



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



PAMELA CARDOSO VILELA

Estudo Petrográfico dos Depósitos e Paleossolos de um sistema deposicional de lençol de areia eólico do Cretáceo Superior: Formação Marília na região de Marília (SP) e Sul de Goiás.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado em 10 de dezembro de 2010 ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Banca Examinadora

Prof. Dr. Alessandro Batezelli

Prof^a. Dr^a. Frésia Ricardi-Torres Branco

Prof. Dr. Giorgio Basilici (orientador)

Campinas - São Paulo
Dezembro de 2010



À minha Família.

“A diferença entre o possível e o impossível está na vontade humana.” (Louis Pasteur).

“O único homem que está isento de erros, é aquele que não arrisca acertar.” (Albert Einstein).

“Os que semeiam com lágrimas, colherão com alegria.” (Sal. 126:5 e 6).

Agradecimentos

Em momentos como este, em que se finda uma jornada, passamos a refletir sobre tudo o que vivemos. As conquistas, e as renúncias muitas vezes necessárias para obtê-las. E é neste momento que também temos que agradecer às pessoas que de algum modo nos ajudam a trilhar nosso caminho da melhor forma possível.

Agradeço primeiramente a Deus, o dador da vida, pelo privilégio de ter saúde, uma família e por ter me iluminado em todas as fases da minha vida e em todas as minhas realizações.

Aos meus pais, agradeço pela vida, e seus os esforços financeiros, físicos e emocionais durante toda minha vida escolar. Eu bem sei o quão difícil foi para vocês, dos sacrifícios descomuns para que eu não só tivesse instrução, mas uma boa instrução. Agradeço em especial à minha mãe Elvira, minha inspiração, que com seu amor, carinho e dedicação, foi e sempre será minha melhor professora, numa das escolas mais importantes, e também a mais difícil, a escola da vida. Seu amor pela leitura, sempre me motivou a seguir em frente, mesmo em face de obstáculos, e amar os livros e o conhecimento. A minha irmã e grande amiga Milene e aos meus irmãos Ricardo e Rogério agradeço as palavras de incentivo, as risadas, as brigas e por tornarem minhas tempestades sempre mais leves e lúcidas.

Agradeço aos meus amigos, os de Campinas e os de Limeira, que apesar do tempo limitado nestes cinco anos de graduação, sempre estiveram presentes na minha vida, seja na forma de cartão, e-mails, scraps e telefonemas. Agradeço a paciência de pessoas como a menina Paola Faccini (Geologia 06), e o meu parceiro de risadas e de conversa fiada Rafael Cataldo (Geologia 06). Vocês realmente foram grandes amigos, me ajudando não só com a graduação, mas com os problemas da vida. Muito obrigada a você meu primo Johny, meu irmão, pelas bricadeiras, confidências e nos momentos tristes pelo conforto mútuo. São tantas pessoas que me ajudaram e foram importantes na minha chegada até aqui, que precisaria de muitas páginas para citá-las. Agradeço aos colegas de faculdade e da moradia pelos bons momentos compartilhados e os “galhos quebrados”, em especial ao Leonardo Melo (Geologia 07), à Marcia Thais (Geologia 05), ao Pedrinho Cheliz (Geologia 06) e ao Rafael Rodrigues de Assis (Geologia 04).

Aos funcionários do Instituto de Geociências, um agradecimento carinhoso, em especial a Jô que sempre me ajudava a resolver os problemas com a DAC, ao Seu Aníbal e ao Seu Guerreiro, por sempre serem prestativos aos alunos. Também agradeço a alguns docentes do curso de graduação de Geologia pela grande influência no aprendizado teórico e prático das Geociências, em especial: Frésia Ricardi-Branco, Giorgio Basilici, Jacinta Enzweiler, Lena Monteiro, Luiz Ferreira Vaz, Sílvia Figueirôa e Wanilson Silva.

Deixo meu agradecimento especial, com todo amor e carinho, ao meu noivo André, por seu companheirismo e apoio, em especial nos momentos mais difíceis, por respeitar os meus sentimentos e enxugar as minhas lágrimas. Espero que os próximos anos possam ser ainda melhores ao seu lado.

Também agradeço aos meus colegas de trabalho no Grupo de Pesquisas em Análise de Bacias Sedimentares, Lenita Fioriti, Patrick Dal’Bó, pelo apoio nas atividades de pesquisa e ao Pedro Lifter e família que me acolheram tão bem nos trabalhos de campo na cidade de Marília.

Finalmente, agradeço ao professor Giorgio, pela paciência em me orientar em trabalhos de Iniciação Científica e neste Trabalho de Conclusão de Curso.

Resumo

Este trabalho de conclusão de curso visou à caracterização dos arenitos e paleossolos da Formação Marília (Bacia Bauru – Cretáceo superior), aflorantes na região Sul de Goiás e na região de Marília (Centro-Oeste de São Paulo), por meio de análises petrográficas e estudos de campo. Realizou-se análise de fácies e dos elementos arquiteturais, análises composicionais de conglomerados e petrográficas de arenitos e paleossolos e, deste modo, foi possível definir e interpretar os mecanismos deposicionais.

A Formação Marília, na região Sul de Goiás, é interpretada como um extenso lençol de areia eólico, cortado por rios efêmeros, no qual ocorre alternância cíclica entre os depósitos eólicos e paleossolos. A construção dos litossomas foi determinada por diferentes condições paleoclimáticas, responsáveis por momentos com maior disponibilidade hídrica, que favoreceram a formação de solos e outros com menor disponibilidade hídrica, favoráveis à sedimentação de depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas. Foram reconhecidos três elementos arquiteturais: paleossolos, depósitos de lençol de areia dominado por marcas onduladas eólicas e depósitos de rios efêmeros. Os paleossolos são os elementos mais frequentes, e são constituídos prevalentemente por Aridissolos e subordinadamente por Alfissolos, Vertissolos e Entissolos. Os depósitos de lençol de areia eólica dominado por marcas onduladas eólicas são compostos por arenitos muito finos a médios, bem a moderadamente selecionados, organizados em estratos com marcas onduladas cavalgantes translante e, secundariamente, por arenitos lenticulares de granulometria média a grossa e lamitos depositados por inundações ocasionais. Os depósitos de rios efêmeros são constituídos de conglomerados arenosos com base côncava e topo plano, 4 m de espessura e cerca de 2 km de extensão. Os arenitos foram classificados em litoarenitos (predominantemente), sublitoarenitos e litoarenitos feldspáticos.

A Formação Marília, na região de Marília, apresenta condições diferentes de desenvolvimento na parte inferior e superior da Serra de Echaporã: na parte inferior ocorrem depósitos de lençol de areia eólicos e de lagos efêmeros alternados com paleossolos que indicam alto nível freático e na parte superior ocorrem depósitos eólicos e paleossolos de clima árido e semiárido. Foram reconhecidos três elementos arquiteturais: paleossolos, depósitos de lençol de areia dominado por marcas onduladas eólicas e depósitos de *playa lake*. Os paleossolos são constituídos prevalentemente por Aridissolos e, subordinadamente, por um tipo de paleossolo com *gleying*. Os depósitos de lençol de areia eólico dominado por marcas onduladas eólicas são compostos por arenitos muito finos a finos, bem a moderadamente selecionados, apresentando estratos com marcas onduladas cavalgantes translante, além de arenitos lenticulares de granulometria média a grossa e lamitos depositados por inundações ocasionais. Não foram encontrados depósitos fluviais efêmeros. Os arenitos foram classificados em sublitoarenitos e subarcosianos (predominantemente).

Um modelo de construção foi proposto para este antigo lençol de areia. A fase de construção foi caracterizada pelo aporte sedimentar por rios durante um período mais úmido (primeiro aporte), e por vários ciclos de erosão dos depósitos de rios efêmeros e dos solos durante fases climáticas mais secas (segundo aporte).

Palavras-Chave: Depósitos Eólicos; lençóis de areia eólica; análise de fácies; análise petrográfica; Formação Marília.

Abstract

This work of course conclusion deals with the characterization of the deposits and paleosols of the Marília Formation (Bauru Basin - Upper Cretaceous) that outcrop in the South of Goiás and the region of Marília (northwest of Sao Paulo), by means of petrographic and field studies. Facies Analysis and of the architectural elements was become fulfilled. The compositional analysis of conglomerates and petrographic analysis of deposits and paleosols was also become fulfilled and, in this way, searched to define and to interpret the depositional mechanisms.

The Marília Formation, located at southern Goiás, is interpreted as an extensive aeolian sand sheet, cut by ephemeral rivers, which alternates cyclically aeolian deposits and paleosols. The construction of geological bodies were determined by different paleoclimatic conditions, which accounted for moments with higher water availability, many which favored the formation of soils and others with less water availability, that allowed the sedimentation of sand transported by wind ripples. We recognized three architectural elements: palaeosol, sand sheet deposits dominated by wind ripples and deposits of ephemeral rivers. The palaeosols are the most frequent, and are made up predominantly by Aridisols and subordinated by Alfisols, Vertisols and Entisols. The deposits of aeolian sand sheets dominated by wind ripples are composed of very fine to medium sandstones, moderately well sorted, organized into climbing translational strata, and secondary to lenticular sandstone of medium to coarse grain size and mudstones deposited by floods Occasional. The deposits of ephemeral rivers are made up of sandy conglomerates with concave base and flat top, 4 m thick and about 2 km long. The sandstones were classified into lithoarenites (predominantly), sublithoarenites and feldspathic lithoarenites.

The Marília Formation, in the region of Marília city, showing different conditions of development in the lower and upper parts of the Serra de Echaporã succession: in lower part occur aeolian sand sheet and playa lake deposits alternating with paleosols that indicate a high water table, and in the upper part occur aeolian deposits and paleosols of arid and semiarid climate. We recognized three architectural elements: paleosol, sand sheet deposits dominated by wind ripples and playa lake deposits. Paleosols are predominantly constituted by Aridisols and subordinated by a kind of paleosol with gleying. Aeolian sand sheets deposits are dominated by wind ripples and they are composed of very fine to fine sandstones, well to moderately sorted, showing climbing translational strata, besides lenticular sandstones of medium to coarse grain size and mudstones deposited by occasional flooding. Ephemeral fluvial deposits were not found. The sandstones were classified into sublithoarenites and subarcosians (predominantly).

A construction model was proposed for this ancient sand sheet. The construction phase was characterized by sediment supply by rivers during a wetter period (first supply), and several cycles of erosion of the ephemeral rivers deposits and soils during drier climatic phases (second supply).

Key-words: Aeolian Deposits; aeolian sand sheet; facies analysis; petrographic analysis; Marília Formation.

Sumário

Dedicatória	ii
Agradecimentos	iii
Resumo	iv
Abstract	v
Lista de Figuras	vii
Lista de Tabelas	ix
Capítulo 1. Introdução	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Objetivos e Justificativas	2
1.3 Materiais e Métodos	2
1.3.1 Materiais	
1.3.2 Métodos	3
1.3.2.1 Estudo Bibliográfico	3
1.3.2.2 Trabalho de Campo	3
1.3.2.3 Caracterização Petrográfica	7
Capítulo 2. Contexto Geológico Regional da Bacia Bauru	10
2.1 Arcabouço Estratigráfico	11
2.2 Formação Marília: revisão litoestratigráfica e reinterpretações	15
Capítulo 3. Resultados	18
3.1 Localização e vias de acesso das áreas de estudo	18
3.2 Fácies e Arquitetura Depositional	19
3.2.1 A Formação Marília na região Sul de Goiás	19
3.2.1.1 Características Mineralógicas e Texturais	19
3.2.1.2 Litofácies	28
3.2.1.3 Pedotipos	36
3.2.1.4 Elementos Arquiteturais	41
3.2.2 A Formação Marília na região de Marília	43
3.2.2.1 Características Mineralógicas e Texturais	43
3.2.2.2 Litofácies	51
3.2.2.3 Pedotipos	63
3.2.2.4 Elementos Arquiteturais	69
Capítulo 4. Sistema Depositional	70
4.1 Análise Paleoambiental da Formação Marília na região Sul de Goiás	70
4.2 Análise Paleoambiental da Formação Marília na região da cidade de Marília (SP)	74
Capítulo 5. Considerações Finais	79
Referências	80

Lista de Figuras

Figura 1. Fluxograma sintetizando os métodos utilizados para a criação de um modelo de fácies, bem como da caracterização do sistema deposicional.	4
Figura 2. Fluxograma de informações segundo a análise de elementos arquiteturais para sistemas fluviais.	6
Figura 3. Esquema do processo de confecção de lâminas delgadas.	8
Figura 4. Esquema do método de contagem modal realizado.	9
Figura 5. Distribuição das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru.	11
Figura 6. Carta cronolitoestratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru.	14
Figura 7. Coluna litoestratigráfica da Bacia Bauru em suas áreas de ocorrências.	15
Figura 8. (A) Figura de localização dos pontos amostrados na região sul de Goiás. (B) Esquema estratigráfico simplificado da Bacia Bauru.	18
Figura 9. Feições geológicas e estratigráficas da area de estudo.	19
Figura 10. Seção estratigráfica da Formação Marília na região noroeste da Bacia Bauru (rodovia Itajá-Iturumã).	20
Figura 11. Classificação composicional dos arenitos aflorantes na região sul de Goiás, segundo o método de Folk (1968).	22
Figura 12. Aspectos petrográficos gerais das lâminas estudadas em Goiás.	25
Figura 13. Percentagem das frações granulométricas (A) nos depósitos e (B) no total de lâminas estudadas.	26
Figura 14. Distribuição dos tipos de contato observados, (A) nos depósitos eólicos, (B) nos depósitos fluviais, (C) nos paleossolos e (D) no total das lâminas estudadas.	27
Figura 15. Relação percentual entre os tipos de empacotamento observados (A) nos paleossolos, (B) nos depósitos e (C) no total de lâminas analisadas.	27
Figura 16. Relação da distribuição do arredondamento dos grãos (A) nos depósitos eólicos, (B) nos depósitos fluviais, (C) nos paleossolos e (D) no total de lâminas analisadas.	28
Figura 17. Comparação entre o grau de seleção (A) nos depósitos eólicos, (B) nos depósitos fluviais, (C) nos depósitos e (D) nos paleossolos.	28
Figura 18. Características petrográficas da litofácies <i>Arenito com laminação plano-paralela</i> .	30
Figura 19. Características petrográficas da litofácies <i>Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava</i> .	32
Figura 20. Características petrográficas da litofácies <i>Arenitos conglomeráticos</i> .	34
Figura 21. Clastos analisados, referentes às amostras BA18 e BA20. Clastos de basalto (A) e (B), arenito laminado (C) e sílex (D).	35
Figura 22. Esquema ilustrativo da distribuição dos paleossolos no paleoambiente da Formação Marília na região de Goiás.	39
Figura 23. Características petrográficas dos pedotipos.	40

- Figura 24.** A) Esquema com a posição dos perfis estratigráficos. B) Seções estratigráficas da Formação Marília na região da cidade de Marília. 44
- Figura 25.** Classificação composicional dos arenitos aflorantes na região da cidade de Marília, segundo o método de Folk. 45
- Figura 26.** Aspectos petrográficos gerais das lâminas estudadas em Marília (SP). 48
- Figura 27.** Percentagem das frações granulométricas (A) nas lâminas da Serra da Unimar e (B) nas lâminas da Serra de Echaporã. 49
- Figura 28.** Distribuição dos tipos de contato observados, (A) Unimar, (B) Serra de Echaporã. 49
- Figura 29.** Relação percentual entre os tipos de empacotamento observados (A) Unimar, (B) Serra de Echaporã. 50
- Figura 30.** Relação da distribuição do arredondamento dos grãos (A) Unimar, (B) Serra de Echaporã. 50
- Figura 31.** Comparação entre o grau de seleção (A) Unimar, (B) Serra de Echaporã. 51
- Figura 32.** Esquema detalhado do Perfil 2. 52
- Figura 33.** Fotomosaico do afloramento na rodovia estadual SP 333 próximo ao quilômetro 364. O Perfil 2 foi descrito na porção central do afloramento. 53
- Figura 34.** Esquema mostrando o desenvolvimento de marcas onduladas eólicas. 54
- Figura 35.** Características petrográficas da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. 55
- Figura 36.** Detalhe das estruturas observadas no Perfil 2. 57
- Figura 37.** Fotomosaico do afloramento na rodovia estadual SP 333 próximo ao trevo da cidade Oscar Bressane. Foto representando apenas a porção superior do perfil estudado (Perfil 1). 60
- Figura 38.** Esquema detalhado do Perfil 3. 61
- Figura 39.** Estruturas observadas nas litofácies 3, 4 e 5. 63
- Figura 40.** Perfil de Aridissolo descrito em Marília (SP). 66
- Figura 41.** Características petrográficas dos Aridissolos. 67
- Figura 42.** Paleossolos com *gleying* descrito no Perfil 3. 68
- Figura 43.** Variação composicional das lâminas analisadas: A) Lâmina BA15; B) Lâmina BA 21a; C) Lâmina BA 13a; D) Lâmina BA 52; E) Lâmina BA 10a; F) Lâmina BA 39b. 72
- Figura 44.** Distribuição da composição nas litofácies estudadas, sintetizando a evolução dos depósitos e paleossolos. 74
- Figura 45.** Variação composicional das lâminas analisadas: A) Lâmina SE 01a; B) Lâmina SE 05a; C) Lâmina UM 01a; D) Lâmina UM 05a. 75
- Figura 46.** Distribuição da composição dos arenitos e paleossolos estudados: A) Distribuição dos principais constituintes e B) distribuição dos tipos de fragmentos líticos. 76
- Figura 47.** Esquema que sintetiza o paleoambiente da Formação Marília. 78

Lista de Tabelas

- Tabela 1.** Composição mineralógica das rochas e paleossolos da Formação Marília na região de Itajá (GO). 21
- Tabela 2.** Aspectos texturais das rochas e paleossolos da Formação Marília na região de Itajá (GO): granulometria, seleção e grau de arredontamento. 23
- Tabela 3.** Aspectos texturais das rochas e paleossolos da Formação Marília na região de Itajá (GO): esfericidade, grau de empacotamento, maturidade e tipos de contatos entre os grãos. P: Predominante, C: Comum e R: Raro. 24
- Tabela 4.** Análise composicional de conglomerados. 35
- Tabela 5.** Coordenadas dos afloramentos estudados. 43
- Tabela 6.** Composição mineralógica das rochas e paleossolos da Formação Marília na região da cidade de Marília (SP). 46
- Tabela 7.** Aspectos texturais das rochas e paleossolos da Formação Marília na região da cidade de Marília (SP): granulometria, seleção e grau de arredontamento. 46
- Tabela 8.** Aspectos texturais das rochas e paleossolos da Formação Marília na região da cidade de Marília (SP): esfericidade, grau de empacotamento, maturidade e tipos de contatos entre os grãos. P: Predominante, C: Comum e R: Raro. 47

Capítulo 1. Introdução

1.1 Apresentação

A Bacia Bauru representa uma bacia sedimentar intracratônica pós-basáltica, que se desenvolveu sobre a Bacia do Paraná. Esta bacia está localizada na porção oeste do estado de São Paulo, noroeste do Paraná, leste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e Triângulo Mineiro. Nesse contexto a Formação Marília (Maastrichtiano) representa a última unidade desta bacia, tendo em seu registro geológico paleossolos e depósitos formados em ambiente desértico (Fernandes & Coimbra, 2000; Milani *et al.*, 2007; Dal' Bó *et al.*, 2009).

A porção noroeste da Bacia Bauru, entre os estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, anteriormente interpretada como produto da deposição de leques aluviais e sistemas lacustres efêmeros (Barcelos, 1984; Fúlfaro *et al.*, 1994; Batezelli, 2003; Batezelli *et al.*, 2006), foi recentemente revista e reinterpretada como um antigo sistema eólico de lençol de areia, caracterizado pela cíclica alternância temporal entre depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas (*Wind-ripples*) e paleossolos (Dal' Bó *et al.*, 2009; Basilici *et al.*, 2009).

Os lençóis de areia eólica são áreas planas a levemente onduladas, comuns em áreas secas em climas quentes ou frios, que apresentam coberturas vegetais pouco densas, em geral de gramíneas e pequenos arbustos, nas quais a presença de clastos grossos na superfície, inundações periódicas, lençol freático superficial e superfícies cimentadas inibem a formação de dunas com faces de avalanche (Bagnold, 1941; Kocurek & Nielson, 1986). Os lençóis de areia eólicos estão presentes em grande parte de sistemas desérticos e constituem também uma mínima porção de ergs, como no caso dos mares de areia do Namíbia, onde eles formam 5% de toda área (Lancaster, 1994), ou de outros sistemas deposicionais como leques aluviais, rios efêmeros, *playa-lakes* e praias (Kocurek & Nielson, 1986; Breed *et al.*, 1987; El-Baz *et al.*, 2000). Em outros casos eles constituem a maior parte da área desértica, como no caso do Gran Desierto, México (Lancaster *et al.*, 1987).

Lençóis de areia eólicos podem ser áreas com superfície topográfica estabilizada, principalmente pela ocorrência de vegetação e, conseqüente, formação de solos. Por outro lado, podem ser superfícies topográficas instáveis onde os processos eólicos determinam a deflação e/ou sedimentação, caracterizado pela sedimentação de marcas onduladas eólicas. Os processos eólicos de sedimentação e erosão ocorrem preferencialmente em regiões áridas em virtude dos baixos índices de precipitação, que resultam na conformação de substratos com frequentes déficits hídricos e rara vegetação, cuja ação dos ventos em remover e transportar sedimentos inconsolidados é facilitada. Os processos pedogenéticos responsáveis à formação dos solos em ambientes desérticos estão associados a porções dos sistemas eólicos (interdunas ou áreas proximais a canais efêmeros) que mantêm a capacidade de reter água por mais tempo.

