desencadeadores; 3. Relação espacial ou geométrica com falhas ou lineamentos importantes; 4. O horizonte deformado apresenta grande continuidade lateral; 5. Estruturas confinadas a uma única camada ou horizonte estratigráfico; 6. Presença de mais de um tipo de estrutura; 7. Estruturas similares às descritas na literatura por terremotos históricos; 8. A repetição vertical mostra eventos recorrentes. Estes critérios são reconhecidos na área aqui estudada, principalmente os primeiros seis critérios. Por exemplo, na Sub-Bacia Abaeté se tem a Falha de Galena, feição estrutural importante para a área e considerada ativa durante o Cretáceo por muitos autores (Sawasato, 1995; Campos e Dardenne, 1997; Fragoso, 2011), ou seja, atende ao critério de relação com falhas ou lineamentos importantes na área proposto por Chamani (2011).

A porção deformada ocorre associada às rochas vulcânicas do Mata da Corda, sendo este vulcanismo reconhecidamente ácido e piroclástico (Campos e Dardenne, 1997). Aventa-se neste trabalho a possibilidade do vulcanismo Mata da Corda ter sido o responsável por gerar sismos na Sub-Bacia Abaeté e, conseqüentemente, deformar a porção superior do sistema eólico superior. Sismitos desencadeados por vulcanismo já foram descritos na literatura (Moretti e Ronchi, 2011).

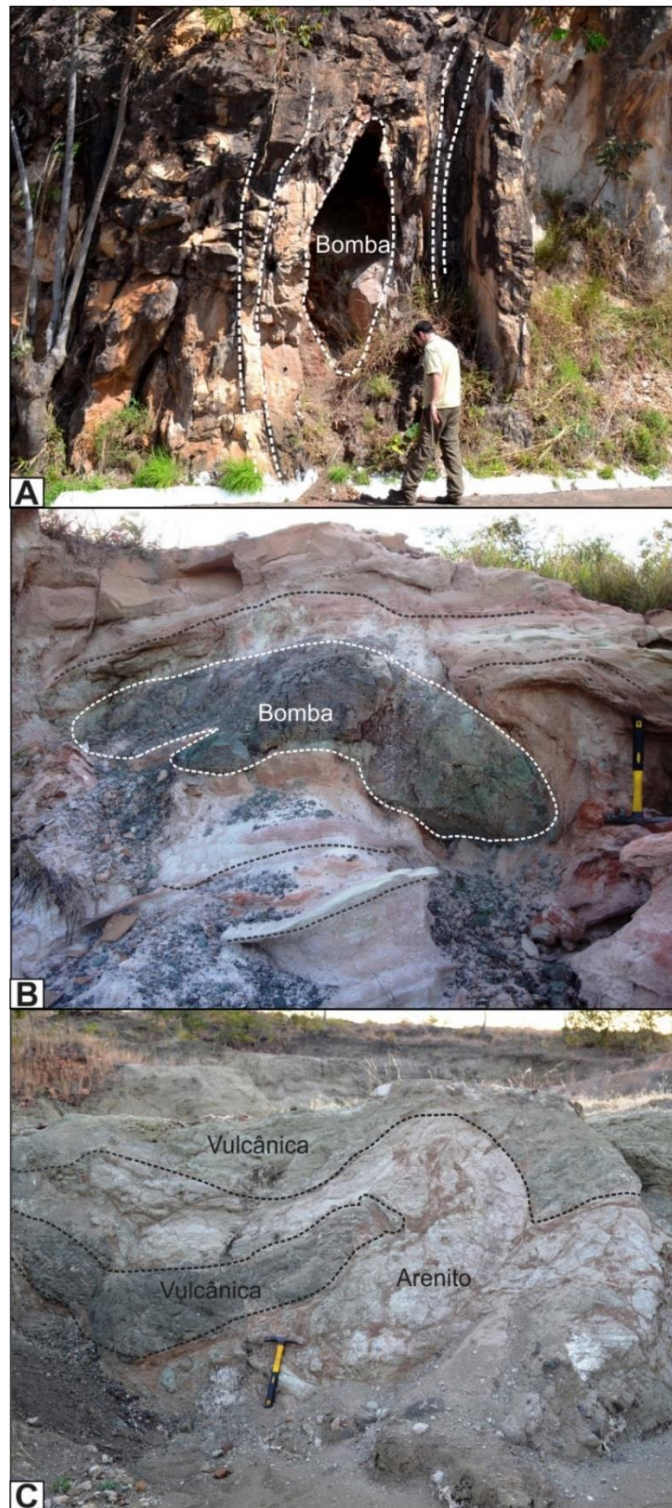


Fig. 32. Associação do sistema eólico superior e as rochas vulcânicas. A: Bomba vulcânica de 3 m dentro de arenitos deformados e silicificados (escala = 1,8m); B: Bomba decimétrica em arenito deformado e silicificado (escala = 30cm); C: Arenitos deformados dentro de rochas magmáticas (escala = 30cm).

5.3.4 *Interpretação paleoambiental*

Nos sistemas eólicos secos o nível freático encontra-se abaixo da superfície deposicional, e apesar de poderem ocorrer grandes depósitos de interdunas, não é esperada preservação significativa destas interdunas em sistemas secos (Kocurek, 1996). Quando as interdunas secas são preservadas, suas estruturas sedimentares serão geradas exclusivamente por processos eólicos, sem influência de processos subaquosos, mas com a presença de superfícies deflacionares (Kocurek, 1981).

O sistema eólico superior caracteriza-se pelo predomínio das dunas eólicas, com ocorrências localizadas de interdunas. O maior porte das dunas, a ausência de sedimentos finos de deposição subaquosa e a pouca expressividade das interdunas sugerem sistema eólico seco (*sensu* Kocurek, 1981). Quando presentes, os depósitos de interdunas apresentam estruturas sedimentares geradas pelo vento, como ondulações de corrente (*ripples*). Também são comuns superfícies deflacionares de 1ª ordem entre a região interdunar e as dunas ou delimitando as próprias dunas, corroborando assim a interpretação de um sistema eólico seco (Kocurek, 1981).

As deformações sinsedimentares encontradas no topo do sistema eólico seco superior foram geradas por influência direta de tectonismo ativo concomitante à sedimentação. A associação desta camada deformada com as rochas magmáticas de origem piroclástica conduz à interpretação de que estas deformações podem também estar associadas ao evento vulcânico Mata da Corda. Essa relação reforça a hipótese de contemporaneidade entre o magmatismo Mata da Corda e a sedimentação do sistema eólico superior.

6 CORRELAÇÕES E IMPLICAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS E PALEOCLIMÁTICAS

As duas sucessões eólicas reconhecidas para a Formação Três Barras, limitadas entre si por uma super-superfície regional de características deflacionárias, evidenciam clara alteração nos padrões de sedimentação. Devido à ausência de datações radiométricas, a idade exata dos depósitos eólicos é tema em aberto, o que torna critérios estratigráficos fator crucial para a cronoestratigrafia da sucessão.