Processos deposicionais ou erosionais, antigos e atuais, em áreas de lençóis de areias eólicas são amplamente descritos na literatura (Fryberger *et al.*, 1979; Kocurek & Nielson, 1986; Breed *et al.* 1987; Kocurek & Lancaster, 1999). Contudo, não é dada muita ênfase às fases de estabilidade e pedogênese nestas áreas e ao estudo de sucessão com fases alternadas de topografia estável e instável (Basilici *et al.*, 2009).

Este trabalho de conclusão de curso visou à caracterização da arquitetura deposicional e os fatores de controle da construção de um antigo lençol de areia eólico representado pela Formação Marília na porção Leste (região de Marília - SP) e Noroeste (sul de Goiás e Mato Grosso) da Bacia Bauru. Com este fim, realizou-se a análise de fácies e dos elementos arquiteturais, análises composicional de conglomerados, e petrográficas de arenitos e paleossolos, e, deste modo, buscou-se definir e interpretar os mecanismos deposicionais.

1.2 Objetivos e Justificativas

O objetivo principal deste projeto é definir os principais fatores e processos de construção de uma sucessão sedimentar de ambiente árido e/ou semiárido, constituída por paleossolos e depósitos. Para tal caracterização foi estudada a Formação Marília no contexto da Bacia Bauru. Buscou-se por meio de aspectos sedimentológicos e estratigráficos entender os diferentes processos e fatores responsáveis pela construção de um sistema deposicional controlado pelo vento.

A literatura internacional tem dado notoriedade a Formação Marília por causa da grande quantidade de crocodilomorfos e arcossauros encontrados nestas unidades (Carvalho *et al.* 2004; 2005; Zaher *et al.*, 2006), enquanto poucos artigos internacionais foram dedicados aos aspectos sedimentares (Goldberg & Garcia, 2000; Fernandes & Basilici, 2009). Além disto, os trabalhos citados tem raramente considerado em detalhe as fácies sedimentares e, em especial, a alternância vertical entre os paleossolos e as litofácies. A escassez de estudos sedimentológicos de detalhe na Bacia Bauru (Fúlfaro & Perinotto, 1996) e a pouca ênfase às fases de estabilidade e pedogênese e das fases alternadas de topografia estável e instável, constitui uma importante razão para a escolha das áreas de estudo. Além disso, as áreas mostram-se excelentes exemplos de um antigo ambiente de sedimentação e paleopedogênese em sistema desértico (Basilici *et al.*, 2007; 2009).

Os objetivos específicos foram interdependentes e compreenderam:

- i) Análises de fácies e da arquitetura deposicional, visando reconhecer os diferentes tipos/perfis de paleossolos e litofácies e definir suas características genéticas;
- ii) Interpretar os mecanismos deposicionais que construíram a Formação Marília;
- iii) Análises petrográficas de arenitos e paleossolos, visando à definição das microfácies e a distribuição dos materiais detríticos;
- iv) O reconhecimento das possíveis sequências horizontais e verticais de paleossolos e sedimentos interpretando as suas inter-relações no espaço e tempo;
- v) A definição dos fatores ambientais que condicionaram a sedimentação e pedogênese e interpretar como se deu a construção deste lençol de areia de acordo com o modelo de Kocurek (1999), Kocurek & Lancaster (1999) e Kocurek (2003);

1.3 Materiais e Métodos

1.3.1 Materiais

Os principais materiais utilizados para realização deste trabalho foram:

- i) Lâminas delgadas confeccionadas, sob supervisão, no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp). As lâminas foram confeccionadas a partir de amostras coletadas em função das fácies que foram definidas por uma análise de campo;
- ii) Microscópio petrográfico Zeiss ou Leica, pertencentes ao Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia e Recursos Naturais do Instituto de Geociências (Unicamp);
- iii) Softwares MINPET®, PETROGRAPH®, COREL DRAW 4x © e EXCEL®;

1.3.2 Métodos

1.3.2.1 Estudo bibliográfico

A princípio realizou-se um levantamento bibliográfico buscando o aprofundamento nos temas e conceitos relacionados ao trabalho de pesquisa. O estudo bibliográfico permitiu a obtenção de informações quanto:

- i) à evolução do conhecimento da Bacia Bauru, quanto à sua geotectônica e litoestratigrafia, em especial nas definições e redefinições do Grupo Bauru;
- ii) ao aprofundamento conceitual sobre paleossolos e sedimentos de ambientes desérticos;
- iii) aos métodos utilizados em paleopedologia, sedimentologia e estratigrafia de ambientes desérticos;
- iv) os conceitos de análise e o tratamento de dados petrográficos;
- v) teoria sobre os atuais modelos propostos para os processos de construção, acumulação e preservação de sistemas deposicionais eólicos;

1.3.2.2 Trabalho de Campo

Foi realizado um campo de reconhecimento da área, no qual se observou vários afloramentos de arenitos e paleossolos entre as cidades de Marília e Echaporã – São Paulo, e num segundo campo 3 afloramentos foram analisados em detalhe. Foram descritos perfis estratigráficos, focando o reconhecimento, a caracterização e a individualização das fácies sedimentares, além de análises bidimensionais em afloramentos de grande extensão e boas condições de visualização para a melhor caracterização dos contatos, forma e distribuição das camadas. As seções foram realizadas em afloramentos próximos a Universidade de Marília (Unimar) e ao longo da rodovia estadual SP333.

Análise de Fácies

O método deste trabalho baseia-se principalmente na análise dos processos deposicionais por meio da análise detalhada das litofácies observadas em campo e representadas em seções uni- e bidimensionais. Este método de análise de fácies dá uma maior importância aos mecanismos hidrodinâmicos e/ou reológicos, registrados nas camadas. Busca-se descrever características texturais e geométricas (forma e dimensões espaciais) encontradas como produtos sedimentares e relacioná-las aos processos deposicionais que as geraram.

Entende-se por descrição e análise de fácies, o levantamento de todas as características internas (textura, composição e estruturas sedimentares) e externas (superfícies limítrofes, formas, dimensões e distribuição espacial) de um litossoma (Walker, 2006). O conceito de fácies é usado para se referir a certos atributos observáveis nos corpos de rochas sedimentares que podem ser interpretados em termos de

processos deposicionais (Miall, 1985). As litofácies são agrupadas em assembléias ou associações de fácies, características de parte do sistema deposicional. As associações de fácies formam a base para definição de “modelos de fácies”. (Walker, 2006). A partir da descrição detalhada de fácies e aplicação do modelo de fácies há condições de aplicação de estudos genéticos e fazer interpretações em termos do ambiente deposicional (Miall, 1985). Walker (2006) considera que um modelo faciológico deve servir para quatro funções, sendo elas: i) atuar como uma norma para propósito de comparação, ii) atuar como um suporte e guia para futuras observações, iii) atuar como previsão de uma situação geológica nova e, por fim, iv) atuar como a base para interpretação de um sistema deposicional (**Figura 1**).

Porém, a identificação de algumas variações locais no estilo de deposição pode passar despercebida pela análise convencional de fácies, levando a conclusões imprecisas. Assim, é importante a aplicação de um método concorrente, mas também complementar. Este método estratigráfico é a arquitetura deposicional, na qual são definidos elementos arquiteturais de um dado sistema deposicional. Sendo este método tratado no item que se segue.

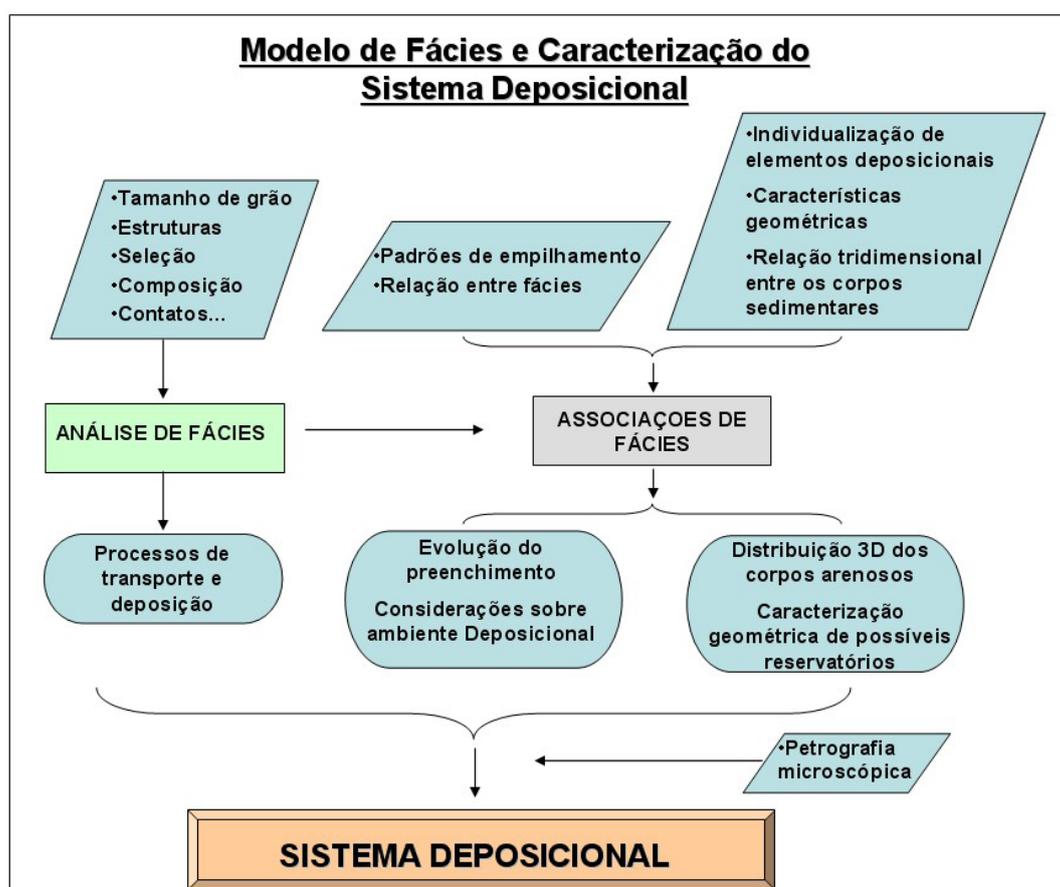


Figura 1. Fluxograma sintetizando os métodos utilizados para a criação de um modelo de fácies, bem como da caracterização do sistema deposicional (Henrique, A. 2005).

Arquitetura Depositional

Elementos Arquiteturais: definições e conceitos

Desenvolvida no início da década de 1980 por Miall (1985; 1988a), a análise de elementos arquiteturais constitui um método estratigráfico importante na previsão da localização e direção das entidades deposicionais, permitindo a inferência da geometria 3D dos corpos sedimentares observados apenas bidimensionalmente. Muitas associações verticais de fácies apresentam um significado genético

distinto (Ferreira-Júnior, 2001). Portanto, o melhor entendimento dos tipos de unidades deposicionais ou elementos que compõem sequências estratigráficas incluem detalhada descrição 3D de litofácies, composição, espaço temporal de acumulação e potencial de preservação, que facilitam a modelagem dos sistemas deposicionais clásticos. A análise arquitetural fornece, ainda, informações concernentes à evolução tectônica, uma vez que a distribuição e associação dos elementos arquiteturais e macroformas estão diretamente relacionadas aos diversos ambientes tectônicos de uma dada bacia (Ferreira-Júnior, 2001). Dois conceitos são importantes na arquitetura deposicional: i) o conceito de escala hierárquica e ii) o conceito de elemento arquitetural.

O conceito de escala hierárquica, traduz que os depósitos constituem assembléias de litofácies e estruturas de ampla escala e hierarquizáveis. As unidades originam-se como respostas aos diferentes processos que ocorrem num tempo particular e são separadas por superfícies limitantes (*bounding surfaces*).

Um elemento arquitetural é um litossoma caracterizado por uma geometria, composição de fácies e escala, sendo produto de um processo particular ou conjunto de processos que ocorrem dentro de um sistema deposicional. Os elementos formam “pacotes” de estratos geneticamente relacionados e definidos por sua geometria, composição das fácies e escala. Esses elementos são fisicamente separáveis por superfícies limitantes (Miall, 1985), sendo análogo ao conceito anterior de associação de fácies (**Figura 2**). Fazendo-se o uso de superfícies limitantes e associações de fácies, pode ser definida a hierarquia de unidades sedimentológicas tridimensionais (elementos arquiteturais). Cada um destes elementos representa um processo ou uma suíte particular de processos que ocorre num determinado ponto do sistema deposicional. Os elementos arquiteturais são caracterizados por uma associação de fácies típica e por uma geometria específica para cada elemento. Nesta, estão embutidas as relações genéticas entre fácies e as condições hidrodinâmicas responsáveis pela sua deposição.

Assim, neste trabalho, foram medidas em campo seções mono-, bi- e tridimensionais, procurando a caracterização e hierarquização das superfícies limitantes (*bounding surfaces*) (Miall, 1985) que separam as diferentes camadas ou eventos deposicionais em ambientes desérticos (Kocurek, 1988; Fryberger, 1993).

Superfície de descontinuidade física

Superfícies de descontinuidade física resultam da interrupção ou mudança no processo de sedimentação. Esta superfície pode ser também gerada através de processos erosivos, tendo implicações temporais. Miall (1988) propôs três princípios para a hierarquização das superfícies de descontinuidade:

- a) uma dada superfície pode ser truncada por outra de igual ou maior ordem, mas nunca por uma de ordem inferior;
- b) na definição de uma dada superfície deve-se tomar, como base, uma superfície de maior ordem hierárquica;
- c) superfícies de baixa ordem podem aumentar de ordem lateralmente.

A confiabilidade no estabelecimento desta hierarquia em afloramentos é obtida pela definição das superfícies hierárquicas começando com aquelas de menor ordem, que mostram contatos abruptos e são frequentemente truncadas por outras de maior ordem. A partir das superfícies menores, mais fáceis e seguras

de serem classificadas, estrutura-se a hierarquia das superfícies de descontinuidade nos afloramentos, até a definição das superfícies de maior ordem. As superfícies de maior ordem servirão de base para a definição daquelas de maior ordem e que trazem considerações mais importantes à interpretação dos depósitos, estabelecendo, com precisão, o limite entre os elementos arquiteturais (Ferreira-Júnior, 2001). Deve-se ressaltar que ainda não se tem um modelo de arquitetura deposicional bem estabelecido para depósitos de ambientes desérticos. Neste trabalho será seguido os critérios definidos por Kocurek (1988), Fryberger (1993) e Mountey (2006) no estabelecimento dos elementos arquitetônicos e superfícies limitantes.

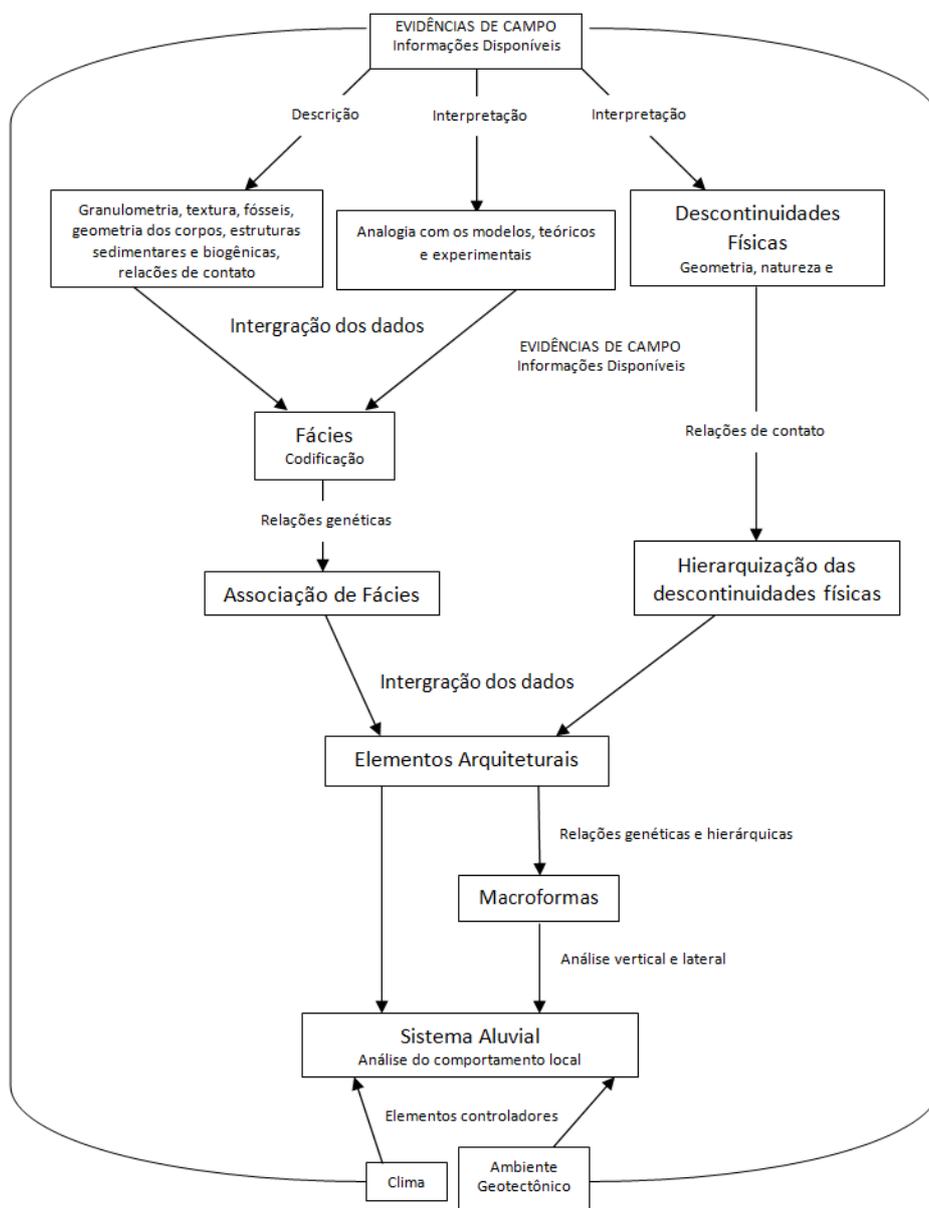


Figura 2. Fluxograma de informações segundo a análise de elementos arquiteturais para sistemas fluviais. Modificado de Ferreira-Júnior (2001).

Análise dos Paleossolos

Os paleossolos da região de Goiás foram descritos em estudos anteriores (Basilici *et al.*, 2009; Basilici & Dal’Bó, 2010; Dal’Bó, 2008 e Dal’Bó *et al.*, 2009), seguindo as principais diretrizes (Catt, 1990; Birkeland, 1999; Soil Survey Staff, 2006), e classificados de acordo com as normas da Soil Taxonomy (Soil

Survey Staff, 2006). A descrição do perfil, feito de cima para baixo, de acordo com o procedimento padrão pedológico, incluem o tipo e a espessura dos horizontes, a forma de contorno e nitidez, textura, estrutura, cor, acúmulo de cimentação carbonática e outras características do solo.

A primeira etapa na descrição dos paleossolos é o reconhecimento dos diferentes pedotipos de paleossolos (*pedotypes* segundo Retallack, 2001), assim como o estabelecimento das relações existentes entre os tipos de paleossolos e os sedimentos (Retallack, 2001). Quando comparadas às análises de paleossolos com os estudos de solos atuais, importantes diferenciações precisam ser empregadas, principalmente se comparadas às propriedades diagnósticas químicas, como pH, Eh, condutividade elétrica, saturação por bases e conteúdo de matéria orgânica, ou mesmo propriedades físicas de densidade e porosidade. Grande parte dessas propriedades físico-químicas sofre alterações diagenéticas em suas características composicionais ou estruturais em decorrência da compactação e percolação de fluídos após o soterramento, não sendo utilizadas como critério para a distinção e classificação dos paleossolos. A identificação dos paleossolos em campo foi realizada mediante o reconhecimento de duas ou mais das seguintes feições diagnósticas: rizólitos, estruturas e horizontes de solo (Retallack, 2001).

O sistema de classificação definido no *US Soil Taxonomy* é baseado na identificação de horizontes diagnósticos, segundo a descrição das principais características pedogenéticas em campo: espessura dos horizontes; classe e topografia de transição com horizontes subjacentes; cor (comparada com a Carta de Cores Munsell); quantidade e contraste de mosqueamento; textura; forma, dimensão e grau de desenvolvimento dos agregados estruturais (*peds*); presença e tipo de revestimentos; cimentação; quantidade, tamanho, dureza, forma, cor e natureza das glébulas; forma, diâmetro e percentual de traços de organismos (rizólitos, escavações, crotovinas). Adicionalmente às descrições de campo, foram coletadas amostras indeformadas e orientadas, representativas dos principais horizontes e tipos de paleossolos, para a confecção de lâminas delgadas (Basilici *et al.*, 2009; Basilici & Dal'Bó, 2010; Dal'Bó, 2008 e Dal'Bó *et al.*, 2009).

Na região de Marília os paleossolos foram estudados em afloramento (Perfis 1 e 3) e classificados de acordo com algumas características macroscópicas tais como a presença de estruturas e horizontes de solo além da natureza das bioturbações e marcas de raízes. Não foram realizadas análises laboratoriais tais como análises químicas e das propriedades químicas. Alguns paleossolos foram amostrados na região de Marília no campo de reconhecimento (Perfil 3) visando à caracterização petrográfica e correspondem aos Aridissolos descritos no capítulo 3.

1.3.2.3 Caracterização Petrográfica

Confecção de Lâminas Delgadas

Parte das lâminas delgadas utilizadas neste trabalho foi confeccionada pela aluna no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IG), sob a supervisão de um técnico habilitado. Os procedimentos para a confecção de lâminas são descritos de forma detalhada na figura 3.

Foram confeccionadas 28 lâminas delgadas de arenitos e paleossolos coletados na região de Goiás para a caracterização petrográfica. Essas lâminas correspondem a 22 lâminas de afloramentos de Itajá, 5 lâminas de afloramentos de Quirinópolis e 1 lâmina proveniente de um afloramento da Serra da Mombuca. Na região de Marília foram coletadas 10 amostras dos arenitos eólicos e paleossolos e confeccionadas 20

lâminas delgadas, duas lâminas por amostra, para a caracterização petrográfica. As descrições de campo em conjunto com os dados petrográficos estão apresentados nos item **Litofácies e Pedotipos**.

Primeiramente as amostras foram *preparadas*, sendo essas identificadas e cortadas em blocos de aproximadamente 20 mm largura x 30 mm comprimento x 8 mm de espessura. Utilizou-se um equipamento, *politriz*, onde foi feito o desgaste e o polimento do bloco de amostra por meio de um abrasivo grosso de carborundum de 220 mesh. As lâminas de vidro foram desgastadas em outro modelo de *politriz*, utilizando um abrasivo fino de 3000 mesh. Em seguida, as lâminas e as amostras foram higienizadas e secadas na estufa por uma noite numa temperatura de cerca de 45° C. As amostras foram impregnadas com uma solução de araldite, endurecedor, álcool e um pó corante epóxi azul, para a identificação dos poros. Após isso, a *montagem* das lâminas com a fixação do bloco na lâmina de vidro, e novamente foram colocados na estufa por mais uma noite à temperatura de 45° C. Para o *abatimento* e desgaste da amostra já colada na lâmina, o equipamento utilizado foi o *Discoplan – TS*. Foi realizado o desgaste e o polimento até que a amostra atingisse uma espessura ideal para análise (30 µm). Esta etapa final ocorreu na politriz, com a utilização do abrasivo fino (3000 mesh). Ao final desse processo colou-se uma lamínula sobre a lâmina, e o material foi levado para estufa, por aproximadamente 5 horas, a uma temperatura aproximada de 45°C (Fioriti, 2008).

Análise Microscópica

A análise foi realizada em duas etapas, primeiramente a análise mineralógica e posteriormente a análise da composição modal dos sedimentos detríticos.

Na análise mineralógica, por meio da identificação dos principais constituintes, os litotipos foram classificados segundo sua abundância. Para tal classificação foram realizadas contagens sistemáticas modais nas lâminas descritas. O método consiste na identificação de 300 pontos por lâmina, como recomendado por Harwood (1988) e Tucker (2001). Com as percentagens obtidas, classifica-se a rocha segundo o método de Folk (1968). Os critérios seguidos para análise das lâminas foram os de Tucker (2001) e Barroso & Carvalho (1994). A lâmina é ajustada no *charriot* de passo e a contagem é iniciada. O mineral que estiver posicionado na interseção do retículo é identificado (**Figura 4**). As informações referentes aos componentes do grão do arcabouço foram armazenadas em tabelas, buscando identificar os minerais e relações minerais observadas e características diagenéticas.

Por meio desta análise foram descritos a composição e textura dos grãos do arcabouço (tamanho de grão, tipos de contato, empacotamento, arredondamento e grau de seleção, bem como proporção e tipo de matriz e cimento). Logo, obtêm-se informações quanto à porosidade e compactação. Aspectos microestruturais e

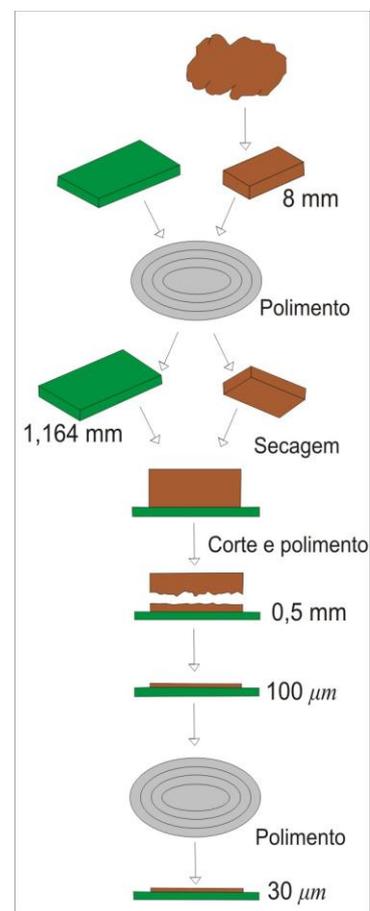


Figura 3. Esquema do processo de confecção de lâminas delgadas (Fioriti, 2008).

microtexturais como gradação direta ou inversa, disposição e orientação dos grãos, e marcas onduladas também foram analisados.

A granulometria permite distinguir os sedimentos em relação a ambientes, fácies, dão informação quanto aos processos deposicionais e condições de fluxos. Porém, outras análises, como o estudo de estruturas sedimentares, são necessárias para entender os processos deposicionais e de fácies (Tucker, 2001). O empacotamento dos sedimentos afeta a porosidade e permeabilidade, e é relacionado ao tamanho e forma do grão, bem como ao grau de seleção. O termo *fabric* dos grãos em uma rocha sedimentar é relacionado à sua orientação, empacotamento e a natureza dos contatos entre os grãos do arcabouço. O *fabric* dos sedimentos pode fornecer informações referentes a processos deposicionais. Em conglomerados, seixos suportados pela matriz são fortes evidências de depósitos gerados por *debris flow*. Quando os seixos estão em contato direto (textura grão suportado) e a presença de matriz é pequena pode ser indício de conglomerados formados em canais de rio e praia (Tucker, 2001). O empacotamento foi determinado pela contagem de grãos em uma travessia de lâmina, e dos pontos de contatos entre os grãos, de acordo com o método proposto por Kahn (1956):

$P = (100 \times q) / n$, onde q é o número de pontos de contatos entre os grãos, e n é o número de grãos em uma travessia. Assim, $P < 40$ = empacotamento aberto/frouxo

$40 < P < 55$ = empacotamento normal

$P > 55$ = empacotamento denso

O formato dos grãos possui implicações sedimentológicas, uma vez que representa um dado importante para a interpretação petrográfica das rochas detríticas. Esfericidade é a medida de quanto próximo à forma do grão se assemelha a uma esfera. Arredondamento é relacionado à curvatura dos cantos dos grãos. O grau de arredondamento corresponde a uma variável de grande interesse e é dividido em cinco classificações. De maneira geral, o grau de arredondamento aumenta com a duração do transporte e retrabalhamento (Tucker 2001).

Os grãos constituintes das rochas podem apresentar ou não grande dispersão do tamanho dos grãos, o que em geral é reflexo das condições de transporte e sedimentação, mas também pode ser reflexo da área fonte. A forma de quantificar a dispersão dos grãos é analisando a seleção dos mesmos (Dorado, 1989).

Os grãos do arcabouço podem ser bem, moderadamente ou mal selecionados, estar distribuídos de forma homogênea ou heterogênea, possuindo ou não algum tipo de orientação. As rochas detríticas são consideradas mais maduras quanto mais longo e/ou mais energético tenha sido o processo de transporte. A

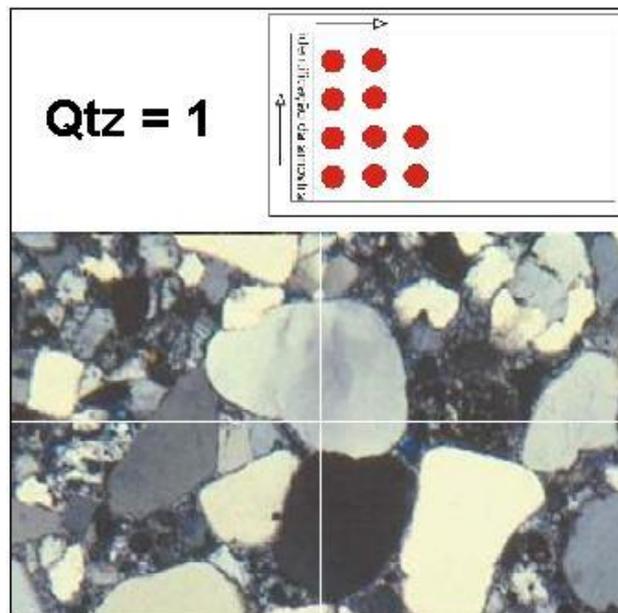


Figura 4. Esquema do método de contagem modal realizado, onde é feita a identificação mineralógica da lamina com a identificação do mineral posicionado no cruzamento do retículo, em intervalos regulares (Fioriti, 2008).

maturidade textural é caracterizada pelo arredondamento e seleção dos grãos, bem como pela presença ou ausência da matriz (Dorado, 1989).

A posição das lâminas analisadas foi associada às colunas estratigráficas medidas e descritas em mapeamento geológico. As composições mineralógicas foram plotadas em digramas para determinar a classificação litológica (diagrama de Folk, 1968). As descrições obtidas no mapeamento, em conjunto com as características petrográficas, forneceram informações quanto à arquitetura deposicional, e na interpretação quanto aos processos de aporte e distribuição de sedimento num ambiente eólico de lençol de areia.

Análise de Conglomerados

A análise composicional dos conglomerados foi realizada por meio da identificação petrográfica dos clastos. Esta análise serviu para obter a proveniência do material trazido pelos rios efêmeros que estiveram ativos no sítio deposicional em fases úmidas. Foram analisados clastos referentes às amostras BA18 e BA20, e as percentagens apresentadas numa tabela. As percentagens obtidas de cada tipo de clasto foram comparadas com as formações e litotipos presentes na região de estudo, buscando-se saber a origem dos clastos. Utilizou-se, para a identificação dos clastos, uma lupa com aumento de 20x.

Capítulo 2. Contexto geológico regional da Bacia Bauru

A Bacia Bauru é uma bacia intracratônica, pós-basáltica, neocretácea, que se estabeleceu no centro-sul da Plataforma Sul-Americana (**Figura 5**) em evento de compensação isostática após os derrames basálticos de quase 2000 m, ocorridos no Cretáceo inferior (Fernandes & Coimbra, 2000; Milani *et al.*, 2007; Dal' Bó *et al.*, 2009).

Segundo Fernandes & Coimbra (1996): *cessados os derrames basálticos do Cretáceo Inferior, algum tempo decorreu até que os sedimentos provenientes das bordas alçadas pudessem acumular-se no centro-sul da Plataforma Sul-Americana, em nova depressão pós-gondwânica, criada por subsidência termo-mecânica: a Bacia Bauru.*

Baseado na idade da Formação Serra Geral e nos dados paleontológicos (Dias-Brito, 2001; Carvalho *et al.*, 2005), a sucessão sedimentar da Bacia Bauru é atribuída às idades Santoniano-Maastrichtiano (Fernandes & Coimbra, 1996), tendo uma forma elíptica com um eixo na direção NE. Assume-se que a subsidência termal e litostática geraram a criação do espaço de acomodação da Bacia Bauru (Riccomini, 1997). As sequências depositadas nesta bacia, em clima semiárido a árido, têm como substrato os basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), sendo separadas por não-conformidade, e limite erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana ou sua posterior dissecação (Fernandes & Coimbra, 2000). Seu preenchimento sedimentar ocorreu em uma área de mais de 370.000 km², sendo que acima do valor máximo do mapa de isópacas da Formação Serra Geral, a sequência sedimentar, essencialmente arenosa, possui espessura máxima de 330 m (Zalán *et al.*, 1991).

A Bacia Bauru está localizada a oeste do estado de São Paulo, noroeste do Paraná, leste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e Triângulo Mineiro, e seus atuais limites relacionam-se à reestruturação

tectônica terciária, tendo sua borda oriental marcada pelo soerguimento da Serra do Mar e do Alto Paranaíba (Batezelli, 2003 – Figura 5). A Bacia Bauru possui uma estratigrafia complexa e ainda não muito clara.

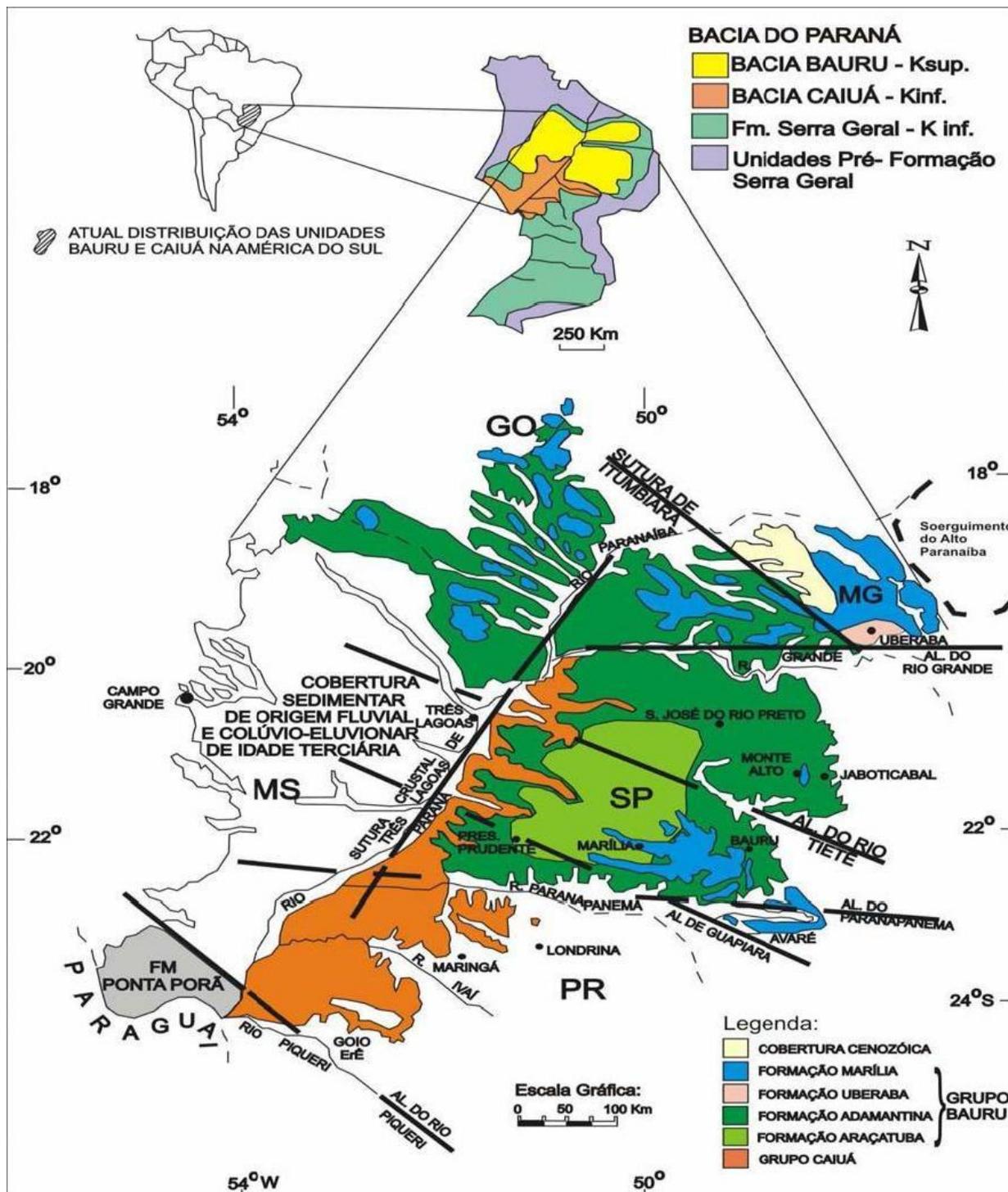


Figura 5. Distribuição das unidades lito-estratigráficas da Bacia Bauru (Fernandes e Coimbra,1996, modificado por Batezelli, 2003).

2.1 Arcabouço Estratigráfico

A litoestratigrafia da Bacia Bauru tem sido amplamente discutida no meio geocientífico no decorrer no século 20, e várias proposições e redefinições foram elaboradas com respeito ao arranjo tridimensional das rochas que preenchem esta bacia. A sequência suprabasáltica neocretácea é formada pelos grupos Bauru

e Caiuá (Fernandes & Coimbra, 1994). As redefinições de caráter litoestratigráfico elaboradas por Fernandes (1998) e Fernandes & Coimbra (1998), trouxeram mudanças para a Formação Adamantina, porém foram mantidas as demais unidades do Grupo Bauru (Fernandes & Coimbra, 2000).

Grupo Caiuá

Este grupo é composto pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio, e sobrepõe os basaltos do Grupo São Bento (**Figura 6**), cuja passagem para o Grupo Bauru se dá de forma Gradual (Fernandes & Coimbra, 2000). Trata-se de um trato de sistemas eólico interior do Deserto Caiuá (Fernandes & Coimbra, 2000): depósitos de complexos de dunas de cristas sinuosas eólicas de grande porte (*draas*), de região central de *sand sea* (Formação Rio Paraná); depósitos periféricos, de dunas eólicas de porte moderado, de cristas sinuosas, e interdunas úmidas/aquosas (Formação Goio Erê); e depósitos de lençóis de areia, em extensas e monótonas planícies desérticas, marginais do *sand sea* (Formação Santo Anastácio) (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Rio Paraná ocorre nas partes sudoeste e leste do flanco oriental da bacia. Repousa sobre a Formação Serra Geral, da qual é separada por não-conformidade (Fernandes & Coimbra, 2000). Compreende arenitos quartzosos finos a muito finos, marrons avermelhados a arroxeados, bem selecionados, supermaturos, com típica estratificação cruzada de média a grande porte. Apresenta, com menor frequência, lamitos arenosos maciços intercalados (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Goio Erê é constituída por arenitos quartzosos finos a muito finos, marrons avermelhados a cinza-arroxeados, subarcoseanos, mineralogicamente maduros e texturalmente submaturos. Compõem-se de camadas tabulares com estratificação cruzada, alternadas com maciças, às vezes com laminações plano-paralelas, ondulações de adesão, *climbing ripples* eólicos e pequenas dobras convolutas, descontínuas e mal definidas (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Santo Anastácio é constituída por estratos tabulares de espessura decimétrica, de arenitos quartzosos subarcoseanos finos a muito finos, maciços, pobremente selecionados, com fração silto-argilosa subordinada (Milani *et al.*, 2007).

Grupo Bauru

Este grupo é composto pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília. Incluem ainda os Analcimitos Taiúva, rochas vulcânicas localmente intercaladas na sequência (Milani *et al.*, 2007).

Soares *et al.* (1980) propuseram a divisão estratigráfica clássica do Grupo Bauru, ainda aceita no meio geocientífico. Posteriormente, Fernandes (1998) e Fernandes & Coimbra (2000) elaboraram novas concepções e redefinições de caráter litoestratigráfico das unidades do Grupo Bauru, ao conceber um modelo ideal de relacionamento de fácies cronocorrelatas, geradas em ambientes específicos, geneticamente associados, constituindo um trato de sistemas deposicionais.

Na parte oriental da bacia, ocorre em São Paulo (principalmente), no Triângulo Mineiro (MG) e no Norte do Paraná (**Figura 7**). Assenta-se sobre basaltos do Grupo São Bento (Formação Serra Geral), do qual é separado por não-conformidade. Apresenta passagem gradual, lateral e recorrente, para o Grupo Caiuá (Fernandes & Coimbra, 2000). O Grupo Bauru corresponde a depósitos de um trato de sistema de clima

semiárido, formado por leques aluviais marginais, lençóis de areia atravessados por sistemas fluviais efêmeros e zona endorrêica paludial, que alimentaram o deserto interior correspondente ao Grupo Caiuá (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Araçatuba (**Figuras 6 e 7**) caracteriza-se por estratos tabulares silto-arenosos muito finos, de cor cinza-esverdeada, aspecto maciço, com estratificação plano-paralela, moldes e pseudomorfos de cristais fibrorrafiados (gipsita), marcas onduladas (*climbing ripples*), gretas de ressecção e marcas de raízes. Apresentam cimentação frequente e crosta carbonática paralela à estratificação. Ocorrem corpos com contatos e estratificação interna sigmoidal de baixa inclinação e/ou estratificação contorcional mal definida. Acumulou-se em ambiente paludial de águas salinas rasas e pouco agitadas, com períodos de exposição (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Vale do Rio do Peixe (Formação Adamantina - Soares *et al.* 1980; Batezelli, 2003) compreende estratos tabulares de arenitos finos, marrons claros rosados a alaranjados, de seleção moderada a boa (**Figuras 6 e 7**). Os arenitos são intercalados com siltitos ou lamitos de cor creme a marrom, maciços ou com estratificação plano-paralela pouco definida, fendas de ressecção e feições tubulares (bioturbação). Os arenitos têm aspecto maciço ou estratificação cruzada tabular a acanalada de médio a pequeno porte ou estratificação/laminação plano-paralela grosseira (superfícies onduladas com *climbing ripples* eólicos, ondulações de adesão e planos de lineação de partição). São depósitos de extensas áreas planas de lençóis de areia e campos de dunas baixas, com depósitos de loesse retidos em corpos aquosos efêmeros (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Uberaba (**Figura 6**) compreende arenitos muito finos a lamitos siltosos cinza-esverdeados a verde-oliva, com clastos de peroviskita. Ocorre em estratos tabulares e lenticulares, de estrutura maciça, com estratificação cruzada tabular/acanalada ou laminação plano-paralela. Mostra intercalações secundárias de argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa, correspondendo a depósitos de sistema fluvial entrelaçado e de fluxos em lençol (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Marília (**Figuras 6 e 7**) foi designada por Almeida & Barbosa (1953), sendo esta caracterizada por sedimentos clásticos grossos da parte superior do Grupo Bauru, caracterizados pela presença de nódulos e de cimentação carbonática. Coube a Soares *et al.* (1980), a formalização hierárquica destes sedimentos como formação. Segundo Soares *et al.* (1980): *uma unidade composta por arenitos grossos a conglomeráticos, com grãos angulosos, teor de matriz variável, apresentando seleção pobre e raras camadas descontínuas de lamitos vermelhos e calcários*. Essa unidade é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, conglomerados, com grãos angulosos e teor de matriz variável. Os arenitos ocorrem na forma de estratos, maciços ou em acamamento incipiente, subparalelo e descontínuo. Subordinadamente aparecem níveis de siltito. Barcelos (1984) subdividiu a Formação Marília em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã.