O registro sedimentar da sucessão inferior permitiu caracterizá-lo como sistema eólico úmido com marcada oscilação de alta frequência do lençol freático. Na porção basal da sucessão inferior, a alternância de depósitos mais espessos de dunas e de interdunas, formando corpos d'água efêmeros (interdunas alagada) e com perfis de paleossolos restritos e mais desenvolvidos, indicam menor oscilação no nível freático, com períodos bem marcados de estabilização deste. Em direção ao topo da sucessão, oscilações de maior frequência do lençol são indicadas por: 1) porte reduzido dos depósitos de dunas; 2) maior frequência de depósitos de interdunas úmidas pouco espessos e com gretas de ressecamento; 3) diminuição na frequência de depósitos subaquosos, e 4) maior incidência de perfis de paleossolos, normalmente pouco desenvolvidos. Neste contexto, o lençol freático não se encontrava estabilizado, o que possivelmente impedia a deposição de interdunas mais espessas, a formação de corpos d'água perenes e maior desenvolvimento pedogenético. A recorrência, nestas porções, de concreções carbonáticas nos paleossolos e gretas de ressecamento nas fácies finas registra períodos em que o lençol freático estava baixo.

Os perfis de paleossolos poligenéticos (*cumulic* e superimpostos) presentes no topo do sistema eólico úmido, com feições de hidromorfia, indicam que o lençol freático voltou a estabilizar próximo à superfície. Seu desenvolvimento poligenético também marca diminuição progressiva do aporte sedimentar para o topo e maior intensidade dos processos pedogenéticos, até a quiescência sedimentar e estabilização da pedogênese no topo (perfil discreto).

A superfície de deflação regional, responsável pela erosão parcial dos perfis de paleossolos do topo da sucessão inferior, marca redução significativa do aporte sedimentar. As dunas eólicas de maior porte, que caracterizam o sistema eólico superior, registram o desenvolvimento de um significativo sistema eólico seco, sem evidências de oscilações do lençol freático.

Diferenças petrográficas e diagenéticas importantes foram observadas entre arenitos dos sistemas eólicos. Os arenitos do sistema eólico superior são melhor selecionados, mais maduros,

texturalmente e composicionalmente, e bem mais porosos do que os do sistema eólico inferior. Em termos diagenéticos, a cimentação pervasiva de carbonato de cálcio afetou apenas o sistema eólico inferior na eodiagênese e anteriormente a deposição do sistema eólico superior. Assim, a descrição petrográfica corroborou tratar-se de dois sistemas eólicos diferentes.

As fácies de *playa lakes* da Formação Quiricó, que ocorrem subjacentes e interdigitadas com as fácies do sistema eólico úmido (sucessão inferior), é do Barremiano/Aptiano (Carmo *et al.*, 2004). A curva de umidade para latitudes médias durante o Cretáceo mostra aumento das condições de umidade entre o Aptiano e o Cenomaniano, coincidindo assim com o período de deposição do sistema eólico úmido (Frakes 1986, Fig. 33). Dados *proxy* de estudos de foraminíferos plantônicos e bentônicos mostram temperatura alta e variações de alta frequência para o mesmo período (Keller, 2008), corroborando assim com a interpretação de oscilações climáticas de alta frequência para o sistema eólico inferior.

A associação do sistema superior com as rochas vulcânicas e piroclásticas do Grupo Mata da Corda (datadas em aproximadamente $80 \text{ Ma} \pm 3 \text{ Ma}$, Sgarbi *et al.*, 2004), e a presença de deformações tectônicas sinsedimentares neste intervalo, sugere que o sistema eólico seco tenha sido depositado no Campaniano. Este intervalo de tempo coincide com as condições de maior temperatura no Cretáceo (Keller, 2008), e o decréscimo nas condições globais de umidades (Frakes, 1986).

O tipo de sistema eólico, seco ou úmido, comumente é condicionado pela posição do nível freático, que por sua vez pode estar intimamente atrelado ao clima, bem como a mudanças tectônicas e mudanças locais de nível de base. Em decorrência das associações de fácies, dos traços fósseis indicando condições úmidas (paleoambiente suportando saurópodes de grandes dimensões), da distância com a costa, a ausência de corpos d'água significativos nas proximidades e das semelhanças dos sistemas aqui interpretados com as curvas de umidade e temperatura regional, aventa-se a possibilidade destes sistemas eólicos refletirem mudanças climáticas. Assim os sistemas eólicos interpretados são reflexo direto das condições climáticas no Cretáceo.

As curvas de temperatura e umidade (Frakes, 1986; Keller, 2008; Fig. 33) mostram também abrupta mudança das condições climáticas no tempo Cenomaniano/Turoniano, o que pode ter relação direta com a formação da discordância (super-superfície de deflação) que separa as sucessões inferior e superior. A maior aridez neste intervalo de tempo pode ter provocado o rebaixamento brusco do nível freático e a formação da superfície de deflação de dimensões regionais. Segundo Kocurek (1988), super-superfícies em que o fator preponderante

de sua gênese foi climático tendem a ter dimensões expressivas, em escala de bacia, assim como foi observado para a Bacia Sanfranciscana.

A diferença de idade dos depósitos dos sistemas eólicos úmido (Cretáceo Inferior) e seco (Cretáceo Superior) indica que a super-superfície marca um importante hiato temporal na bacia. A cimentação precoce (eodiagênese) apenas dos arenitos do sistema eólico inferior corrobora a existência de lacuna temporal entre os sistemas. As feições pedogenéticas e a presença de calcretes no topo do sistema eólico inferior também indicam estabilidade da pedogênese por um período de tempo significativo (Tucker, 2003).