A Formação São José do Rio Preto (**Figura 6**) compreende arenitos finos a muito finos com frações de areia média a grossa secundária, de coloração marrom claro a bege, com estratificação cruzada acanalada e tabular tangencial na base, frequentemente conglomerática. Esta Formação apresenta intercalações subordinadas de arenitos a siltitos com estratificação plano-paralela, marcas onduladas e lamitos argilosos

maciços. Possui clastos de nódulos de carbonato, fragmentos de lamitos e argilitos, seixos silicosos, fragmentos de ossos e bioclastos. Estes são depósitos pouco maduros, frequentemente conglomeráticos, de barras e planícies fluviais de sistemas de canais entrelaçados, amplos e rasos (Milani *et al.*, 2007).

A Formação Presidente Prudente (**Figura 6**) é composta por arenitos muito finos a finos, marrons avermelhados claros a bege e lamitos arenosos marrons escuros. As lentes arenosas exibem estratificação cruzada acanalada e sigmoidal (unidades de corte-e-preenchimento). Os estratos tabulares de arenitos e siltitos exibem estratificação plano-paralela, marcas onduladas, *climbing ripples*, brechas intraformacionais (argilitos, intraclastos carbonáticos, silicosos e fragmentos de ossos). São depósitos que correspondem a um sistema fluvial meandrante arenoso fino, de canais rasos com sinuosidade relativamente baixa, composto pela alternância de depósitos de preenchimento de canais amplos, com depósitos de planície de inundação/rompimento de diques marginais (crevasse).

Os Analcimitos Taiúva (**Figura 6**) são rochas extrusivas de natureza alcalina intercaladas na parte superior da Formação Vale do Rio do Peixe, com espessura máxima de 15 m (Milani *et al.*, 2007). Ocorrem em subsuperfície a noroeste de Jaboticabal (SP). Apresentam cor marrom claro avermelhado a amarelado, textura afanítica e feições de caráter vulcânico extrusivo (amígdalas de calcita, além de calcita preenchendo fraturas) (Coimbra *et al.*, 1981; Coutinho *et al.*, 1982).

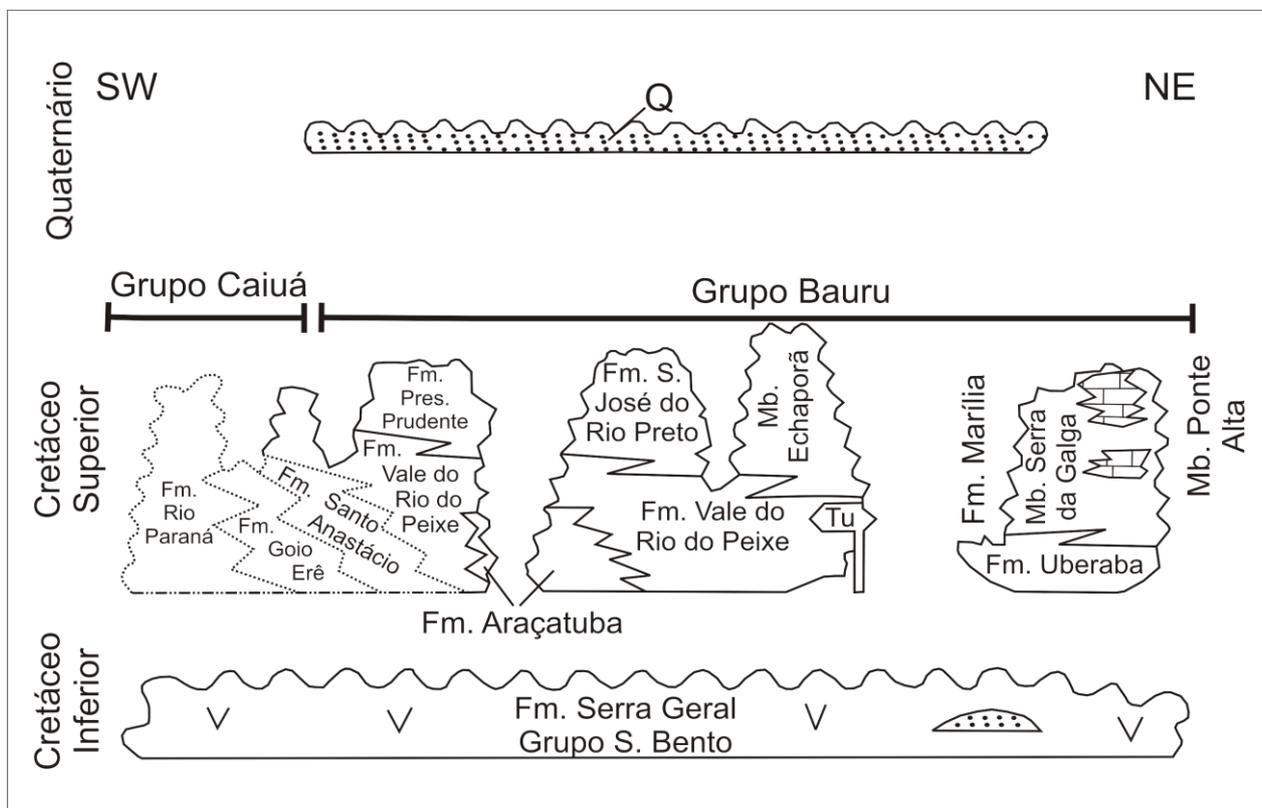


Figura 6. Carta cronolitoestratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru, modificado de Gravina *et al.* (2002) adaptado de Fernandes (1998) e Fernandes & Coimbra (1999). Tu=Analácimitos Taiúva.

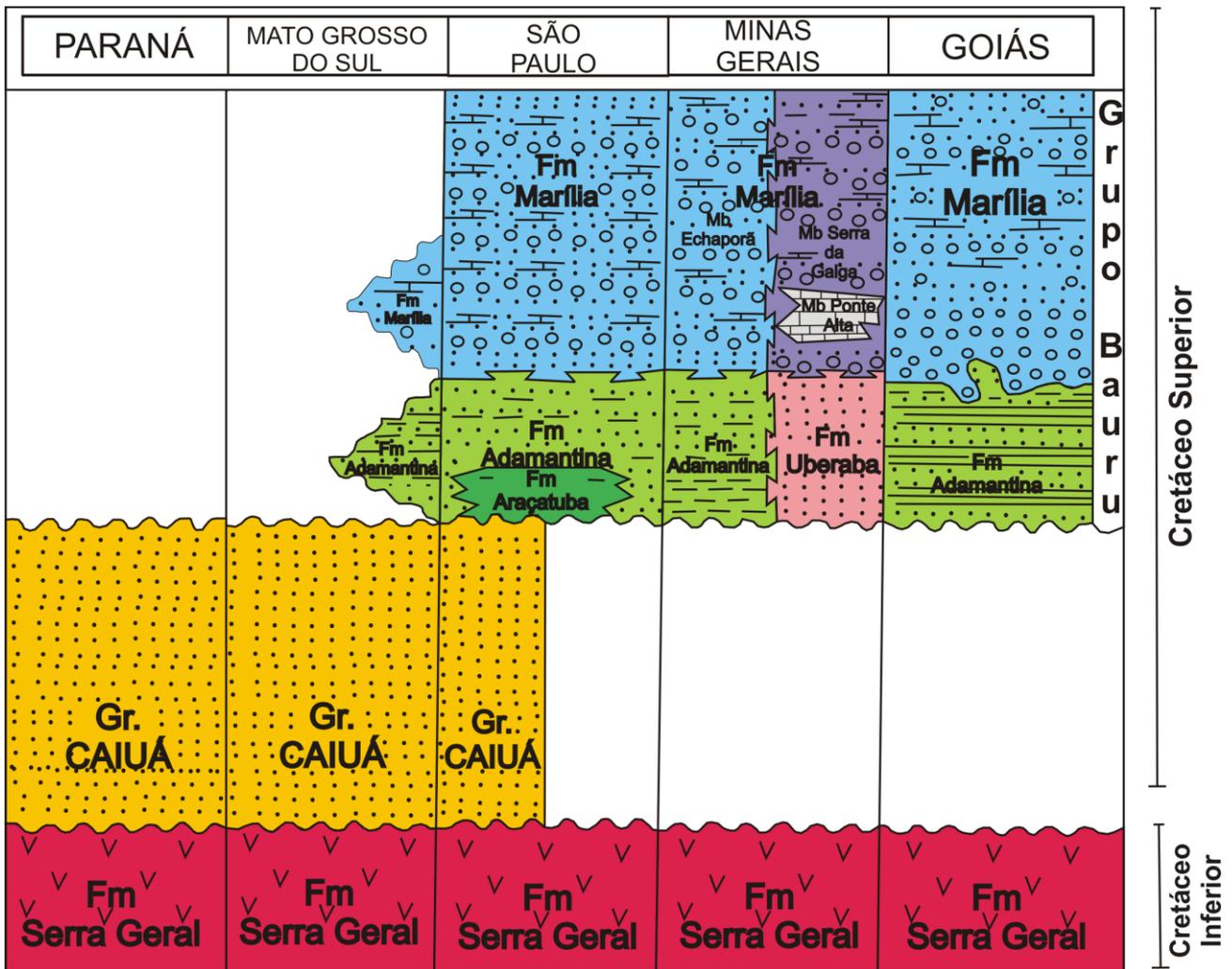


Figura 7. Coluna litoestratigráfica da Bacia Bauru em suas áreas de ocorrências modificado de Batezelli (2003) adaptado de Fúlfaro & Perinotto (1996).

2.2 A Formação Marília: Revisão Litoestratigráfica e Reinterpretações

Revisão Litoestratigráfica

A Formação Marília (Maastrichtiano) é a mais nova unidade da Bacia Bauru (Dias-Brito *et al.*, 2001). Conforme descrito por Milani *et al.* (2007), a Formação Marília é composta por três membros: Ponte Alta, Serra da Galga, e Echaporã. Os dois primeiros membros ocorrem apenas no Triângulo Mineiro (MG), sendo que no estado de São Paulo é representada apenas pelo Membro Echaporã, que também aflora no Triângulo Mineiro (MG). Sua espessura máxima em São Paulo é de 233 m em Lupércio, ocorrendo de forma extensa na parte leste do Planalto Ocidental Paulista, destacando-se em altos topográficos como o planalto de Echaporã e Monte Alto.

O Membro Ponte Alta é formado por unidades detríticas arenosas imaturas, intensamente cimentadas por carbonato de cálcio: calcários arenosos maciços, conglomeráticos de matriz arenosa e calcários finos fragmentados. Os conglomerados são polimíticos (quartzo, quartzito, arenito, pelitos carbonáticos, basalto e fragmentos de outras rochas alteradas), de clastos subangulosos a subarredondados, centimétricos. Os calcários finos têm cor levemente esverdeada e textura de mosaico (pseudobrecha) com textura de crescimento expansivo (*displacive*). Os membros Serra da Galga e Ponte Alta ocorrem associados, e

Fernandes (1998) supôs que a diferença entre os membros se dá, sobretudo por processos pós-sedimentar, pela formação de zonas de calcretes freáticos (Membro Ponte Alta). Esses membros são interpretados como depósitos de leques aluviais medianos a distais, com sistemas fluviais entrelaçados associados com intercalações de depósitos de pequenas dunas eólicas. Ainda ocorrem depósitos de fluxos densos esporádicos (Milani *et al.*, 2007).

O Membro Serra da Galga compreende arenitos grossos a finos imaturos, com frequência conglomeráticos, amarelo-pálidos a avermelhados, com intercalações secundárias de conglomerados e lamitos. Ocorrem estratificação cruzada tabular tangencial na base e acanalada, de médio a pequeno porte. Os conglomerados apresentam-se texturalmente imaturos e polimíticos (quartzo, quartzito, calcedônia, nódulos carbonáticos remobilizados, arenitos, pelitos, fragmentos de basalto, outras rochas ígneas alteradas, além de fragmentos de ossos e ventifactos). Tem contato interdigitado complexo e irregular com o Membro Ponte Alta. O contato entre os membros pode ser bem marcado pela passagem de litofácies não cimentadas (Serra da Galga) e litofácies intensamente cimentadas (Ponte Alta). O Membro Serra da Galga, possui importantes jazigos de ossos de 'répteis' de grande porte da bacia (arcossauros, crocodilomorfos e quelônios), além de invertebrados (Milani *et al.*, 2007).

O Membro Echaporã sustenta planaltos digitiformes mais expressivos nas regiões de Marília e Echaporã (SP). É composto por estratos tabulares maciços de cerca de 1 m de espessura, de arenitos finos a médios, imaturos, com frações grossas e grânulos em quantidades subordinadas, de cor bege a rosa-pálida. Nos estratos ocorrem crostas carbonáticas no topo, e ocorrem discretas concentrações de clastos na base. Raras vezes exhibe estratificação cruzada de médio porte. As litofácies conglomeráticas de poucos centímetros de espessura, são constituídas por intraclastos centimétricos (carbonáticos e lamíticos) e por extraclastos silicosos (quartzo, quartzito e arenito silicificado, alguns deles ventifactos). Ocorrem intercalações frequentes de lentes delgadas de lamitos arenosos de cor marrom de espessuras centimétricas a decimétricas, de base côncava e topo horizontal. Corresponde a depósitos proximais, correlatos geneticamente aos do Membro Serra da Galga em Minas. É composto por estratos arenosos médios a grossos, de seleção moderada a má, com intensa cimentação carbonática, intercalados com conglomerados polimíticos (basalto, dominantes, quartzo, quartzito, milonito, silexito, geodos de quartzo, nódulos carbonáticos remobilizados). O Membro Echaporã é interpretado como depósitos de lençóis de areia, onde se desenvolveram calcretes freáticos e pedogenéticos (Milani *et al.*, 2007).

Reinterpretações

Em trabalhos anteriores a Formação Marília foi interpretada como um vasto leque aluvial, dominada por rios entrelaçados e pequenos lagos (Fúlfaro & Perinotto, 1996; Fernandes & Coimbra, 2000; Goldberg & Garcia, 2000). Entretanto, Basilici *et al.* (2009) interpretaram tal formação como uma área de lençol de areia eólico, dominado pela deposição de *wind-ripples*, pedogênese e alguns canais efêmeros. Esta nova interpretação se deu, devido à ênfase no estudo dos paleossolos da região, em conjunto com os depósitos areníticos de rios efêmeros e eólicos. Assim, esta Formação é caracterizada por uma sucessão vertical de depósitos e paleossolos, que são representados pelos elementos arquitetônicos: depósitos fluviais efêmeros, depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas (*Wind-ripples*) e paleossolos. Os depósitos arenosos com

marcas onduladas eólicas (77% do registro deposicional) são compostos de arenitos médios, finos e muito finos, constituídos principalmente de grãos de quartzo e secundariamente de feldspatos e fragmentos líticos. Esta litofácies é interpretada como marcas onduladas eólicas produzidas pela contínua migração de grãos sobre as cristas das ondulações, sendo os grãos grosseiros depositados sobre os grãos mais finos. Os depósitos fluviais efêmeros (23% do registro deposicional) são constituídos por vários episódios de sedimentação, caracterizado por arenitos conglomeráticos e conglomerados areníticos. Esta litofácies é composta por camadas tabulares, apresentando uma gradação abrupta entre conglomerado na porção inferior e arenito na porção superior, sendo esses corpos interpretados como episódios deposicionais efêmeros de canais produzidos pela alta concentração de fluxos hidráulicos. Arenitos plano-laminados no topo do corpo podem ser interpretados como atividade de retrabalhamento pelo vento dos depósitos fluviais efêmeros (Basilici *et al.*, 2009).

Os sedimentos eólicos desta formação refletem períodos de sedimentação seguidos por episódios de estabilidade da paisagem e pedogênese, não havendo sedimentação significativa. Os episódios de sedimentação e desenvolvimento de solo provavelmente resultaram de uma diminuição e aumento cíclico da umidade, disponibilidade e cobertura vegetal. Durante os períodos secos, a reduzida cobertura vegetal e condições do vento fazem com que o desenvolvimento do solo seja dificultado, enquanto que em fases mais úmidas o aumento da cobertura vegetal estabiliza a paisagem, aumenta a umidade do solo, reduz a deflação eólica e intensifica o desenvolvimento do solo (Basilici *et al.*, 2009; Dal' Bó *et al.*, 2009; Dal'Bó *et al.* 2010; Basilici & Dal'Bó, 2010).

Capítulo 3. Resultados e Discussões

3.1 Localização e vias de acesso das áreas de estudo

As áreas de estudos estão localizadas no centro-oeste do estado de São Paulo e sul do estado de Goiás, em rochas aflorantes da Formação Marília (Cretáceo Superior).

Na região ao sul de Goiás, afloram rochas referentes às formações cretáceas Adamantina e Marília, que sobrejazem a Formação Serra Geral (Cretáceo Inferior). Ao norte da área estudada estão expostas rochas do embasamento Pré-cambriano e da Formação Serra Geral. Este estudo concentrou-se nos afloramentos pertencentes à Formação Marília, nas cercanias das cidades de Itajá, Quirinópolis e Serra da Mombuca (Figura 8).

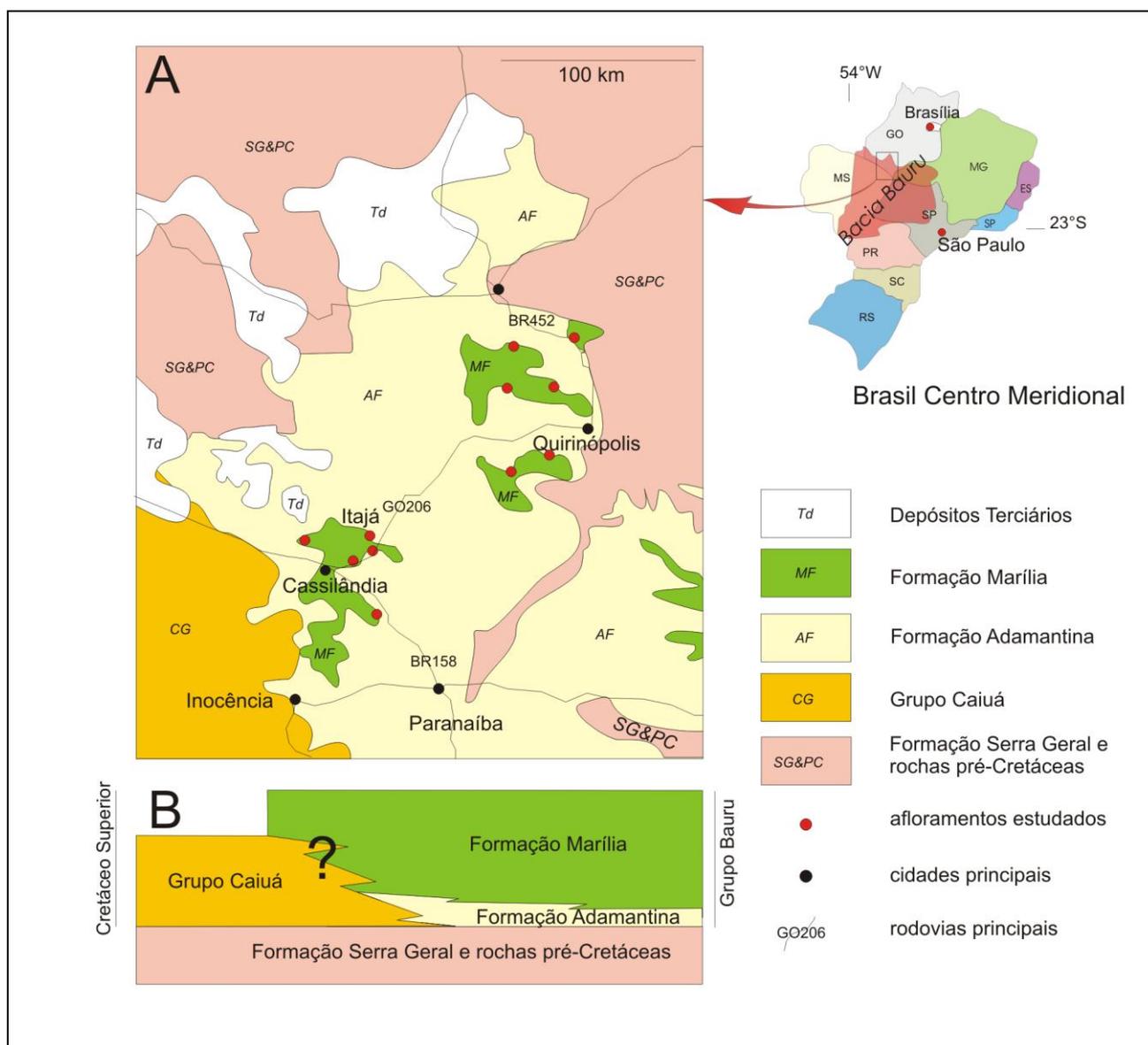


Figura 8. (A) Figura de localização dos pontos amostrados na região sul de Goiás. (B) Esquema estratigráfico simplificado da Bacia Bauru. Modificado de Basilici *et al.* (2009).

A Formação Marília na região da cidade de Marília – SP (Figura 9 A e 9 B), é representada pelo Membro Echaporã, e ocorre na parte superior de espigões regionais, nas margens leste e norte da bacia, sustentando planaltos regionais escarpados e digitiformes (Fernandes & Coimbra, 2000). Neste trabalho, as

amostras analisadas foram coletadas de cortes aflorantes na região do Vale do Barbosa (**Figura 9 C**), próximo a Unimar (Universidade de Marília) e ao longo da rodovia estadual SP333 (**Figura 9 C**), na Serra de Echaporã, próximo à cidade Homônima. O acesso rodoviário nos dois afloramentos estudados ocorre pela rodovia estadual SP333.