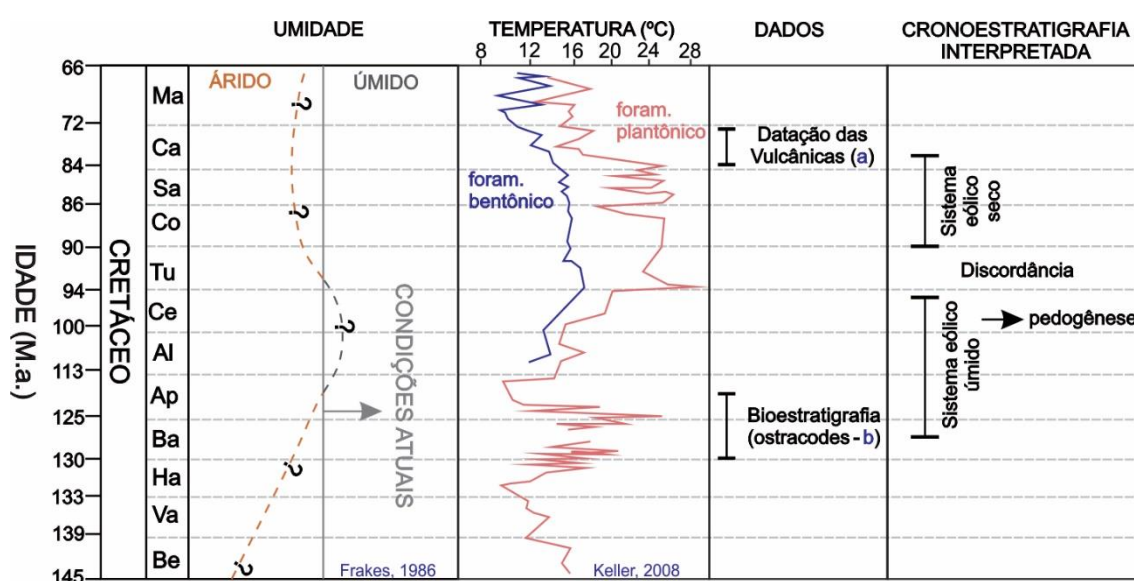


Fig. 33. Comparação e interpretação da deposição das rochas pertencentes aos sistemas eólicos aqui descritos com as curvas de umidade para latitudes médias (Frakes, 1986) e de variação de temperatura oceânica em altas latitudes no hemisfério sul (Keller, 2008) para o Cretáceo. a – Sgarbi *et al.*, 2004; b – Carmo, 2004. Be = Berriasiano; Va = Valanginiano; Ha = Hauteriviano; Ba = Barremiano; Ap = Aptiano; Al = Albiano; Ce = Cenomaniano; Tu – Turoniano; Co = Coniaciano; Sa = Santoniano; Ca = Campaniano; Ma = Maastrichtiano.

A unidade eólica que ocorre concomitante ao magmatismo e com deposição no Cretáceo Superior é o Grupo Urucuia (Campos e Dardenne, 1997). A idade campaniana aqui sugerida para o sistema eólico superior, contemporâneo ao Grupo Mata da Corda deu origem a hipótese de que o sistema eólico superior é lito e cronocorrelato ao Grupo Urucuia. A fim de tentar responder esta questão buscou-se comparar o sistema eólico superior com os litotipos do Grupo Urucuia.

Para isso, foi levantada uma seção-colunar no Grupo Urucuia e visitados afloramentos típicos desta unidade. A seção localiza-se nas proximidades da comunidade de Buraquinho, a leste da cidade de Chapada Gaúcha, Minas Gerais (Fig. 34). A área em que a seção foi levantada

é mapeada como Formação Posse, e corresponde a uma das áreas-tipo de exposição das unidades do Grupo Urucuia ([Campos, 1996](#); [Chaves e Dias, 2015](#)).

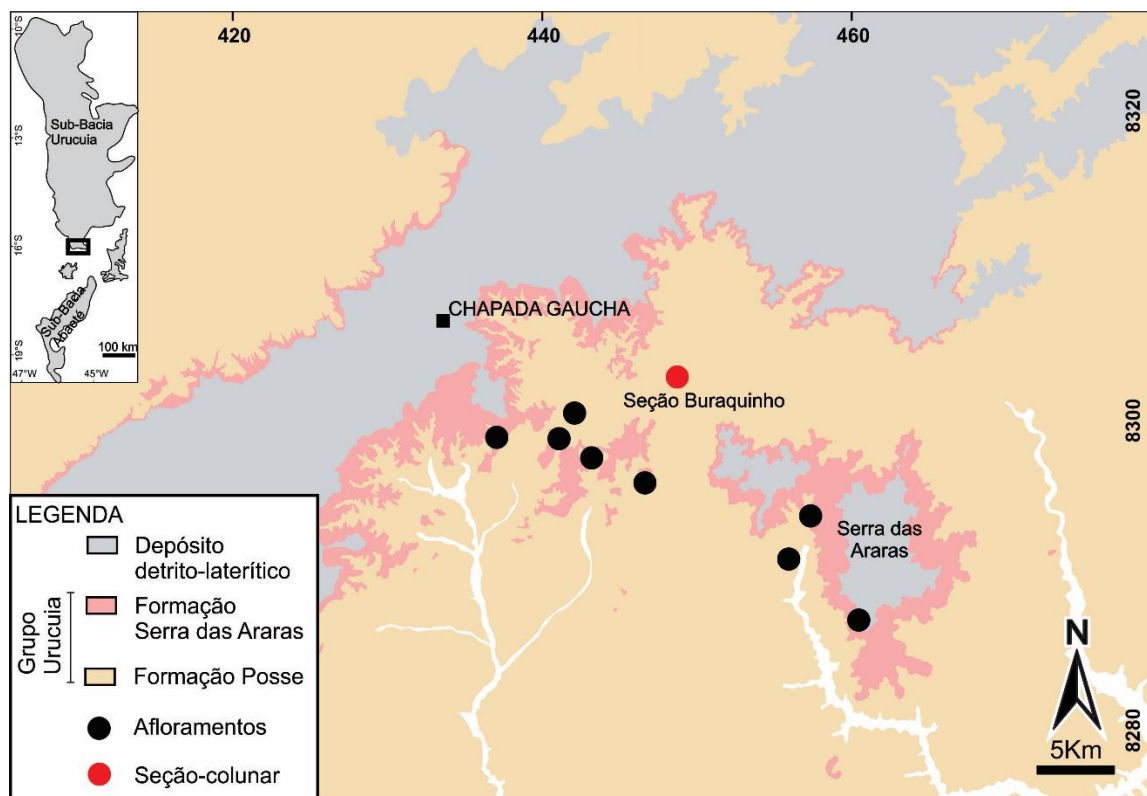


Fig. 34. Localização dos afloramentos visitados e da seção-colunar levantada do Grupo Urucuia (modificado de [Projeto Fronteiras de Minas Gerais, 1:100.000](#)).

A seção-colunar do Grupo Urucuia é constituída por arenitos bem selecionados, bimodais, com grãos arredondados, com *pin-stripe*, de coloração avermelhada, em *sets* variando de 2 a 10 m de espessura. No empilhamento ocorre a intercalação entre *sets* de arenito fino/muito fino, com estratificação cruzada acanalada métrica, e de *sets* de arenito fino/médio, em *sets* decimétricos com estratificação cruzada acanalada ([Fig. 35](#)). Predominam paleocorrentes para SW na seção.

A comparação entre esta seção-colunar da Formação Posse do Grupo Urucuia e as seções do sistema eólico superior levantadas neste trabalho nos mostra semelhanças tanto nas fácies e padrão de empilhamento, com variação entre dunas métricas e decimétricas, como nos dados de paleoventos ([Fig. 36](#)). Outras semelhanças entre as seções chamam a atenção, como a ausência de cimento, o grande porte das estratificações cruzadas e a pouca variação vertical de fácies.