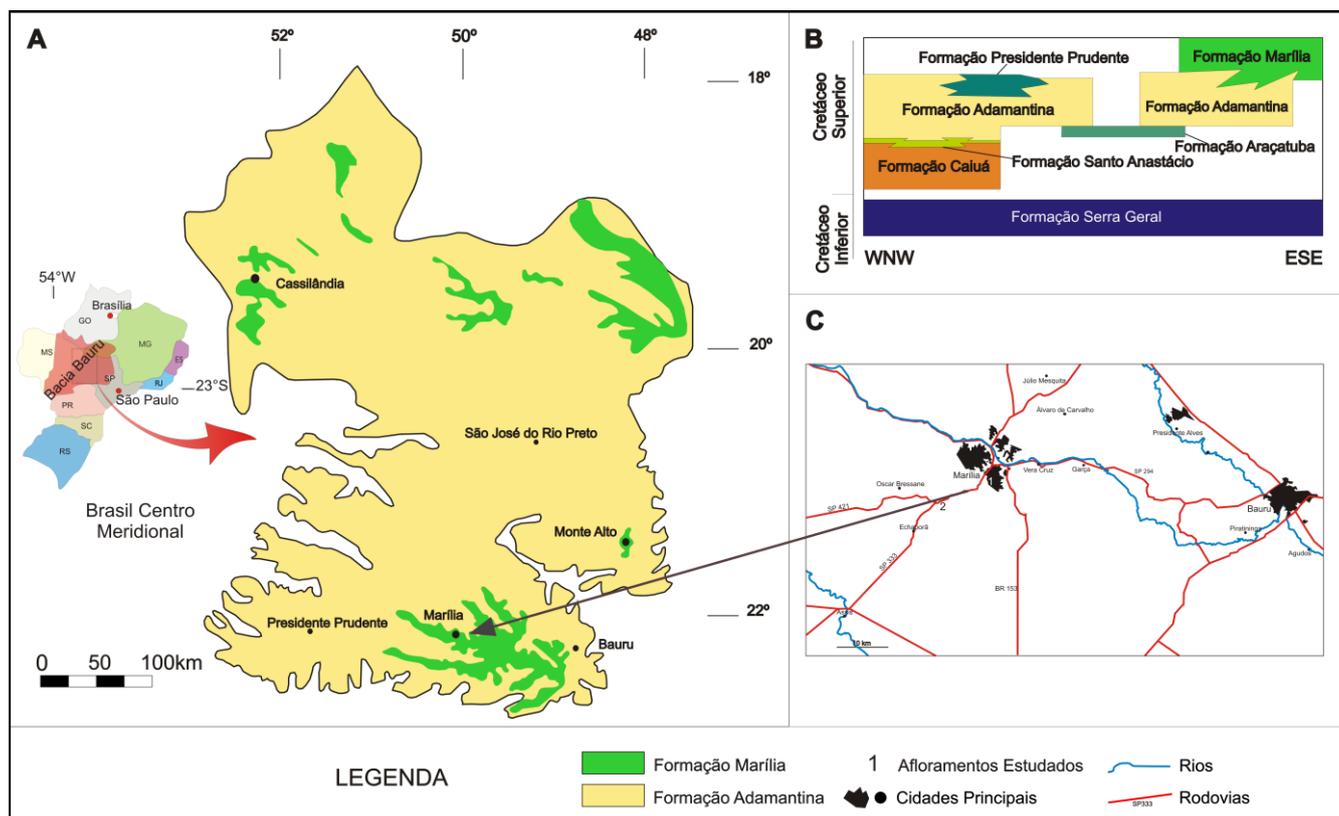


Figura 9. Feições geológicas e estratigráficas da área de estudo. (A) Distribuição dos depósitos da Formação Marília na parte central e noroeste da Bacia Bauru. (B) Esquema estratigráfico simplificado da Bacia Bauru de Zaher *et al.* (2006). (C) Localização dos afloramentos estudados, perfil de paleossolos da região próxima a Unimar e (D) um afloramento na rodovia estadual SP333. Modificado de Dal’Bó *et al.* (2009).

3.2. Fácies e Arquitetura Depositional

3.2.1 A Formação Marília na região Sul de Goiás

3.2.1.1 Características Mineralógicas e Texturais

Baseado nas características microscópicas e macroscópicas dos afloramentos estudados realizou-se o estudo dos mecanismos de deposição, por meio da análise de fácies e microfácies. Relacionaram-se os dados petrográficos com dados de campo e a bibliografia. As lâminas analisadas fazem parte de colunas litoestratigráficas de depósitos sedimentares estudados em trabalhos anteriores: Basilici *et al.* (2009), Basilici & Dal’Bó (2010), Dal’Bó (2008) e Dal’Bó *et al.* (2009). Foram descritas três litofácies neste estudo (**Figura 10**): (i) *Arenito com laminação plano-paralela* – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translátente, (ii) *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* - depósitos de inundação e (iii) *Arenitos conglomeráticos* – depósitos fluviais efêmeros. Também foram descritos quatro tipo de paleossolos (pedotipos): (i) Aridissolos, (ii) Alfissolos, (iii) Vertissolos e (iv) Entissolos. A distribuição destas litofácies, que representa uma seção vertical executada na área de Itajá (GO), pode ser observada na figura 10.

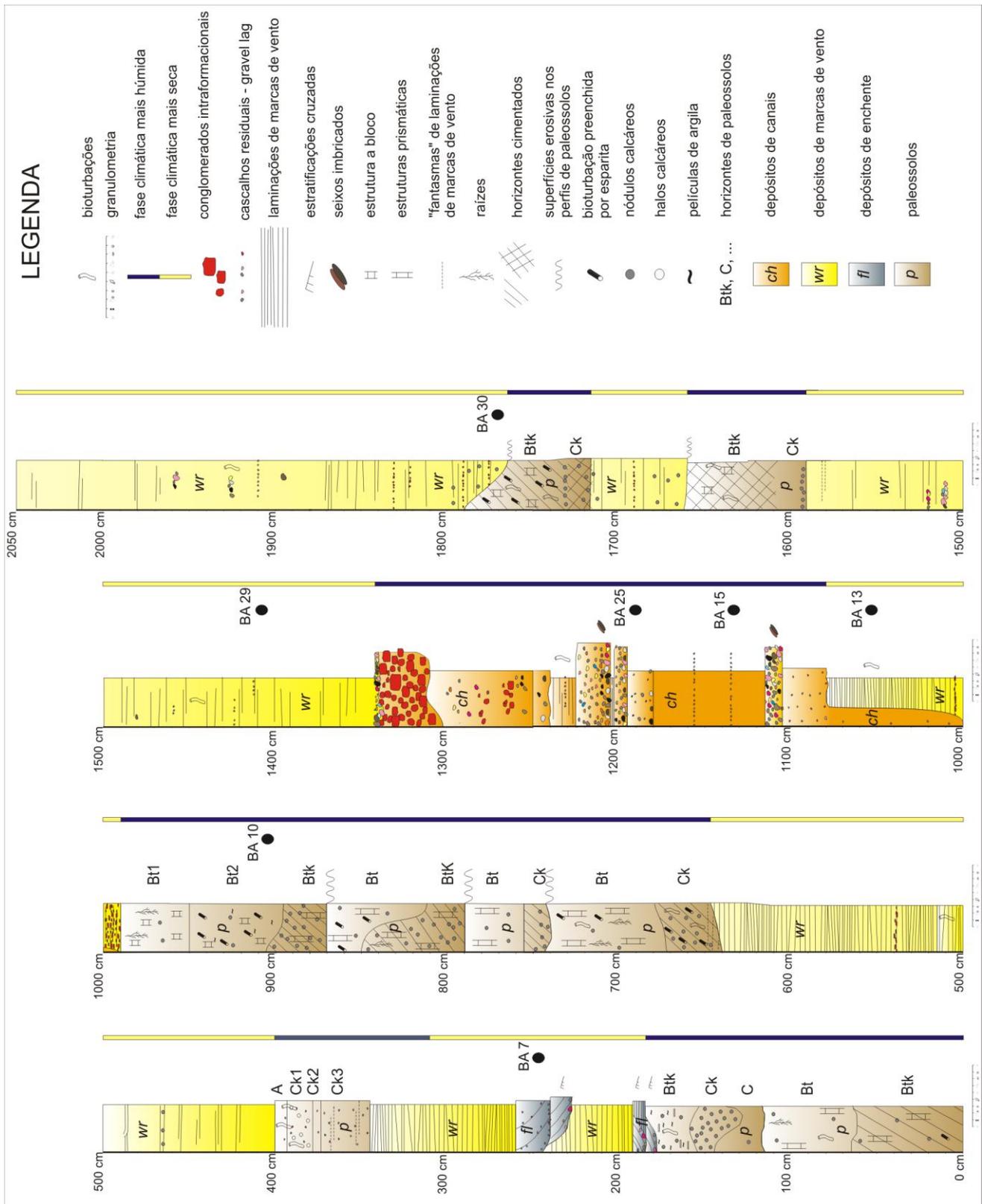


Figura 10. Seção estratigráfica da Formação Marília na região noroeste da Bacia Bauru (rodovia Itajaí-Iturumã). Modificada de Basili *et al.* (2009).

Primeiramente serão consideradas as características mineralógicas e texturais das lâminas estudadas, e no tópico seguinte serão tratadas as características petrográficas de cada litofácies (petrofácies).

Na tabela que se segue (**Tabela 1**), encontram-se os dados petrográficos das litofácies e da análise petrográfica dos paleossolos.

Tabela 1. Composição mineralógica das rochas e paleossolos da Formação Marília na região de Itajá (GO). Qm: Quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; FK: Feldspato potássico; PL: Plagioclásio; Lm: Fragmento metamórfico; Ls: Fragmento sedimentar; Lv: Fragmento vulcânico; Bt: Biotita; Ms: Muscovita; Px: Piroxênio; Anf: Anfibólio; Op: Opacos; Out: Outros.

Lâminas	Quartzo (%)		Feldspato (%)		Fragmentos Líticos (%)			Micas (%)		Outros (%)				Classificação	
	Qm	Qp	Fk	Pl	Lm	Ls	Lv	Bt	Ms	Px.	Anf	Op.	Out.		
Depósitos Eólicos	BA 07	54,1	2,7	8,1	0,0	0,0	1,4	27,7	0,0	0,0	1,4	0,0	4,7	0,0	Litoarenito
	BA 13a	56,6	5,3	3,7	1,1	0,0	2,1	26,5	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	0,0	Litoarenito
	BA 13b	52,2	3,8	7,0	1,1	0,0	0,0	30,6	0,0	0,0	0,0	0,0	5,4	0,0	Litoarenito
	BA 23	71,8	2,4	2,7	1,0	0,0	3,4	8,6	0,0	4,1	1,4	0,0	3,4	1,0	Sublitoarenito
	BA 29a1	48,5	2,4	4,8	0,0	0,6	0,0	38,9	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	0,0	Litoarenito
	BA 29a2	41,5	2,3	9,1	0,6	0,0	0,6	40,3	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	0,0	Litoarenito
	BA 30a	55,6	4,9	5,6	0,0	0,0	0,0	32,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	Litoarenito
	BA 30b	52,1	4,2	6,6	1,2	0,0	7,2	25,1	0,0	0,0	0,6	0,0	3,0	0,0	Litoarenito Feldspático
	BA 52	81,0	1,8	2,2	0,7	2,9	2,5	8,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,4	Sublitoarenito
Depósitos Fluviais	BA 15	28,6	1,6	1,6	0,0	0,0	1,6	65,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	Litoarenito
	BA 19a	34,6	4,8	1,9	1,4	0,5	7,2	43,8	1,9	0,0	2,4	0,5	0,5	0,5	Litoarenito
	BA 19b	35,9	2,8	2,0	0,4	0,0	13,9	37,8	0,0	0,0	4,8	0,4	2,0	0,0	Litoarenito
	BA 21a	43,7	5,7	3,4	0,0	0,0	0,4	46,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	Litoarenito
	BA 21b	44,4	4,6	1,8	0,0	0,7	3,2	44,7	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	Litoarenito
	BA 25a1	41,8	1,3	4,4	0,0	0,0	0,6	48,7	1,3	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	Litoarenito
	BA 25a2	35,6	1,8	3,1	0,0	0,0	1,8	53,4	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3	0,0	Litoarenito
	BA 25b1	34,8	2,2	1,5	0,7	0,0	5,2	53,3	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0	Litoarenito
	BA 25b2	35,7	1,4	2,1	0,0	0,0	1,4	55,7	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	Litoarenito
Paleossolos	BA 10a	76,7	3,3	0,0	0,0	1,4	0,5	15,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	0,0	Sublitoarenito
	BA 10b	75,5	4,0	1,6	0,0	1,6	2,4	11,6	0,4	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	Sublitoarenito
	BA 39a	79,4	3,1	2,1	0,0	0,0	4,8	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	Sublitoarenito
	BA 39b	79,9	3,4	2,7	0,0	0,0	3,7	9,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	Sublitoarenito
	BA 44a	78,2	4,6	2,1	0,0	0,0	6,3	8,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	Sublitoarenito
	BA 44b	78,1	2,1	1,1	0,7	0,0	4,9	9,9	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	Sublitoarenito
	BA 45a	77,9	1,9	1,9	0,5	0,0	4,3	12,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	Sublitoarenito
	BA 45b	70,8	3,0	3,0	0,4	0,4	5,6	15,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,4	Litoarenito
	BA 49a	70,5	1,1	2,3	0,0	0,0	10,0	13,8	0,0	0,4	0,0	0,0	1,9	0,0	Litoarenito
	BA 49a	72,2	3,5	3,5	0,0	0,0	10,6	9,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	Sublitoarenito

Por meio da contagem modal dos principais minerais constituintes dos arenitos, estes foram classificados em litoarenitos (predominantemente), litoarenitos feldspáticos e sublitoarenitos (**Figura 11**).

As lâminas analisadas possuem predominantemente grãos de quartzo monocristalino como constituintes do arcabouço, porém quartzos policristalinos também ocorrem. Os grãos de feldspatos são representados principalmente por feldspato potássico, frequentemente na forma de microclínio, sendo menos comuns os plagioclásios. Os feldspatos ocorrem em tamanho e quantidade relativamente inferiores aos grãos de quartzo e fragmentos líticos. Entre os fragmentos líticos observados, predominam os fragmentos líticos vulcânicos, seguidos dos sedimentares e metamórficos. Fragmentos carbonáticos são frequentes nos depósitos eólicos e paleossolos. Grãos de mica, como biotita e muscovita ocorrem raramente nas lâminas estudadas.

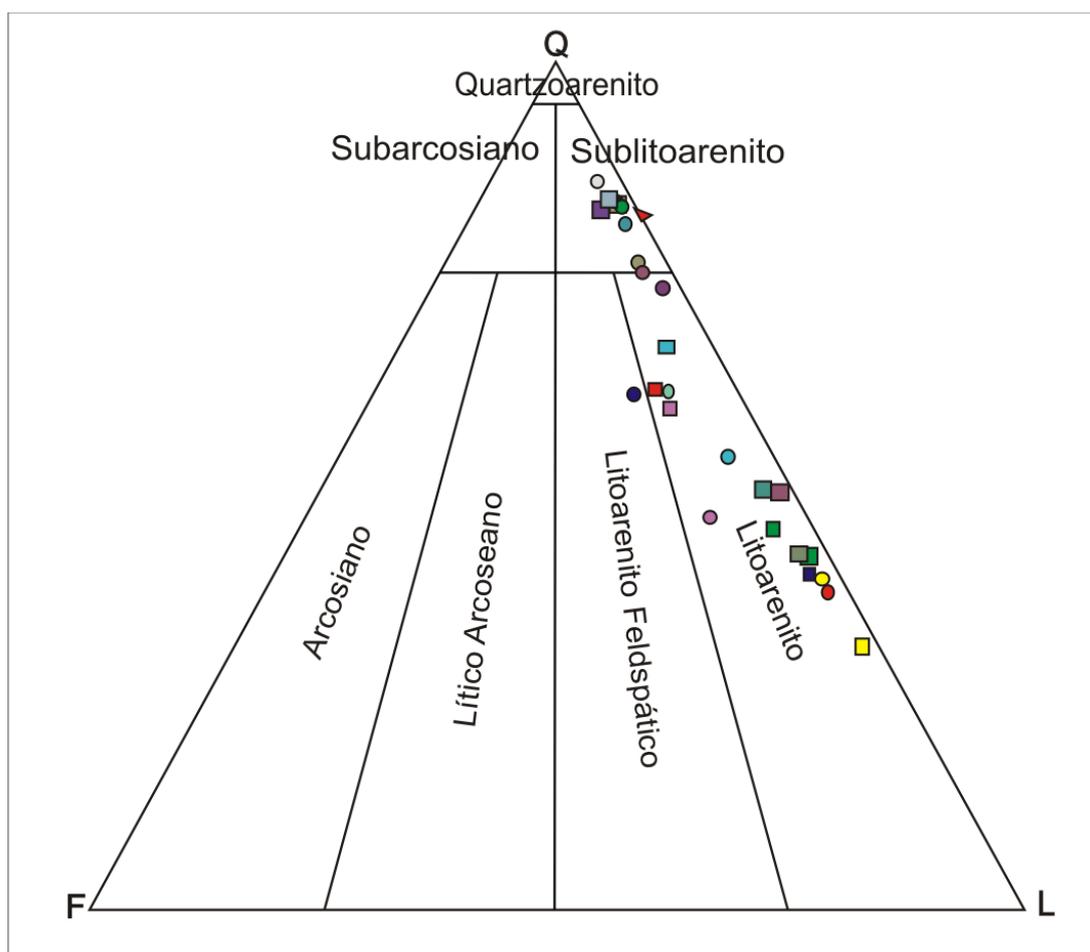


Figura 11. Classificação composicional dos arenitos aflorantes na região sul de Goiás, segundo o método de Folk (1968) (n=28).

As tabelas que se seguem (**Tabelas 2 e 3**) resumem os aspectos texturais das lâminas analisadas: granulometria, seleção, grau de arredondamento e empacotamento, esfericidade, maturidade e tipo de contato entre os grãos.

Tabela 2. Aspectos texturais das rochas e paleossolos da Formação Marília na região de Itajá (GO): granulometria, seleção e grau de arredondamento.

Lâminas	Granulometria	Seleção	Arredondamento	
Depósitos Eólicos	BA 07	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado</i>	<i>Angular a Subangular</i>
	BA 13a	<i>Fina</i>	<i>Muito Bem a Bem Selecionado</i>	<i>Subarredondado a arredondado</i>
	BA 13b	<i>Fina</i>	<i>Muito Bem a Bem Selecionado</i>	<i>Subarredondado a arredondado</i>
	BA 23	<i>Fina</i>	<i>Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a subarredondado</i>
	BA 29a1	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado</i>	<i>Subarredondado a arredondado</i>
	BA 29a2	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado</i>	<i>Subarredondado a arredondado</i>
	BA 30a	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente a Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a subarredondado</i>
	BA 30b	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente a Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a subarredondado</i>
	BA 52	<i>Fina</i>	<i>Bem Selecionado</i>	<i>Arredondado a Subarredondado</i>
Depósitos Fluviais	BA 15	<i>Média</i>	<i>Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado</i>	<i>Subangular a Subarredondado</i>
	BA 19a	<i>Fina</i>	<i>Bem a Moderadamente Bem Selecionado</i>	<i>Subarredondado</i>
	BA 19b	<i>Fina</i>	<i>Bem a Moderadamente Bem Selecionado</i>	<i>Subarredondado</i>
	BA 21a	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado</i>	<i>Subangular a Angular</i>
	BA 21b	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado</i>	<i>Subangular a Angular</i>
	BA 25a1	<i>Fina</i>	<i>Bem a Moderadamente Bem Selecionado</i>	<i>Subangular a Subarredondado</i>
	BA 25a2	<i>Fina</i>	<i>Bem a Moderadamente Bem Selecionado</i>	<i>Angular a Subangular</i>
	BA 25b1	<i>Média</i>	<i>Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado</i>	<i>Subangular a Subarredondado</i>
	BA 25b2	<i>Média</i>	<i>Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado</i>	<i>Subangular a Subarredondado</i>
Paleossolos	BA 10a	<i>Fina</i>	<i>Pobrememente Selecionado</i>	<i>Angular a Subarredondado</i>
	BA 10b	<i>Fina</i>	<i>Pobrememente Selecionado</i>	<i>Angular a Subarredondado</i>
	BA 39a	<i>Fina</i>	<i>Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular</i>
	BA 39b	<i>Fina</i>	<i>Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular</i>
	BA 44a	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente a Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a Angular</i>
	BA 44b	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente a Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a Angular</i>
	BA 45a	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente a Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a Angular</i>
	BA 45b	<i>Fina</i>	<i>Moderadamente a Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a Angular</i>
	BA 49a	<i>Fina</i>	<i>Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a Subarredondado</i>
	BA 49a	<i>Fina</i>	<i>Pobrememente Selecionado</i>	<i>Subangular a Subarredondado</i>

Com relação aos aspectos composicionais dos grãos do arcabouço nas lâminas estudadas, é importante ressaltar a grande quantidade de fragmentos líticos, especialmente fragmentos vulcânicos de basalto (**Figura 12 C e D**), ocorrendo subordinadamente fragmentos metamórficos classificados como quartzitos, e fragmentos sedimentares compostos de fragmentos de arenitos e calcários. Em algumas poucas lâminas observaram-se fragmentos de muscovita e biotita. A presença de minerais opacos (**Figura 12 B**), na grande maioria magnetitas é frequente, sendo muitas vezes observados em frações mais finas de arenitos eólicos. Minerais pesados ocorrem tais como granadas, zircões (**Figura 12 A**), epidoto e raramente rutilo e titanita. Quanto às alterações observadas, são de origem pedogenética. Observa-se alteração nos fragmentos de basaltos, sendo transformados pelo intemperismo em fragmentos mais argilosos (**Figura 12 B**), é possível observar alguns feldspatos sendo alterados nas clivagens, e em poucos casos ocorre substituição por calcita.

Tabela 3. Aspectos texturais das rochas e paleossolos da Formação Marília na região de Itajá (GO): esfericidade, grau de empacotamento, maturidade e tipos de contatos entre os grãos. P: Predominante, C: Comum e R: Raro.

Lâminas	Esfericidade	Empacotamento	Maturidade	Contatos	
Depósitos Eólicos	BA 07	Baixa	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (C), Flutuante (P), Reto-longo (R)
	BA 13a	Alta	Normal	Supermaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 13b	Alta	Normal	Maturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 23	Baixa	Normal	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (C)
	BA 29a1	Alta	Normal	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 29a2	Alta	Normal	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 30a	Alta	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 30b	Alta	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 52	Alta	Aberto/Frouxo	Supermaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (C)
Depósitos Fluviais	BA 15	Baixa	Normal	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 19a	Baixa	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (C)
	BA 19b	Baixa	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (C)
	BA 21a	Baixa	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 21b	Baixa	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 25a1	Baixa	Normal	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 25a2	Baixa	Normal	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 25b1	Baixa	Normal	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 25b2	Baixa	Normal	Submaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
Paleossolos	BA 10a	Baixa	Aberto/Frouxo	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 10b	Baixa	Aberto/Frouxo	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (C) Côncavo-convexo (R) Reto-longo (R)
	BA 39a	Baixa	Normal	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 39b	Baixa	Normal	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 44a	Baixa	Aberto/Frouxo	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 44b	Baixa	Aberto/Frouxo	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 45a	Baixa	Aberto/Frouxo	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 45b	Baixa	Aberto/Frouxo	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (R)
	BA 49a	Baixa	Normal	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (C)
	BA 49a	Baixa	Normal	Imaturo	Pontual (P) Flutuante (R) Côncavo-convexo (-) Reto-longo (C)

Quanto à granulometria, ocorre o predomínio da fração fina em relação à média tanto nos depósitos como nos paleossolos (**Figura 13 A e 13 B**). Ocorrem predominantemente arenitos finos, 100% dos depósitos eólicos e paleossolos, e 66,7% dos depósitos fluviais. Ocorrem também grânulos, seixos (4 a 64 mm) e pequenos blocos (até 80 mm) representados pelas amostras conglomeráticas BA 18 e BA 20, pertencentes aos depósitos fluviais efêmeros. Os depósitos eólicos e paleossolos possuem uma maior percentagem de quartzo monocristalinos, enquanto os depósitos fluviais apresentam proporcionalmente uma percentagem ligeiramente maior de quartzos policristalinos. A gradação do tipo inversa é evidente nos depósitos eólicos, com granulometria muito fina na base, gradando para granulometria fina no topo.

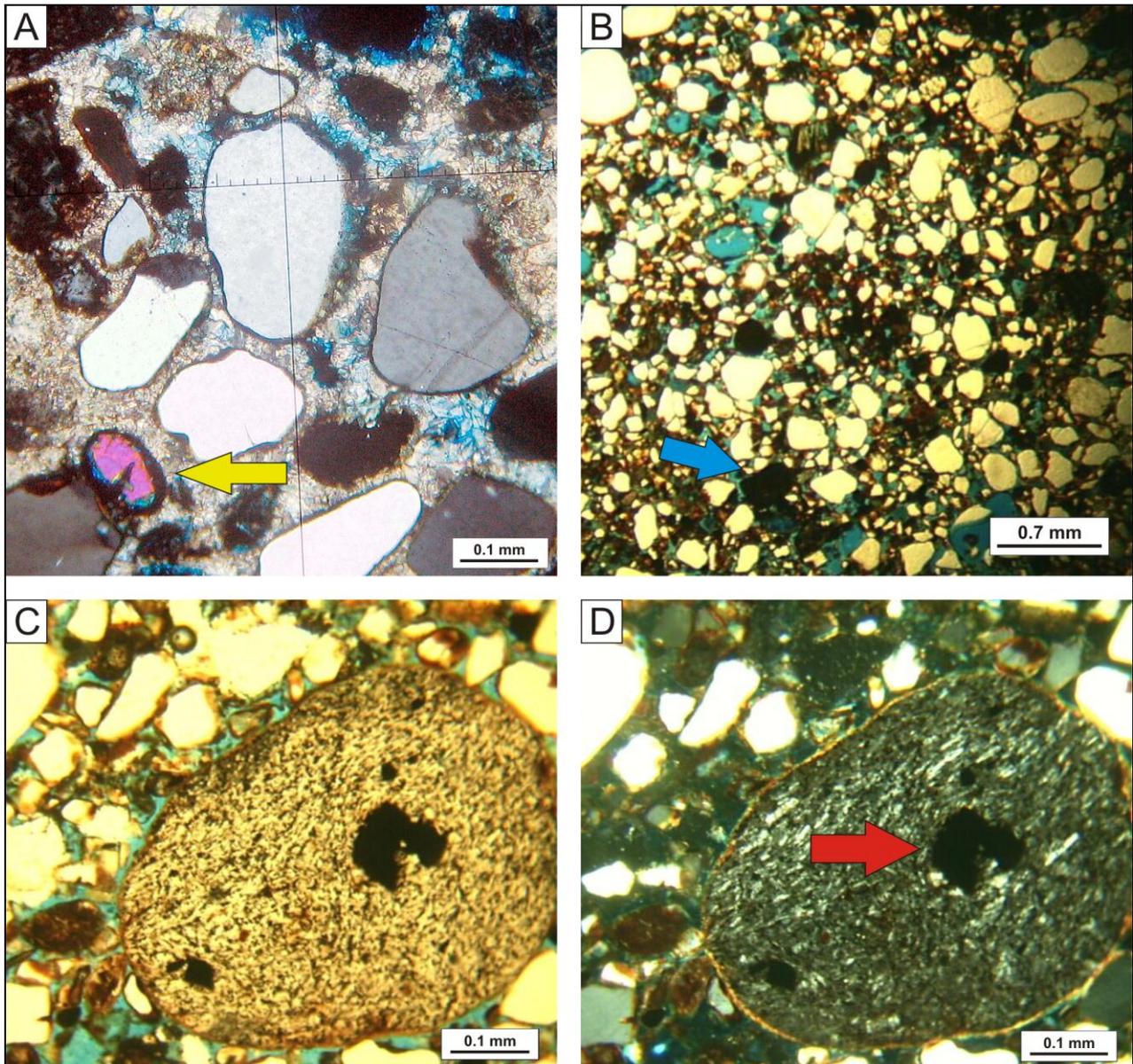


Figura 12. Aspectos petrográficos gerais das lâminas estudadas em Goiás. A) Lâmina BA 13a. Pertencente aos depósitos eólicos apresenta como composição mineralógica principal fragmentos vulcânicos, quartzo, opacos e grãos de zircão (seta amarela). É possível observar o grau de cimentação carbonática presente na maior parte das rochas que possuem boa seleção. Nicóis cruzados, aumento de 10x. B) Lâmina BA 49b. Pertencente aos Alfissolos, esta apresenta uma quantidade alta de matriz argilosa, geralmente resultante da alteração de fragmentos vulcânicos ou litoclastos argiloso. A seta azul mostra um grão opaco. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. C) Lâmina BA 44a. Fragmento vulcânico presente nos Alfissolos, mostrando-se bem preservados e arredondados. Nicóis descruzados, aumento de 10x. D) Lâmina BA 44a. A seta amarela mostra a presença de opacos no interior de alguns fragmentos vulcânicos. Notar como este fragmento vulcânico é bem preservado, com as ripas de plagioclásio evidentes. Nicóis cruzados, aumento de 10x.

A presença de matriz não é frequente, ocorrendo principalmente nos paleossolos, e em algumas poucas lâminas dos depósitos fluviais. Quando ocorre, trata-se de uma matriz argilosa, possivelmente derivada do transporte subaquático de argila pelos rios efêmeros, e pelos processos pedogenéticos, com a alteração de alguns minerais instáveis e fragmentos vulcânicos ou por infiltração mecânica durante a pedogênese. A cimentação é carbonática e preenche poros primários e secundários. Trata-se de uma cimentação precoce, devido à pedogênese, e também contemporânea a diagênese dos depósitos eólicos, visto que a compactação é pouco desenvolvida. Em alguns quartzos foram observadas marcas relictas de antigas

cimentações *overgrowth*, sendo essas marcas preservadas por uma fina película de óxido de ferro, em quantidade insuficiente para impedir a cimentação (Tucker, 2001).

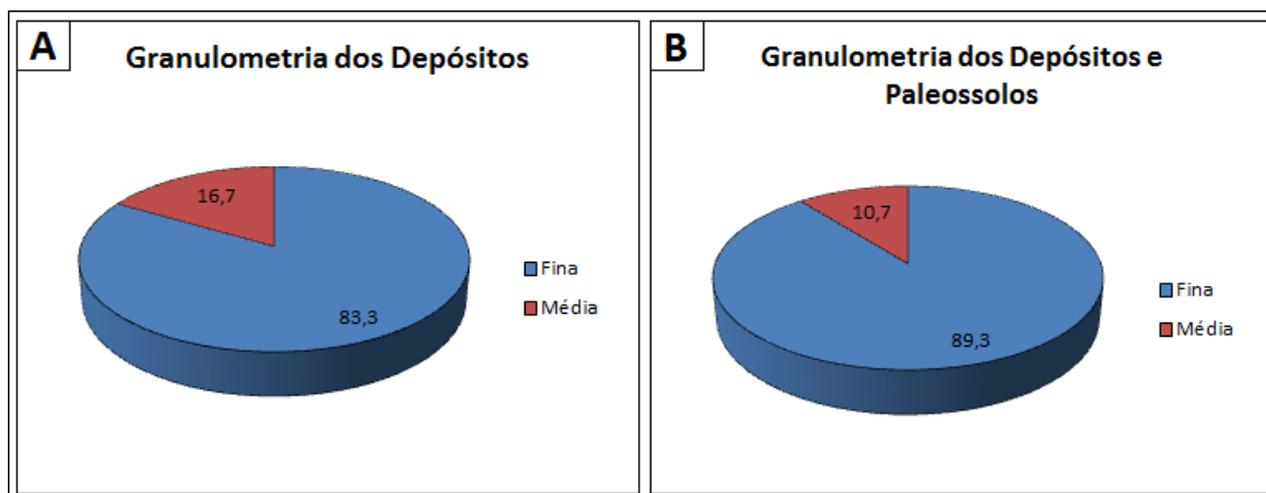


Figura 13. Percentagem das frações granulométricas (A) nos depósitos (n=18) e (B) no total de lâminas estudadas (n=28).

Uma análise mais minuciosa mostrou que as lâminas que apresentavam melhor seleção, também estavam mais cimentadas. A melhor seleção é caracterizada pela ocorrência de grãos que variam pouco granulométricamente, e pela menor quantidade de material fino. Assim, uma melhor seleção, na qual os grãos possuem granulometria semelhante, permite que os fluidos cimentantes percolem mais facilmente, pois há espaço poroso.

Apesar das inclusões em quartzo não serem frequentes, em algumas lâminas, observou-se poucas inclusões de clorita e micas (em especial muscovitas). Essas inclusões podem indicar a presença de quartzos proveniente de veios hidrotermais. O tipo de contato entre os grãos predominante é o pontual (**Figura 14**), sendo comum o contato flutuante. Em algumas lâminas ocorre o contato reto/longo de forma rara. A distribuição dos tipos de contato indica a pouca compactação, com boa porosidade e permeabilidade em algumas lâminas. O contato flutuante é comum, em especial, nas lâminas que se encontram cimentada precocemente por calcita. Apesar do contato flutuante e pontual, em lâminas cimentadas a porosidade e permeabilidade são baixas.

O grau de empacotamento é caracterizado pela proximidade entre os grãos. Assim, o tipo de contato intergranular é uma ferramenta para a determinação do grau de empacotamento e compactação. A predominância do empacotamento aberto/frouxo é outra evidência de que a rocha está pouco compactada (**Figura 15**). Os tipos de empacotamento normal e aberto/frouxo observados estão relacionados às lâminas onde predominam e/ou são comuns contatos do tipo flutuante, pontual e reto/longo.

A análise da forma dos grãos evidenciou a predominância de grãos com arredondamento variando de angular a subarredondado (**Figura 16**). Nos depósitos eólicos predominam grãos subarredondados a arredondados (56%) e são comuns grãos subangulares a subarredondados (33%) (**Figura 16 A**), enquanto nos depósitos fluviais os grãos subangulares a subarredondados possuem uma percentagem de 45% e subarredondados correspondem a 22% (**Figura 16 B**). Em geral nas lâminas descritas os grãos possuem baixa esfericidade.

Com respeito à seleção dos depósitos e paleossolos estudados, esta é variável (**Figura 17**), sendo que em todas as lâminas estudadas 44% possuem grãos moderadamente a moderadamente bem selecionados (**Figura 17 C**). Os grãos mais selecionados estão presentes nos depósitos eólicos, devido ao retrabalhamento destes, sendo que 22% são muito bem a bem selecionados, 11% são bem selecionados e 34% são moderadamente bem a moderadamente selecionados (**Figura 17 A**). Em geral, percebe-se que as camadas com frações granulométricas de areia muito fina são mais bem selecionados do que os de areia média.

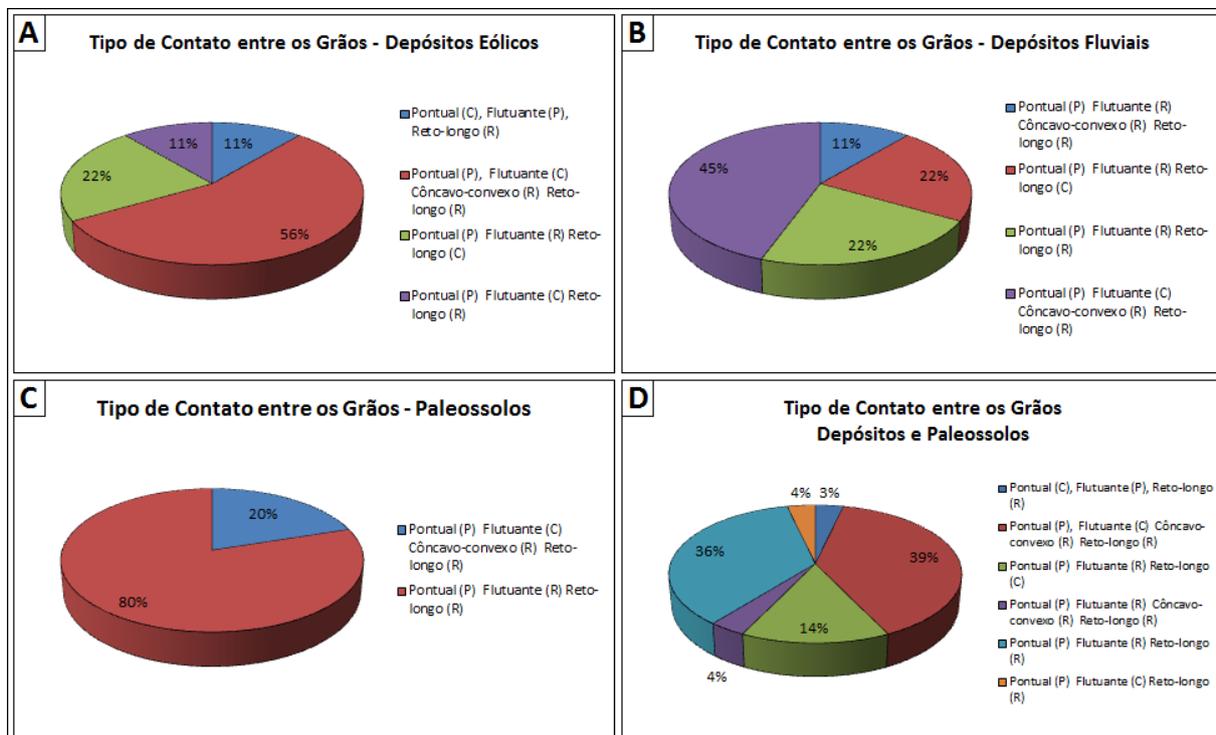


Figura 14. Distribuição dos tipos de contato observados, (A) nos depósitos eólicos (n=9), (B) nos depósitos fluviais (n=9), (C) nos paleossolos (n=10) e (D) no total das lâminas estudadas (n=28).

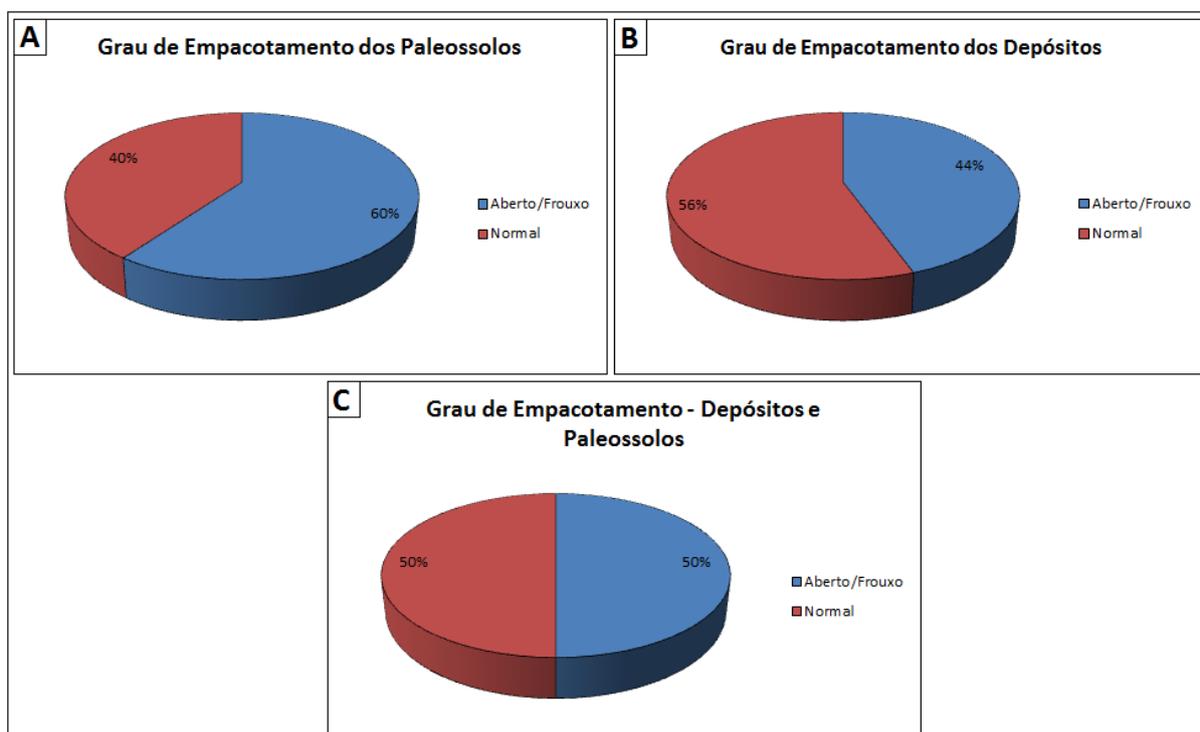


Figura 15. Relação percentual entre os tipos de empacotamento observados (A) nos paleossolos (n=10), (B) nos depósitos (n=18) e (C) no total de lâminas analisadas (n=28).

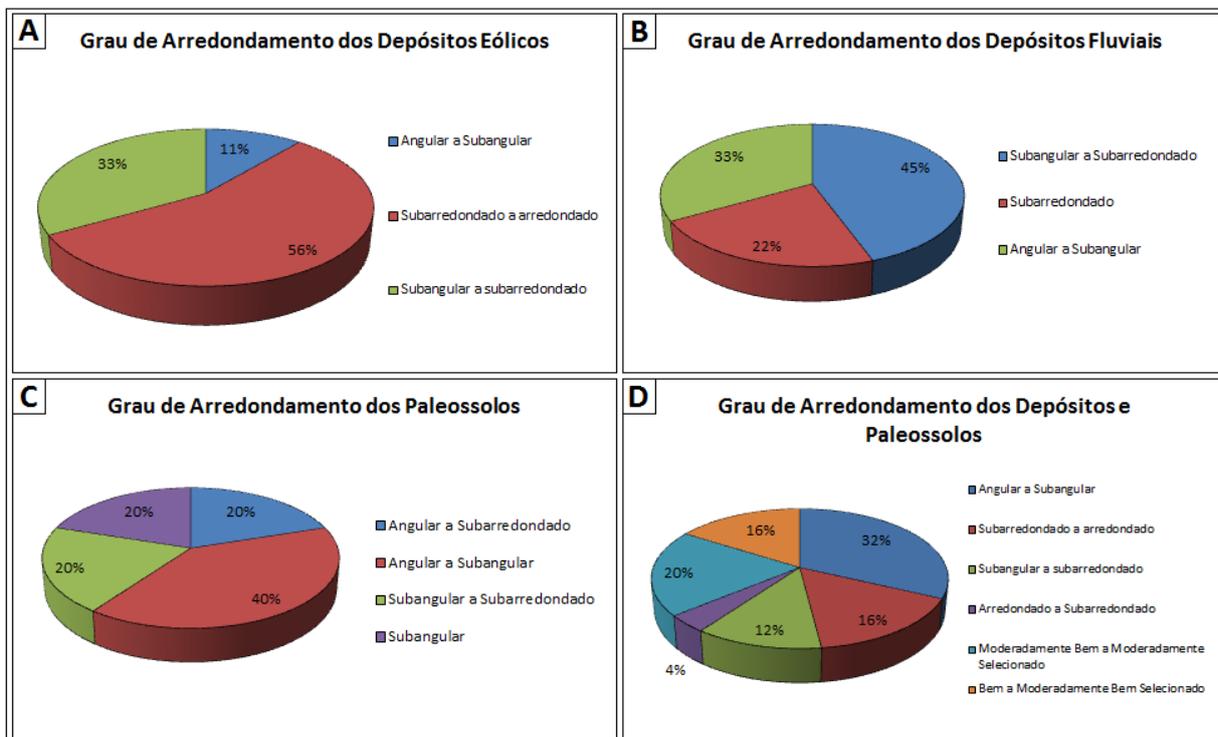


Figura 16. Relação da distribuição do arredondamento dos grãos (A) nos depósitos eólicos (n=9), (B) nos depósitos fluviais (n=9), (C) nos paleossolos (n=10) e (D) no total de lâminas analisadas (n=28).