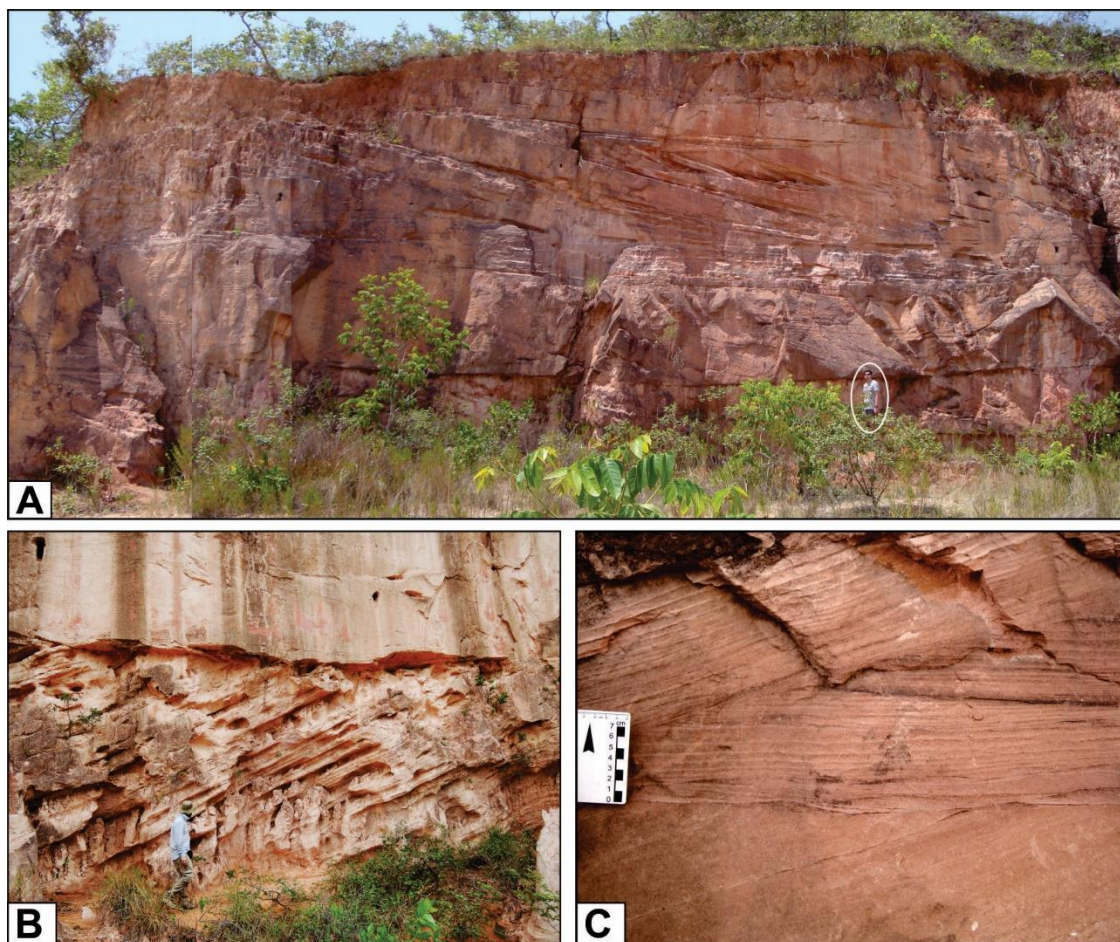


Fig. 35. Arenitos da Fm. Posse, unidade inferior do Grupo Urucuia. A: Sets métricos de arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte; B: Estratificação cruzada acanalada; C: Estrutura *pin-stripe* na laminação cruzada.

Normalmente é considerado uma discordância do tipo litológica entre os grupos Areado e Urucuia, sendo a unidade inferior eocretácea e a superior neocretácea (Campos, 1996). Contudo essa relação de discordância não é consenso (Sgarbi, 2000), e o contato entre os grupos raramente é observado em campo, com ocorrência dos litotipos do Grupo Areado quase que somente na Sub-Bacia Abaeté e os do Urucuia na Sub-Bacia Urucuia. Como tanto a Formação Três Barras (Grupo Areado) como a Formação Posse (Grupo Urucuia) caracterizam-se pelo predomínio de deposição eólica, é difícil separar as unidades. Por esse motivo Sgarbi (2000) considerou as rochas destas unidades indiferenciadas na porção noroeste de Minas Gerais.

Segundo Campos (1996), algumas características permitem separar as fácies eólicas da Formação Três Barras e do Grupo Urucuia: O Grupo Urucuia apresenta pouca variação lateral e vertical de fácies; sedimentação predominantemente eólico; condições paleoclimáticas áridas de ambiente desértico; paleocorrentes para SW; cimentação local por sílica e óxidos; até 5% de matriz infiltrada; predominância de arenitos vermelhos. A Formação Três Barras apresenta constantes mudanças laterais e verticais de fácies; encontra-se interdigitado com sistemas

fluviais, lacustres e fluvio-lacustres; depositado em condições climáticas semiáridas; paleocorrentes para leste e para norte; cimentação por carbonatos; pequenas concentrações de matriz infiltrada; arenitos predominantemente de cores claras.

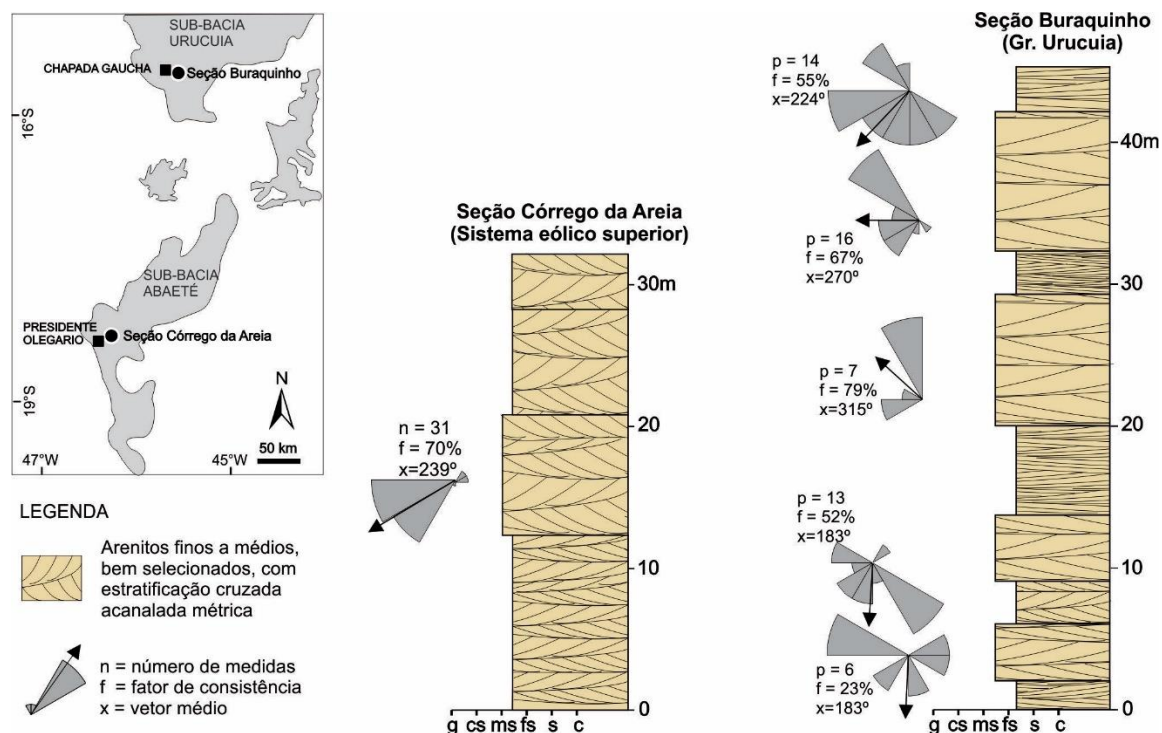


Fig. 36. Comparação entre a Seção Córrego da Areia, do sistema eólico superior, e a seção Buraquinho do Grupo Urucuia.

As associações de fácies permitiram distinguir no presente trabalho dois sistemas eólicos na Formação Três Barras: o superior é um sistema eólico seco, de clima árido, semelhante às condições paleoclimáticas áridas de deposição da Formação Posse. O sistema eólico superior atende quase que totalmente às características atribuídas para as fácies eólicas do Grupo Urucuia, propostas por [Campos \(1996\)](#).

Outra semelhança entre o sistema eólico seco e o Grupo Urucuia é a porosidade. O Grupo Urucuia é uma importante unidade permo-porosa que forma o Sistema Aquífero Urucuia e apresenta porosidades de até 20% ([Spigolon e Alvarenga, 2002](#)). Porosidade de até 20% foram também verificadas em lâminas microscópicas de arenitos do sistema eólico superior.

Considerando a associação com rochas vulcânicas do Gr. Mata da Corda e a existência de discordância com o sistema eólico inferior, e características sedimentológicas, diagenéticas e as condições paleoclimáticas áridas durante sedimentação, defende-se nesta dissertação que o sistema eólico seco da Fm. Três Barras corresponde ao Grupo Urucuia.

De forma geral, os paleoventos dos sistemas eólicos inferior e superior são provenientes de NE durante todo o período de deposição da unidade (Fig. 37 A). O padrão de paleoventos é bastante semelhante àquele definido para a porção norte do paleodeserto (Jurássico Superior/Cretáceo Inferior) Botucatu, da Bacia do Paraná. Deste modo, é sugestivo condições atmosféricas similares tenham atuado na porção SW do supercontinente Gondwana e tenham condicionado os campos de dunas dos paleodesertos. Paleoventos provenientes de NE dos desertos Três Barras e porção norte do Botucatu, e de seus correlatos no Paraguai e Uruguai com proveniência de SE, são aqui interpretados como paleoalísios de retorno provenientes de uma célula de alta pressão localizada sobre o protoceano Atlântico Sul (Bigarella, 1973; Fig. 37 B). Essa célula de convecção continuou ativa até o Maastrichtiano, sendo responsável pelo padrão de circulação dos paleoventos para sudoeste (Parrish & Curtis, 1982; Fig. 37 C). Além da paleocirculação, esta célula também pode ter afetado as condições de umidade da área, favorecendo a precipitação nos oceanos e desertificação na porção interna do Gondwana (Selwood & Valdes, 2006).

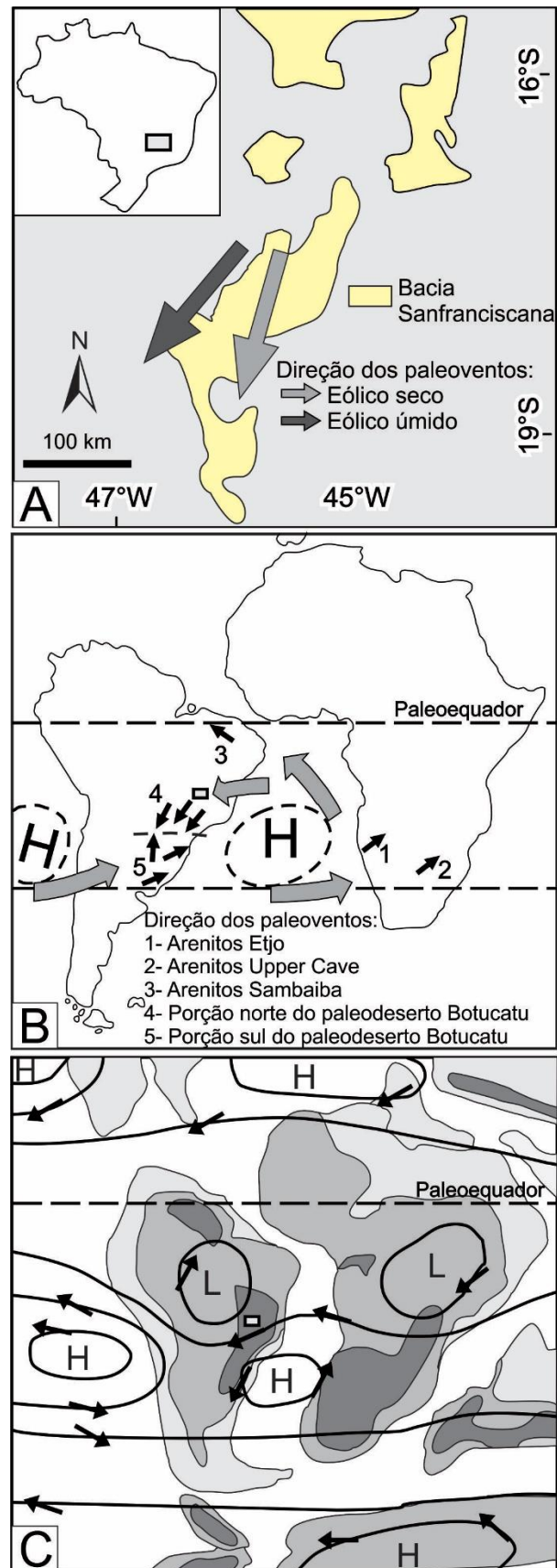


Fig. 37. Comparação entre as paleocorrentes e modelos de paleocirculação. A: Paleocorrentes dos sistemas eólicos, úmido e seco (área estudada indicada por retângulos pretos em B e C); B: Modelo de paleocirculação proposto por Bigarella (1973) para o Cretáceo inferior; C: Modelo de paleocirculação proposto por Parrish e Curtis (1982) para o Maastrichtiano.