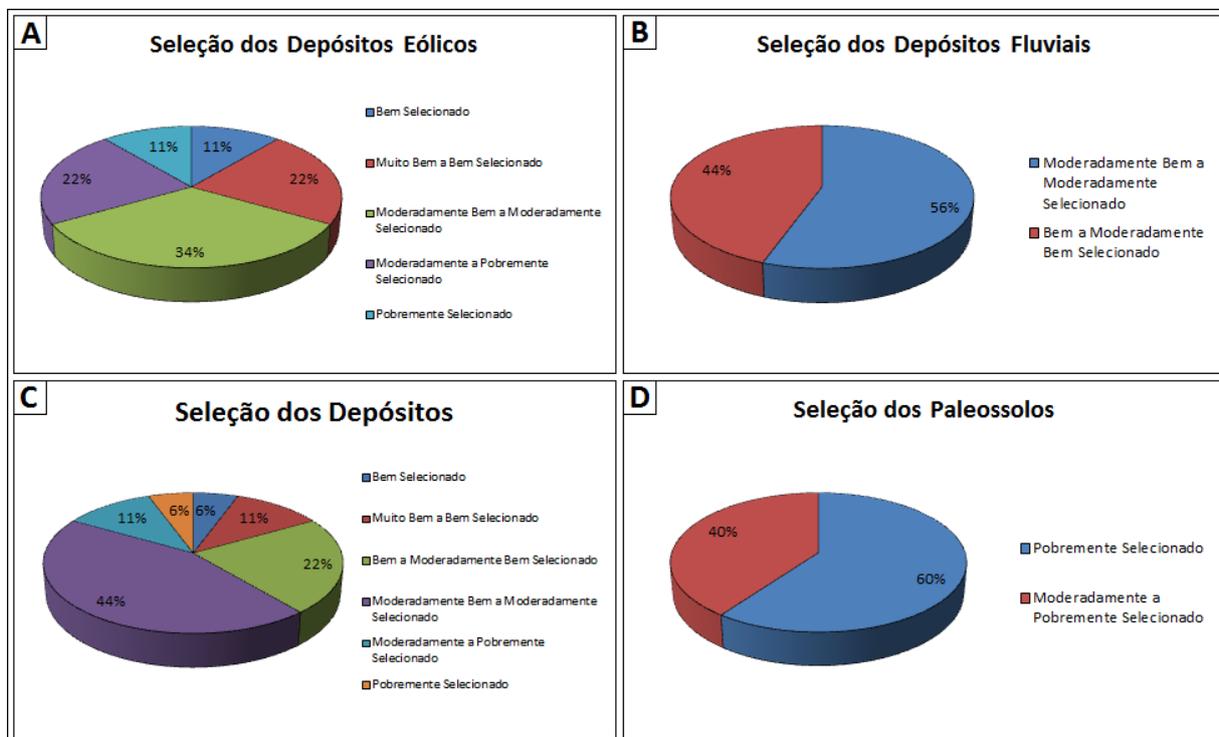


Figura 17. Comparação entre o grau de seleção (A) nos depósitos eólicos (n=9), (B) nos depósitos fluviais (n=9), (C) nos depósitos (n=18) e (D) nos paleossolos (n=10).

3.2.1.2 Litofácies

Litofácies 1: Arenito com laminação plano-paralela – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translátentes

Esta litofácies em afloramento é constituída por arenitos de granulometria muito fina a grossa, organizado em lâminas plano-paralelas horizontais ou de baixo ângulo (Figura 18 A). Somente as camadas

lenticulares da litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* interrompem o desenvolvimento lateral dessa litofácies (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). Os limites entre as lâminas são realçados por ligeiras variações granulométricas e pode mostrar a continuidade limitada, ocorrendo o adelgaçamento e desaparecimento das lamina e finas camadas em direção à borda (*pinching out*). Esta estrutura sedimentar apresenta características semelhantes às laminações risca de agulha (*pinstripe laminations*) descrita por Fryberger & Schenk (1988). As lâminas são muitas vezes caracterizadas por uma brusca gradação inversa (Fryberger & Schenk, 1988).

Esta litofácies é formada por pacotes tabulares com espessura de 0,9 a 15 m, tendo uma continuidade lateral de mais de 50 m. O limite inferior com outras litofácies ou paleossolos é sempre um plano horizontal ou levemente inclinados e superfície de erosão ondulada, enquanto o limite superior é difuso, na transição com paleossolos, e erosivo, na transição com outras litofácies (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). Ocorrem alguns clastos intraformacionais, angulares ou subangulares, compostos de arenitos pelíticos marrom-avermelhados, variando de poucos milímetros a 50 milímetros de comprimento, formam camadas finas intercaladas às laminações plano-paralelas. Bioturbações não são comuns (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

A litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* é interpretado como o produto de deposição predominantemente de marcas onduladas eólicas, que formam estratificação cavalgante translante subcríticas (*subcritically translante climbing ripples*), gerados pela atividade eólica (Bagnold, 1941; Hunter, 1977; Fryberger *et al.*, 1979; Fryberger & Schenk, 1988). A contínua migração das cristas das ondulações no sentido das zonas de baixo-impacto promove a formação de lâminas e pequenas camadas caracterizadas por gradação inversa, na qual laminações cruzadas produzidas por avalanche são dificilmente reconhecíveis devido ao alto grau de seleção das areias (Hunter, 1977; Mountney, 2006). Essas estruturas podem cobrir superfícies de dezenas de metros formando *sets* superpostos de camadas de geometria tabular com laminações plano-paralelas. A mudança no sentido ou velocidade do vento pode gerar superfícies erodidas locais, sucessivamente recobertas por novos *cosets* de camadas de areias com laminações plano-paralelas (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

Os grãos de areia que constituem os arenitos são bem selecionados, bem arredondados, e exibem superfícies foscas, e outras microfeições descritas que indicam deposição por ação de processos eólicos (Mountney, 2006). Da mesma forma, os revestimentos de hematita em grãos de areia de granulometria fina ou muito fina são muitas vezes a característica de ambientes desérticos (Loope & Abegg, 2001).

Petrografia

As lâminas analisadas representantes desta litofácies são: BA 13, BA 23, BA 29, BA 30 e BA 52. Em lâmina observa-se que esta litofácies possui arenitos de granulometria fina a média, e apresenta gradação inversa. Aonde ocorre a granulometria fina (base) há uma concentração significativa de opacos e os grãos encontram-se recobertos por uma película de hematita (**Figura 18 B e 18 C**). Esses litoarenitos apresentam grãos subarredondados a arredondados, possuindo em geral alta esfericidade, em especial os grãos de quartzo. O empacotamento varia entre frouxo e normal, sendo os contatos pontuais predominantes, porém os contatos flutuantes são comuns. Tal empacotamento ocorre devido à cimentação precoce por calcita. Nesses

arenitos a maturidade textural é alta, variando entre supermatura (BA 13 e BA 52) e submatura (BA 23, BA 29 e BA 30).

A seleção desses arenitos varia nas lâminas estudadas entre bem selecionados a moderadamente selecionados. Os arenitos apresentam uma percentagem de grãos de quartzo alta em comparação com os demais depósitos. Estes grãos são policristalinos e monocristalinos, sendo estes últimos mais frequentes. Há marcas de sobrecrecimentos pretéritos internos aos grãos, resultantes de cimentações em antigos eventos diagenéticos em que o grão foi submetido. Em geral essas marcas evidenciam sucessivos retrabalhamentos dos grãos. O espesso recobrimento de argila (cutãs) em alguns grãos é devido a processos pedogenéticos (**Figura 18 D**). As marcas de sobrecrecimento pretéritos e os cutãs de argila encontrados em alguns grãos indicam o retrabalhamento dos grãos erosionados dos depósitos fluviais e antigos paleossolos.

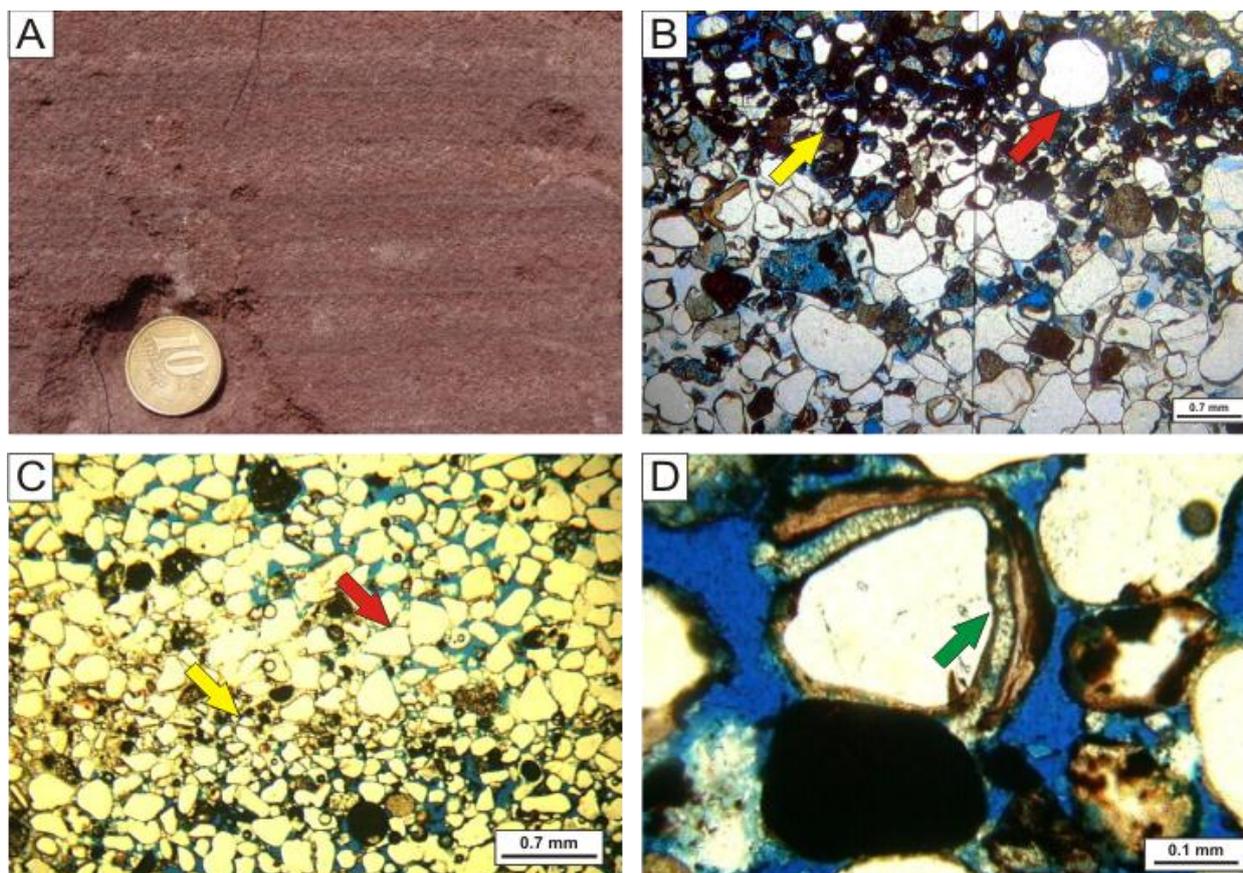


Figura 18. Características petrográficas da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. A) Litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, apresentando as laminações risca de agulha descrita por Fryberger & Schenk (1988) (Basilici & Dal’Bó, 2010). Moeda = 20mm. B) Lâmina BA 13a. Gradação inversa típica de depósitos eólicos. Notar os grãos de opacos de menor granulometria (seta amarela) demarcando a base e grãos de quartzo de maior granulometria no topo (seta vermelha). Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. C) Lâmina BA 52. Gradação inversa. Novamente notar as setas amarela e vermelha, indicando os grãos de menor e maior granulometria respectivamente. Os grãos são moderadamente a bem selecionados. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. D) Lâmina BA 52. Grão de quartzo com revestimento de óxido de ferro, e posteriores revestimentos de cimento carbonático e uma película de argila (seta verde), evidenciando o retrabalhamento dos paleossolos no lençol de areia. Nicóis descruzados, aumento de 10x.

A contribuição dos feldspatos é baixa, havendo um predomínio dos feldspatos alcalinos em relação aos plagioclásios. Os fragmentos de rocha têm grande contribuição na composição do arcabouço, predominando fragmentos de rochas vulcânicas básicas (basalto) e subordinadamente rochas metamórficas (quartzito) e fragmento de calcário. Os fragmentos de basalto mostram-se mais angulosos e muitas vezes

bem alterados. Porém foram observados grãos mais preservados com textura vitrofírica, nos quais as ripas de plagioclásio são evidentes. Com respeito aos minerais pesados, nas lâminas analisadas encontrou-se em pouca quantidade zircões, granada, rutilo, titanita e opacos. Os zircões apresentavam-se bem arredondados evidenciando vários ciclos de sedimentação.

Litofácies 2: Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava - depósitos de inundação

Esta litofácies é constituída por camadas de arenitos com geometria lenticular, granulometria média a grossa ou conglomerados arenosos, pobre ou muito pobremente selecionado e intercalado com a litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, exibindo uma base irregular erosiva e um topo plano (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). A litofácies possui espessura de 0,05 a 0,35 m e sua continuidade lateral é menor que 15 m. Um ou dois *sets* de estratificações cruzadas acanaladas compõem esses leitos. As estratificações cruzadas são formadas de grãos de arenito de granulometria média a fina e apresentam grânulos e seixos (basaltos alcalinos, quartzitos, nódulos de calcários retrabalhados e intraclastos lamíticos) na parte inferior de suas camadas frontais (*foresets*); estas parecem ter sido geradas exclusivamente por processos de avalanche (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). Às vezes, a parte superior do arenito com estratificação cruzada está coberta por finas camadas de pelito arenoso, que continuam lateralmente por vários metros e apresentam pequenas gretas de dessecação acima, preenchidas com arenito.

Esta litofácies apresenta características sedimentares que são indicativas de fluxos aquosos de inundação. Esses fluxos devem ter sido turbulentos resultando em erosão do substrato, e formação da base côncava, que, sucessivamente, foram preenchidas pela deposição de areia média a grossa na forma de pequenas dunas tridimensionais, com estruturas semelhantes às de escavação-e-preenchimento (*scour and fill*). A pobre seleção desse arenito sugere alta taxa de sedimentação por fluxos subaquáticos (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). Inundações em zonas desérticas dominadas por vento não somente retrabalham depósitos eólicos prévios, mas podem também transportar material de granulometria grossa para a região por meio de fluxos efêmeros. A ocorrência de pelitos arenosos resultou da diminuição do fluxo de inundação (Langford, 1989). Os intraclastos lamíticos intercalados à litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* representam o retrabalhamento dos depósitos finos que permaneceram confinados em lagoas de decantação (*settling ponds*) que, após secarem completamente, formaram gretas de dessecação e foram erodidos por atividade eólica (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

Petrografia

As características petrográficas desta litofácies inclui granulometria fina a média, com moderada seleção e arredondamento variando de angular a subangular (**Figura 19 A**). A lâmina que representa tal litofácies é a BA 07 (**Figura 19 A e B**). Há uma ligeira gradação com aumento granulométrico da base para o topo. A esfericidade é baixa e o empacotamento é normal com predomínio de contatos pontuais, sendo comuns os contatos flutuantes.

Os clastos de arenitos são semelhantes aos de depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas. A maturidade textural desses arenitos é baixa sendo classificados como submaturados. Mineralogicamente, a

composição é bem próxima à dos depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas, porém as percentagens entre cada mineral constituinte são ligeiramente diferenciadas.

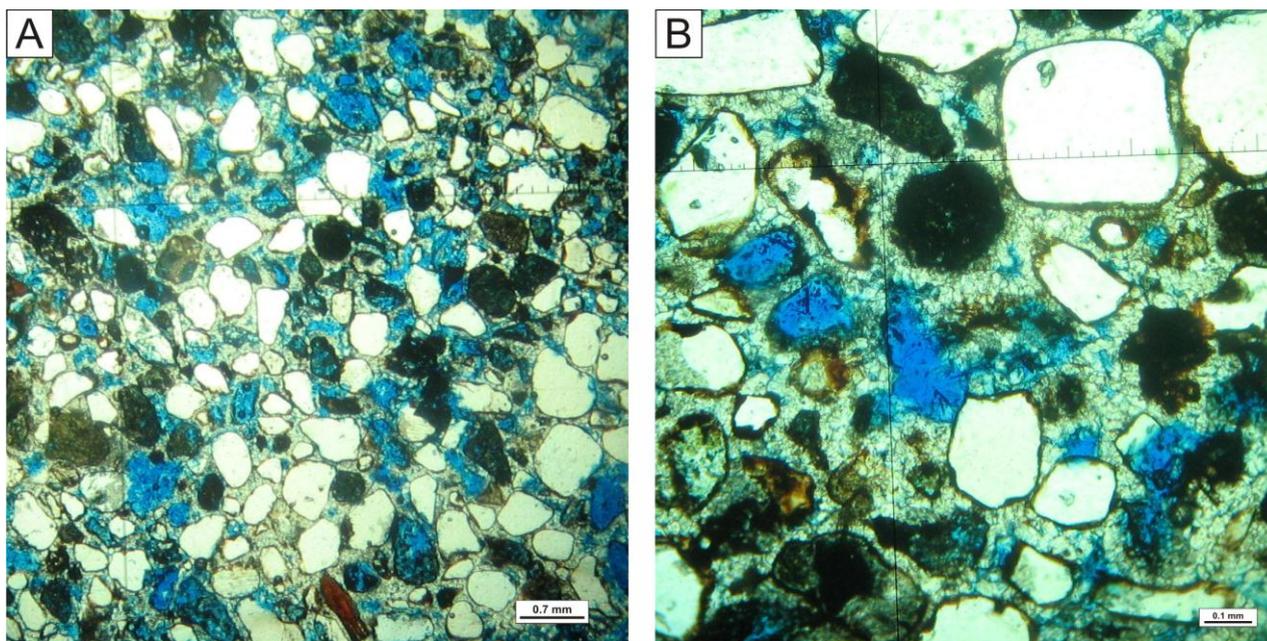


Figura 19. Características petrográficas da litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava*. A) Lâmina BA 07. Aspecto da seleção dos depósitos de inundação. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. B) Detalhe da lâmina BA 07, mostrando a cimentação carbonática e a mineralogia. Nicóis descruzados, aumento de 10x.

Há um predomínio nos grãos de quartzos e quantidades consideráveis de fragmentos líticos, e baixa percentagem de feldspatos. Observou-se nos grãos de quartzo marcas de sobrecrecimento pretéritas, evidenciando um retrabalhamento destes grãos. A maturidade mineral é baixa devido à presença de grãos de piroxênio, anfibólios e fragmentos de basalto.

Litofácies 3: Arenitos conglomeráticos – depósitos fluviais efêmeros

Nesta fácies, observaram-se camadas de arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos, possuindo corpos sedimentares com base côncava e topo plano, e atingindo espessura de até cerca de 4 m, com mais de 7 km de comprimento e menos de 3 km de largura na direção da palaeocorrente. Esta litofácies é constituída de vários episódios de sedimentação, e duas sublitofácies foram reconhecidas: i) *Conglomerado arenoso com acamamento tabular* e ii) *Conglomerado intraformacional com acamamento lenticular*. A primeira sublitofácies identificada constitui 90% da litofácies (Dal’Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

O topo e a base são marcados por superfícies erosivas, com até 0,3 m de profundidade, de 0,1 a 1,8 m de espessura, subdividindo-se em conglomerado na parte inferior e arenito na parte superior (**Figura 20 A**). Os conglomerados possuem granulometria grossa, gradação incipiente, e a matriz arenosa é constituída de arenito pobremente selecionado de granulometria média a grossa, semelhante ao arenito da parte superior. Esta transição entre as duas partes é gradual indicando que o par conglomerado e arenito correspondem a um único evento deposicional (Basilici *et al.*, 2009). A parte inferior é composta de conglomerado clasto-suportado, com espessura de 0,05 a 1,1 m, com clastos arredondados ou

subarredondados de basalto e quartzito (Basilici *et al.*, 2009). A parte superior consiste de um arenitos de granulometria média a grossa, pobremente selecionado, sobrepondo de forma gradual os conglomerados da porção inferior, e com espessura geralmente menor que 0,3 m. Em alguns casos, o conglomerado basal é coberto abruptamente por arenitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. Nenhuma feição pedogenética ou bioturbação foram observadas (Basilici *et al.*, 2009).