7 CONCLUSÃO

Dois sistemas eólicos de características distintas foram reconhecidos neste trabalho, um inferior e outro superior, separados por uma super-superfície de deflação eólica regional. Os sistemas eólicos estudados mostram clara mudança em termos de padrões paleoambientais e de sedimentação, refletindo mudanças nas condições climáticas atuantes na bacia durante sua deposição.

O sistema eólico inferior apresenta grande variação lateral e vertical de fácies, e foi formado em condições de nível freático alto e oscilante. Essa interpretação baseia-se nas associações de fácies de duna, interdunas úmida, interdunas alagada, lençol de areia, depósitos fluviais (efêmero) e paleossolos. Este sistema eólico úmido apresenta cimentação eodiagenética por calcita, com arenitos pouco porosos, maturidade textural e composicional mediana, e diversos horizontes de paleossolos. Traços fósseis da icnofácies *Scoyenia* reforçam a interpretação de umidade do ambiente. Pegadas de saurópodes são reportadas pela primeira vez na bacia.

Paleossolos poligenéticos com condições de hidromorfia, que refletem a estabilização do lençol freático alto, ocorrem de forma quase contínua no topo dos depósitos do sistema eólico úmido e serviram como marco estratigráfico para a Sub-Bacia Abaeté. Estes paleossolos registram a diminuição do aporte sedimentar e progressivo aumento da pedogênese. Posterior erosão destes perfis poligenéticos durante a formação da super-superfície erosiva regional registra a abrupta redução do aporte sedimentar na bacia.

O sistema eólico superior ultrapassou os limites iniciais da bacia, progradando sobre o embasamento adjacente. Foi interpretado como sistema eólico seco, com predomínio de dunas eólicas de grande porte e com interdunas secas. Os arenitos deste sistema são maduros, bem selecionados, bimodais, porosos e com pouca matriz argilosa infiltrada. As rochas do topo do sistema eólico superior ocorrem associadas com rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda, com ocorrência de *lápillis* e bombas vulcânicas dentro dos arenitos eólicos. Os arenitos podem apresentar deformações sinsedimentares, sendo aqui interpretados como sismitos gerados por abalos sísmicos decorrentes do magmatismo efusivo e piroclástico Mata da Corda. A deformação sinsedimentar e a associação com vulcânicas indicam contemporaneidade do vulcanismo com a evolução do campo de dunas.

O conteúdo fossilífero dos pelitos interdigitados ao sistema inferior indicam que o sistema eólico úmido foi formado no Barremiano/Aptiano. As ocorrências de bombas vulcânicas e das deformações dentro do sistema eólico seco sugerem idade de sedimentação

próxima àquela atribuída às rochas alcalinas do Grupo Mata da Corda (80 Ma). Isso implica que há importante lacuna temporal entre os sistemas eólicos da Formação Três Barras, que por isso pertencem a sequências deposicionais diferentes.

As mudanças de umidade registrada nos sistemas eólicos aqui tratados coincidem com os dados da literatura de umidade e temperatura para seus períodos de deposição, com maiores umidades no Aptiano (eólico úmido) e maiores temperaturas e menores umidades para o Cenomaniano (eólico seco). O pico de umidade no início do Cenomaniano pode ter levado a diminuição do aporte sedimentar e à estabilização do freático, e a abrupta mudança das condições climáticas no tempo Cenomaniano/Turoniano dado origem a super-superfície de deflação eólica que separa os dois sistemas. A constatação da correlação entre as condições paleoambientais e as curvas de umidade e temperatura disponíveis na literatura para o período de formação dos sistemas eólicos demonstra forte influência das condições climáticas regionais no desenvolvimento dos paleodesertos que compõe a Formação Três Barras.

Os paleoventos dos sistemas eólicos, provenientes de NE, coincidem com os modelos de paleocirculação globais propostos para a época, bem como se assemelha com os padrões de circulação eólica de desertos cronocorrelatos, como a porção norte do paleodeserto Botucatu. Uma célula de alta pressão sobre o protoceano Atlântico possivelmente controlou a paleocirculação dos ventos da região e a umidade da porção oeste de Gondwana, favorecendo precipitação no oceano e levando à desertificação dentro dos continentes.

A contemporaneidade entre o sistema eólico seco e vulcânicas do Grupo Mata da Corda e a existência de discordância entre os dois sistemas eólicos indica necessidade de revisão estratigráfica da Formação Três Barras. As características faciológicas, diagenéticas e ambientais durante a formação dos arenitos do sistema eólico superior são muito semelhantes às características dos arenitos do Grupo Urucui. Em síntese, propõe-se que os depósitos do sistema eólico superior (seco) da Formação Três Barras devam ser classificados litoestratigraficamente pertencentes ao Grupo Urucui.

REFERÊNCIAS

- Arai, M., Dino, R.; Milhomem, P.S., Sgarbi, G.N.C. 1995. Micropaleontologia da Formação Areado, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana: estudos de ostracodes e palinologia. In: *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Anais (Uberaba), 34: 2-3.
- Allen, J.R.L 1984. Sedimentary structures: their character and physical basin. In.: *Developments in Sedimentology*, 30B, 663p.
- Barbosa O. 1965. Geologia econômica aplicada a uma parte do planalto mineiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 19. Anais, Rio de Janeiro.
- Barbosa, O., Braun, O.P.G., Dyer, R.C., Cunha, C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. *Boletim DNPM/DFPM*, 136: 1-140.
- Batezelli, A., Ladeira, F.S.B., 2016. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 65: 1-24.
- Bigarella, J.J. 1973. Paleocurrents And The Problem Of Continental Drift. *Geologische Rundschau*, 62: 442-477.
- Bizzi, L.A., Smith, C.B., Meyer, H.O.A., Armstrong, R., De Wit, M.J. 1994. Mesozoic kimberlites and related rocks in south-western São Francisco craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction. In: Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths, Proceedings of the 5IKC, Araxá, 1991., (eds.) Meyer H.O.A. & Leonardos.
- Buatois, L., Mángano, M. 2002. Trace fossils from Carboniferous floodplain deposits in western Argentina: implications for ichnofacies models of continental environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183: 71-86.
- Buol, S.W.; Hole, F.D.; McCracken, R.D. 1980. Soil Genesis and Classification. 2nd edn. *Iowa University Press*. 524 p.
- Campos, J.E.G. 1996. Estratigrafia, sedimentação, evolução tectônica e geologia do diamante da porção centro-norte da Bacia Sanfranciscana. Universidade Federal de Brasília, Instituto de Geociências. *Tese de Doutorado*, 204p.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1995. O sistema fluvial entrelaçado dos conglomerados e arenitos do Membro Abaeté na região de Cana Brava, MG. *Geociências* (São Paulo), 14: 73-96.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Estratigrafia e Sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27: 269-282.

- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A. 1997. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27: 283-294.
- Cardoso, R.N. 1971. Contribuição ao estudo da Formação Areado: estratigrafia e descrição dos filópodos fosseis. *Arquivos Museu de História Natural, Universidade Federal de Minas Gerais* (Belo Horizonte), 1: 8-43.
- Carmo, D.A., Tomassi, H.Z., Oliveira, S.B. 2004. Taxonomia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da Formação Quiricó, Grupo Areado (Cretáceo inferior), Bacia Sanfranciscana, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7: 139-149.
- Carvalho, M.S., Almeida Campos, D., Dardenne, M.A., Sgarbi, G.N.C., Campos, E.G., Cartelle, C.C. 1995. Ocorrência de celacantídeos *Mawsonia* em sedimentos lacustres da Bacia Sanfranciscana, noroeste de Minas Gerais. In: *SBG, Congresso Brasileiro Paleontologia* (Uberaba), 14, *Anais*, p.35.
- Carvalho, I.S., Kattah, S.S. 1998. As pegadas fósseis do paleodeserto da Bacia Sanfranciscana (Jurássico superior - Cretáceo inferior, MG). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70: 53-67.
- Castro, J.C. 1996. O Cretáceo da porção sul da Bacia Sanfranciscana: uma breve revisão. In: *4 Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil* (Águas de São Pedro), Boletim, 4: 209-211.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 375p.
- Chamani, M.A.C. 2011. *Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil*. Instituto de Geociências, USP, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Tese de Mestrado, 206p.
- Chang, H.K., Bender, A.A., Kowsmann, R.O. 1992. O papel das tensões intraplaca na evolução de bacias sedimentares: exemplo da Formação Urucuia. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37. (São Paulo), *Anais*, 2: 568-569.
- Chaves, M.L.S., Dias, C.H. 2015. Folha São Joaquim SD.23-Y-D-III, Escala 1:100.000. *Projeto fronteiras de Minas Gerais*, CODEMIG-Fundep.
- Costa, M.T., Grossi Sad, J.H. 1968. O Cretáceo em Minas Gerais. In: *SBG, Congresso Brasileiro Geologia*, 22, Belo Horizonte.
- Dias-Brito, D., Pessagno JR, E.A., Castro, J.C. 1999. Novas considerações cronoestratigráficas sobre o silexito a radiolários do sul da Bacia Sanfranciscana, Brasil, e a ocorrência de foraminíferos planctônicos nestes depósitos. In: *5 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil/1er Simposio sobre el Cretácico de América del Sur* (Serra Negra), Boletim, 1: 567-575.

- Dentzien-Dias, P.C., Schultz, C.L., Bertoni-Machado, C. 2008. Taphonomy and paleoecology inferences of vertebrate ichnofossils from Guar Formation (Upper Jurassic), Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25: 196-202.
- Fedoroff, N.; Courty, M.A.; Guo, Z. 2010. Paleosoils and relict soils. In Stoops, G.; Marcelino, V.; Mees, F. *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, 623-662.
- Forman, S.L., Tripaldi, A., Ciccioi, P. 2014. Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 411: 122-135.
- Fragoso, D.G.C. 2011. *Geologia da região de Presidente Olegário e evolução tectono-sedimentar do Grupo Areado, eocretáceo da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais*. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado, 134p.
- Fragoso et al. 2011. Geologia dos Grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na folha Presidente Olegário (1:100.000), MG: registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. *Geonomos*, 19: 28-38.
- Frakes, L.A. 1986. Mesozoic-Cenozoic climatic history and causes of the glaciation. In: *Mesozoic and Cenozoic Oceans* (eds K.J.Hs). American Geophysical Union Geodynamics Series, 15: 33-48.
- Gaspar, M.T.P., Campos, J.E.G. 2007. O Sistema Aquífero Urucua. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 216-226.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36: 189-229.
- Hasui, Y., Sadowski, G.G., Suguio, K., Fuck, G.F. 1975. The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. *Anais da Academia de Ciência.*, 47: 431-438.
- Hasui, Y. & Haralyi, N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofsicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências* (São Paulo), 10: 57-77.
- Hendricks, D.M. 1991. Genesis and classification of arid regions soils. In. Skujins, J. (ed). *Semiarid Lands and Deserts Soil Resource and Reclamation*. p 33-79.
- Kattah, S.S., 1991. *Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, Oeste do Estado de Minas Gerais*. Universidade Federal de Ouro Preto – Escola de Minas – Departamento de Geologia. Dissertação de Mestrado, 227p.

- Kattah, S.S. 1992. A ocorrência de sismitos no Grupo Areado, Bacia Sanfranciscana no oeste do Estado de Minas Gerais. In: *2 Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil* (Rio Claro – SP), p. 220-221.
- Keller, G. 2008. Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. *Cretaceous Research*, 29: 754-771.
- Kocurek, G. 1981. Significance of interduna deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28: 753-780.
- Kocurek, G. A. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56: 193-206.
- Kocurek, G. A. 1996. Desert aeolian systems. In: Reading, H. G. (ed) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd ed., p 125-153.
- Kocurek, G., Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33: 795-816.
- Kocurek, G., Havholm K.G. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy. – A Conceptual Framework In: *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*. American Association Petroleum Geologists (Memoir 58), p. 393-409.
- Lancaster, N. 1995. Geomorphology of desert dunes. (London), Routledge, 233 p.
- Laporte L. F., Behrensmeyer A. K. 1980. Tracks and substrate reworking by terrestrial vertebrates in Quaternary sediments of Kenya. *Journal of Sedimentary Research*, 50: 1337-1346.
- Leonardos, O.H., Meyer H.O.A. 1991. Outline of the geology of western Minas Gerais. *Fifth International Kimberlite Conference* (Araxá), p. 17-21.
- Lima, M.R. 1979. Palinologia dos calcários laminados da Formação Areado, Cretáceo de Minas Gerais. In: *SBG, Simpósio Regional de Geologia*, 2 (Rio Claro), 1: 203-216.
- Lockley, M.G. 1991. *Tracking dinosaurs*. Cambridge University Press, 238p.
- Lowe, D. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- Mendonça, K.R.N. 2003. *Estratigrafia de seqüências da formação Areado na porção sul da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais*. Rio Claro: UNESP - Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Dissertação de Doutorado, 124p.
- Montenat, C., Barrier, P., D’Estevou, P.O., Hibsich, C., 2007. Seismites: na attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196: 5-30.

- Moraes, L.C., Seer, H.J., Kattah, S.S. 1987. Aspectos petroquímicos das rochas vulcânicas alcalinas cretáceas da porção meridional da Bacia Sanfranciscana, MG. In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 1 (Porto Alegre), *Anais*, 1: 315-318.
- Moretti, M. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, Southern Italy). *Sedimentary Geology*, 135: 167-179.
- Moretti, M., Ronchi, A. 2011. Liquefaction features interpreted as seismites in the Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of the Neuquén Basin (Northern Patagonia). *Sedimentary Geology*, 235: 200-209.
- Mountney, N.P., Howell, J., Flint, S., Jerram, D. 1999. Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of the Geological Society* (London), 156: 771-777.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-blackwell, 2nd ed., 419p.
- Nordt, L.C.; Collins, M.E.; Fanning, D.S.; Monger, H.C. 2000. Entisols. In: Sumner, M.E. (ed). *Handbook of Soil Science*. CRC Press. p. 224-242.
- Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235: 133-140.
- Parrish, J.T., Curtis, R. 1982. Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic to Cenozoic Eras. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 40: 31-66.
- Pessagno, JR, E.A., Dias-Brito, D. 1996. O silexito a radiolários do sul da Bacia Sanfranciscana, Brasil: idade, origem e significado. In: *4 Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil*, (Águas de São Pedro). Boletim, 4: 213-222.
- Platt, B.F., Hasiotis, S.T., Hirmas, D.R. 2012. Empirical determination of physical controls on megafaunal footprint formation through neoichnological experiments with elephants. *Palaio*, 27: 725-737.
- Pond, S., Lockley, M.G., Lockwood, J.A.F., Breithaupt, B.H., Matthews, N.A. 2014. Trackings dinosaurs on the Isle of Wight: a review of tracks, sites, and current research. *Biological Journal of the Linnean Society*, 113: 737-757.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past – An introduction to paleopedology*. London: Unwin Hyman, 520p.
- Sawasato E.Y. 1995. *Estruturação da porção meridional da Bacia Alto-Sanfranciscana, Cretáceo do Oeste de Minas Gerais*. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, Ouro Preto. Tese de Mestrado, 127p.

- Scorza, F.P., Santos R. 1955. Ocorrência de folhelho fossilífero no município de Presidente Olegário, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Bol. 155, 27p.
- Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fóssil. *Marine Geology*, 5: 413-428.
- Seer, H.J., Moraes, L.C. 1989. Roteiro Geológico para a região de Lagoa Formosa-Chumbo-Carmos do Parnaíba-MG. 58p. (Boletim SBG-MG, nº9).
- Selley, R.C. 1982. *Introduction to Sedimentology*, 2º ed. Academic Press, Londres.
- Sellwood, B.W., Valdes, P.J. 2006. Mesozoic climates: general circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology*, 190: 269-287.
- Sgarbi, G.N.C. 1989. *Geologia da Formação Areado, Cretáceo Médio a Inferior da Bacia do São Francisco, oeste do Estado de Minas Gerais*. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 324p.
- Sgarbi, G.N.C., Dardenne, M.A. 1997. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Geonomos*, 4: 21-49.
- Sgarbi, G.N.C. 2000. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, eastern plateau of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 450-454.
- Sgarbi, G.N.C., Sgarbi, P.B.A. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In.: Martins-Neto M.A., Pinto, C.P. (ed.) *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais* (Belo Horizonte), SBG-Núcleo de Minas Gerais, p.93-138.
- Sgarbi, G.N.C. 2011. *Projeto Alto Paranaíba. Capítulo III: Sedimentação do Cretáceo Inferior na Bacia Sanfranciscana: O Grupo Areado*. CODEMIG/UFMG, 146p.
- Sgarbi, P.B.A., Valença, J.G. 1991. Petrography and general chemical features of potassic mafic to ultramafic alkaline volcanic rocks of Mata da Corda Formation, Minas Gerais State, Brazil. *International Kimberlite Conference. Extended abstracts*. Brazil. p. 359-360.
- Sgarbi P.B.A., Heaman L., Gaspar J. C. 2004. U-Pb perovskite ages for brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hospot track. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 715-724.
- Sgarbi, P.B.A. 2011. *Projeto Alto Paranaíba. Capítulo IV: Magmatismo do Cretáceo na região sudoeste da Bacia Sanfranciscana: o Grupo Mata da Corda*. CODEMIG/UFMG, 227p.
- Silva, R.R. 2013. *Descrição osteológica e posicionamento filogenético de um terópode (Dinosauria, Saurischia) do Cretáceo Inferior da Bacia Sanfranciscana, município de*

- Coração de Jesus, Minas Gerais, Brasil*. Tese de Mestrado, Universidade de São Paulo. 121p.
- Spigolon, A.L.D., Alvarenga, C.J.S. 2002. Fácies e elementos arquiteturais resultantes de mudanças climáticas em um ambiente desértico: Grupo Urucuia (Neocretáceo), Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 579-586.
- Sung Paik, I., Kim, H.J., Lee, Y.I. 2001. Dinosaur track-bearing deposits in the Cretaceous Jindong Formation, Korea: occurrence, paleoenvironments and preservation. *Cretaceous Research*, 22: 79-92.
- Sun, J., Muhs, D.R. 2007. Dune Fiels: Mid-Latitudes. In.: Elias, S.A. (ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier. p.599-607.
- Talbot, M.R. 1985. Major bounding surfaces in aeolian sandstone – a climatic model. *Sedimentology*, 32: 257-265.
- Taylor, A.M., Gondring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150: 141-148.
- Thulborn, T. 2012. Impact of sauropod dinosaurs on lagoonal substrates in the Broome Sandstone (Lowe Cretaceous), Western Australia. *PLoS ONE* 7: e36208. doi:10.1371/journal.pone.0036208.
- Tomé, M.E.T.R. 2011. *Estudos de ostracodes não-marinho do Andar Alagoas, nas bacias do Araripe, Cedro, Jatobá e Sergipe/Alagoas, nordeste do Brasil*. Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-graduação em Geociências. Tese de Doutorado, 161p.
- Tucker, M.E. 2003. *Sedimentary rocks in the field*. Wiley, 3rd ed., 234p.
- Ulbrich, M.N.C., Gomes, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, 17: 135-154.
- Zaher, H., Pol, D., Carvalho, A.B., Nascimento, P.M., Riccomini, C., Larson, P., Juarez-Valieri, R., Pires-Domingues, R., Silva Jr., N.J.d., Campos, D.A. 2011. A complete skull of an Early Cretaceous sauropod and the evolution of advanced titanosaurs. *PlosOne*, 6: 1–10.
- Walker, T.R. 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Bulletin of the Geological Society of America*, 78: 353-368.
- Wojtanowicz, J. 1999. Problem of occurrence and age (TL) of inland Plenivistulian dunes in Poland (on the example of Sandomierz Basin). In. Schirmer, W. (Ed.) *Dunes and Fossil Soils*. p. 43-53.
- Wright, V.P., Tucker, M.E. 1991. *Calcretes*. Blackwell Scientific Publications. Oxford, 352p.