A segunda sublitofácies, *Conglomerado intraformacional com acamamento lenticular*, consiste de camadas lenticulares, de base erosional côncava e topo plano, preenchida por conglomerados intraformacionais maciços, com espessura de 0,05 a 0,5 mm e até 4 m de comprimento na direção da palaeocorrente. Os clastos intraformacionais são subangulares e variam de grânulos a matacões, sendo compostos de arenito lamoso com mosqueamento e pequenos nódulos calcários que sugerem a proveniência de um horizonte B ou C de paleossolos erodidos (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

Os aspectos texturais e fábricas descritos em campo indicam que o transporte e a deposição desta litofácies ocorreram por meio de fluxos hidráulicos em estruturas canalizadas, com profundidades não maiores que 4 m (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). Os episódios deposicionais foram gerados por fluxos altamente concentrados e intermitentes, indicados pelo alto conteúdo de matriz; ausência de organização dos clastos; esporádica orientação preferencial dos clastos, exibindo poucos clastos imbricados e organização arquitetural simples (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

A presença de gradação incipiente ocorreu provavelmente nas fases finais de deposição, com decréscimo de energia dos fluxos caracterizada por granodecrescência ascendente. Arenitos com grãos arredondados e bem selecionados com laminações plano-paralelas truncando o topo das camadas de conglomerados foram interpretados como retrabalhamento por atividade eólica em fase de exposição subárea dos depósitos fluviais (Lâminas BA19 e BA21), comprovando a hipótese de fluxos esporádicos (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). A ausência de feições pedogênicas e de bioturbação intercaladas aos depósitos fluviais e eólicos, possivelmente está ligada às altas taxas de sedimentação que foram dominantes nos canais fluviais e ao rápido retrabalhamento eólico entre os pulsos fluviais efêmeros, em condições de mínima disponibilidade hídrica (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

Petrografia

Esses arenitos, microscopicamente, são representados pelas lâminas BA 15 e BA 25. Esta litofácies possui granulometria fina a média, textura caótica, moderada à baixa seleção e grãos variando entre subangulosos e subarredondados (**Figura 20 B**). A esfericidade é baixa, e o grau de empacotamento é normal, com predomínio de contatos pontuais. A maturidade textural desses arenitos é baixa, sendo classificados como submaturo. A mineralogia desses depósitos é constituída por grãos de quartzo, grãos de feldspatos, fragmentos líticos (basalto e quartzito), calcita detrítica (**Figura 20 C**) e opacos. A proporção de fragmentos de basalto é significativa (**Figura 20 B e 20 D**), em virtude do ambiente deposicional favorecer o grande aporte desses materiais. Esses fragmentos muitas vezes encontram-se parcialmente substituídos por calcita. Foram observados alguns grãos instáveis e opacos. Estruturas pedogenéticas, tais como recobrimento de grãos de quartzo por argila, não foram observadas, mas sim uma cobertura hematítica ligada a ambientes desérticos (verniz do deserto). A cimentação se dá por calcita espática, micrítica e poiquilotópica. Também

foram observados alteração nos fragmentos de basaltos, porosidade secundária, sendo a porosidade móldica a mais freqüente. Em algumas lâminas observou-se matriz argilosa em pontos ínfimos.

As lâminas BA 19 e BA 21 (**Figura 20 B e 20 C**) foram retiradas de porções do afloramento no topo dos depósitos fluviais, no qual ocorriam depósitos eólicos caracterizados por laminações planares.

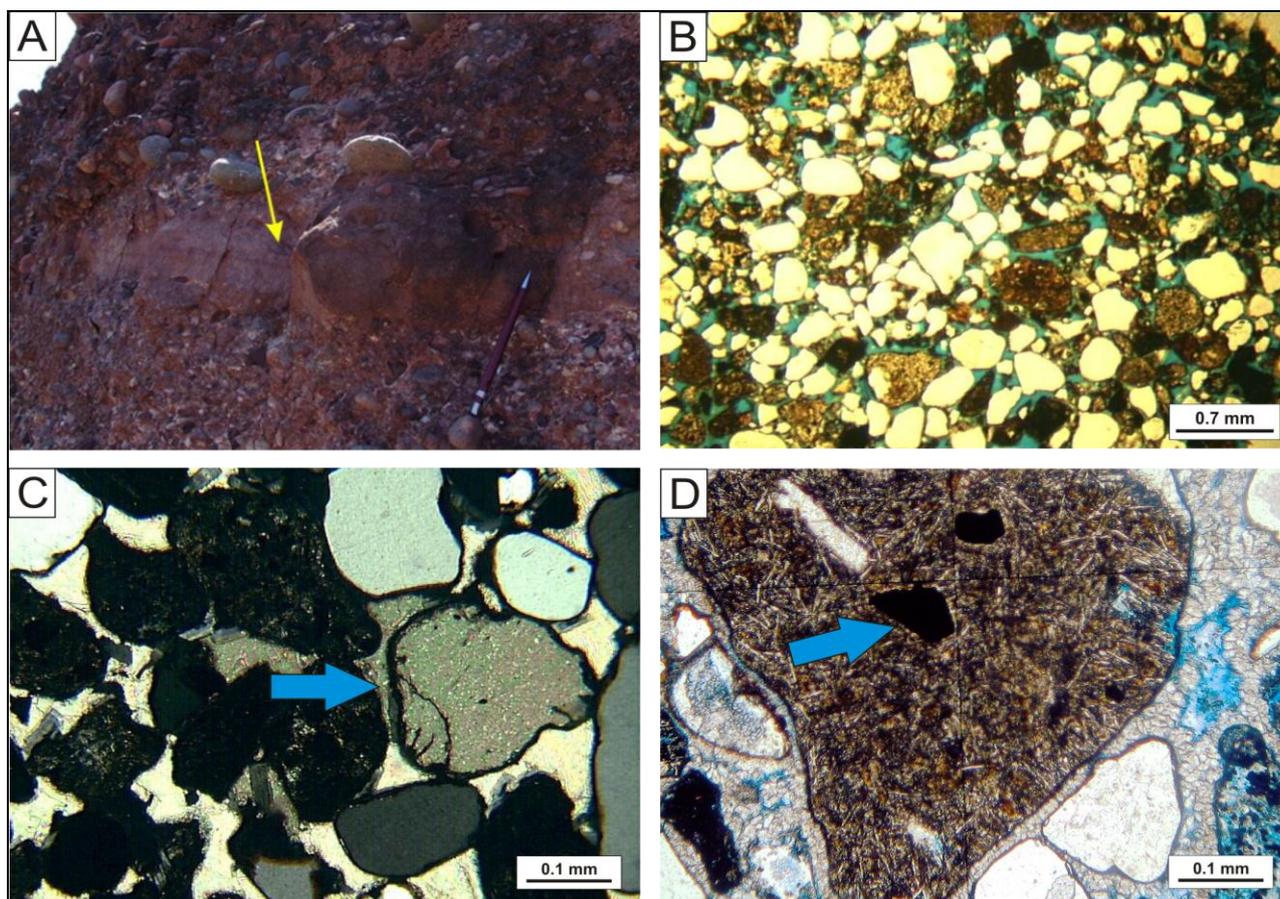


Figura 20. Características petrográficas da litofácies *Arenitos conglomeráticos*. A) Litofácies *Arenitos conglomeráticos*. Acima dos canais de rios efêmeros observam-se camadas de arenito com lamina plano-paralelas, evidenciando um breve retrabalhamento eólico contemporaneamente aos depósitos resultantes por fluxo aquoso (Basilici & Dal'Bó, 2010). Lapiseira = 14cm; B) Lâmina BA21b. Os depósitos fluviais são caracterizado pela pobre seleção, baixa maturidade mineralógica e textural. Nicóis descruzados aumento de 2,5x; C) Lâmina BA 19b. Grão de calcário (seta azul) evidenciando o retrabalhamento de depósitos e paleossolos prévios. Nicóis cruzados aumento de 10x; D) Lâmina BA 25a2. Litoclasto vulcânico, evidenciado pelas ripas de plagioclásio. Notar a presença de opacos internos ao mineral. Nicóis descruzados, aumento de 10x.

Esses depósitos se formavam pela reelaboração dos depósitos fluviais pouco depois da deposição destes, sendo considerados contemporâneos aos depósitos fluviais durante a fase mais úmida (semiárida). Por esta razão, as características petrográficas se assemelham às dos depósitos fluviais. A granulometria é fina a média, com moderada seleção e arredondamento variando de subangular a subarredondada.

A esfericidade é baixa e o empacotamento é normal com predomínio de contatos pontuais, sendo comuns os contatos flutuantes. A maturidade textural desses arenitos é baixa sendo classificados como submaturos. Ocorre um predomínio nos grãos de quartzos, porém em menor percentagem se comparado com a litofácies depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas. As quantidades de fragmentos líticos são maiores, e a percentagem de minerais instáveis são maiores do que a litofácies depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas, indicando uma baixa maturidade mineral. Observou-se nos grãos de quartzo marcas de sobrecrecimento pretéritas, evidenciando um retrabalhamento destes grãos. A petrografia destes

depósitos assemelha-se a de depósitos fluviais, porém resulta da reelaboração pelo vento dos depósitos fluviais e logo em seguida a deposição destes, sendo considerados contemporâneos aos depósitos fluviais durante a fase mais úmida. Devido o retrabalhamento eólico, esses depósitos contêm uma maior porcentagem de quartzo e menor porcentagem de fragmentos líticos se comparado com os depósitos fluviais.

Análise composicional dos conglomerados

Por meio de uma análise de composição e contagem de clastos obteve-se os resultados descritos na tabela 4. Nota-se que em ambas as amostras ocorrem uma maior porcentagem de clastos derivados de basaltos e chert (**Figura 21 A, 21 B e 21 D**).

Tabela 4. Análise composicional de conglomerados.

Amostra	Composição	Número de Clastos	Porcentagem (%)
BA 18	Arenito médio laminado	7	10,3
	Arenito fino	3	4,4
	Basalto	45	66,2
	Calcário	1	1,5
	Chert	9	13,2
	Siltito	3	4,4
BA 20	Arenito médio laminado	10	13,2
	Arenito fino	5	6,6
	Basalto	49	64,5
	Chert	10	13,1
	Veio de Quartzo	1	1,3
	Siltito	1	1,3

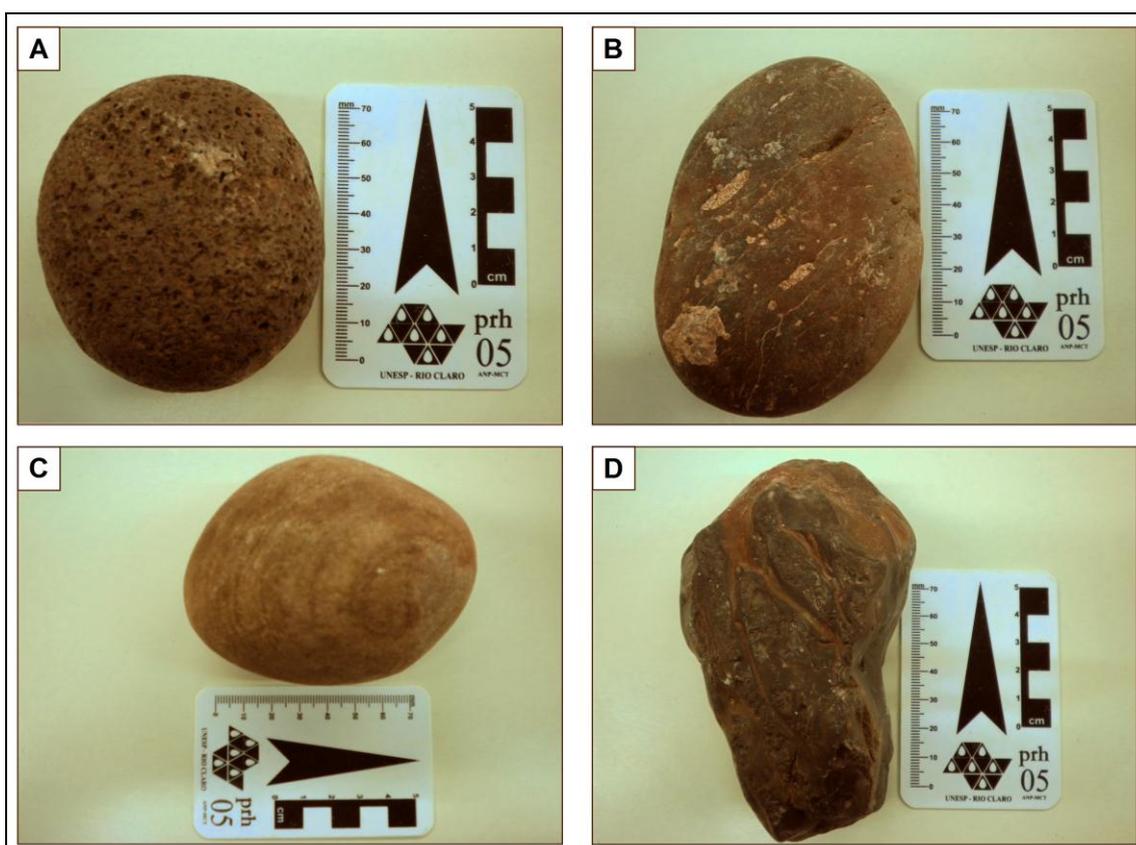


Figura 21. Clastos analisados, referentes às amostras BA18 e BA20. Clastos de basalto (A) e (B), arenito laminado (C) e sílex (D).

Ocorrem de forma subordinada clastos provenientes de arenitos médios e finos (**Figura 21 C**), além de siltito e uma ocorrência de clasto de calcário com presença de oólitos. Assim, a predominância nos clastos de basalto é atribuída a Formação Serra Geral, Formação difundida na região de estudo. A presença dos clastos de arenito laminado indica proveniência da Formação Botucatu, localizada somente nas áreas a sudoeste da região de estudo. Essas informações permitem concluir que os sistemas fluviais deviam ter um fluxo de oeste para leste ou de sudoeste para nordeste.

3.2.1.3 Pedotipos

Os paleossolos (**Figura 22**) foram agrupados em três tipos representativos (*pedotypes*), como recomendado por Retallack (2001): Aridissolos (*Aridisols*), Alfissolos (*Alfisol*s), Entissolos (*Entisol*s) e Vertissolos (*Vertisol*s), de acordo com os U.S. Soil Taxonomy. Os paleossolos desenvolvidos sobre os depósitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* exibem diversas feições pedogênicas diagnósticas, tais como, rizólitos, estrutura de solo e organização em horizontes de solo; e outras feições não exclusivas da pedogênese, porém auxiliares à identificação dos paleossolos: marcas de bioturbação (crotovinas, halos de redução e escavações), mosqueamento, glébulas, cerosidade, superfícies de fricção (*slickensides*), revestimentos e cimentação. Os paleossolos associados à litofácies *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* apresentam perfis menos espessos e de baixo grau de evolução pedogênica quando comparados aos anteriores (Dal'Bó, 2008). Nos depósitos da litofácies *Arenitos conglomeráticos* não ocorrem perfis de paleossolos desenvolvidos, devido ao material de origem de natureza predominantemente conglomerática e ao tempo provavelmente escasso entre a ocorrência dos fluxos hidráulicos e o período necessário à pedogênese no leito seco dos canais (Dal'Bó, 2008). Nas seções seguintes, cada pedotipo será apresentado em detalhe.

Aridissolos

Os Aridissolos são o tipo de paleossolo mais frequente na área de estudo. Os perfis de Aridissolos apresentam espessuras variáveis de 0,6 a 7 m. Os perfis mais espessos exibem conjuntos complexos de paleossolos poligenéticos (*polygenetic*) superpostos. As cores variam em tons avermelhados, sendo a granulometria de areia fina a média. As areias possuem características petrográficas semelhantes aos arenitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

As estruturas pedogênicas agregadas (*peds*), em geral exibem estruturação forte, com alto grau de desenvolvimento, podendo atingir mais de 40 cm de diâmetro nos horizontes B. Estruturas granulares muito grandes (2-4 cm de diâmetro) podem ser vistas nos horizontes A. Em alguns casos as estruturas prismáticas primárias podem ser quebradas em estruturas em blocos angulares secundárias, revelando o alto grau de desenvolvimento pedogênico. Estruturas laminares e maciças estão associadas a horizontes Bk, Bkm e C, Ck, respectivamente (Dal'Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). As superfícies das estruturas agregadas, *peds*, frequentemente apresentam revestimentos (*coatings*) de filmes de oxihidróxidos de manganês pretos e revestimentos de carbonato de cálcio. Muitas vezes ambos os revestimentos ocorrem associados, preenchendo a porosidade de bioturbação dos horizontes. Em horizontes Bt, o revestimento pode ter um aspecto brilhante e ceroso, devido à infiltração mecânica de argilas que se acumulam nas superfícies dos

peds, preenchem a porosidade e, podem formar pontes de argila entre os grãos de areia (Dal’Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

O principal agente cimentante dos horizontes é o carbonato de cálcio. Os horizontes mostram gradação entre horizontes fracamente cimentados (Bt), fortemente (Btk, Ck) a extremamente cimentados (Bk, Bkm). Estruturas de bioturbação como rizólitos, crotovinas, halos de redução e escavações animais são comuns principalmente nos horizontes superiores dos paleossolos (A, B) (Dal’Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). Em alguns casos, os únicos vestígios da atividade biológica são feições de redução do ferro e manganês em torno de antigas raízes, sem preservação do molde ou preenchimento, apenas das zonas de depleção, identificadas como *rhizohaloes*. A transição entre os horizontes é clara a gradual com superfície de separação ondulada a irregular. Quando abrupta e plana representam transição marcada por intensa concentração de nódulos carbonáticos em um horizonte ou superfícies de erosão planas subhorizontais (Dal’Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009).

Alguns perfis de Aridissolos são do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), separados por superfícies de erosão planas subhorizontais, causadas pela deflação eólica. Estes perfis não mostram poligenia, e apresentam sucessão vertical marcada por horizontes diagnósticos distintos, que evidenciam diferentes episódios alternados de sedimentação, pedogênese e erosão. Os perfis do tipo *polygenetic* ou *composite* (Morrison, 1967), indicam a superposição de diferentes fases de evolução pedogênica, marcadas em afloramento por perfis espessos que exibem recorrência de características similares em horizontes distintos do mesmo perfil (Dal’Bó, 2008).

Entissolos

Os Entissolos são caracterizados pelo baixo grau de evolução pedogênica, com epipedons comumente ócricos e ausência de horizontes B diagnósticos (Soil Survey Staff, 2006). Podem se desenvolver em qualquer material de origem, clima ou situação topográfica (Retallack, 2001). Representam o estágio inicial de alteração do material originário em solo, podendo evoluir para quaisquer outras ordens de solo, a depender do tempo, material de origem, posição topográfica e condições climáticas (Schaeztl & Anderson, 2005). Na Formação Marília, devido ao incipiente desenvolvimento desses perfis, que não exibem horizontes ou estruturas pedogenéticas diagnósticas, é frequente a confusão com a litofácies *Arenito maciço*, interpretada como produto de deposição de correntes trativas de alta energia com rápida deposição, que não teriam permitido a formação de estruturas sedimentares (Soares *et al.*, 1980).

Nesses horizontes, a atividade biológica, mesmo que de forma incipiente, obliterou as estruturas sedimentares primárias, que podem ser observadas nos horizontes C, que guardam muitas características similares ao material de origem como cor e textura (Dal’Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). O tempo e/ou as condições ambientais desfavoráveis (altas taxas de sedimentação e/ou erosão) foram os principais fatores que determinaram a formação dos Entissolos na Formação Marília. A presença de nódulos e halos glebulares carbonáticos permite afirmar que a gênese desses paleossolos ocorreu concomitantemente aos Aridissolos, representando perfis de Aridissolos incipientes (Dal’Bó, 2008).

Vertissolos

Os Vertissolos formam perfis homogêneos, com distinção incipiente dos horizontes e transição interna irregular, caracterizados por possuírem conteúdo de argila maior que 30% na matriz do solo (Soil Survey Staff, 2006). São característicos de regiões com sazonalidade climática bem marcada, com alternância de estações úmidas e secas. Não são encontrados em climas extremamente áridos ou extremamente úmidos e, os índices anuais de precipitação variam, em geral, de 180-1520 mm. Os perfis de Vertissolos são considerados como um dos principais indicadores paleoambientais de sazonalidade climática (Retallack, 2001; Mack & James, 1994).

Os perfis mais profundos e desenvolvidos de Vertissolos ocorrem próximos a canais fluviais, em áreas deprimidas que atuam como sítios de deposição de argilas erodidas de áreas adjacentes e permitem a acumulação temporária de água. Períodos longos de estagnação de água em sítios com alta disponibilidade de cálcio e sódio podem assistir à neoformação de esmectitas. O nível do lençol freático mais próximo à superfície nesses sítios assegura o constante umedecimento do perfil, acentuando a sazonalidade local em climas áridos (Ahmad, 1983), que também seriam responsáveis pelo desenvolvimento de mosqueamento em zonas de depleção de ferro. A presença de argilas expansivas, que é um dos requisitos indispensáveis à classificação de um Vertissolo atual, não é condição necessária à identificação de um horizonte vértico em paleossolo, pois as argilas expansivas frequentemente se transformam em outros argilominerais durante a diagênese (Curtis, 1985; Catt, 1990). Portanto, o reconhecimento de um paleo-vertissolo é baseado na identificação de uma ou mais das seguintes feições morfológicas: rachaduras de dessecação, pedis cuneiformes ou paralelepípedicos, microrrelevo gilgai, diques clásticos e superfícies de fricção (*slickensides*) (Dal'Bó, 2008).

Alfissolo

Apenas um perfil de Alfissolo foi reconhecido na área de estudo. Este perfil de paleossolo possui cerca de 4 m de espessura, com grãos de arenito médio, bem selecionado e bem arredondado. Este perfil é caracterizado por uma sequência de horizontes Bt e Btk. O horizonte Bt possui textura arenosa e coloração marrom avermelhada. Este horizonte mostra estrutura prismática e em blocos muito forte, com 0,3-0,77 m de diâmetro. Bioturbação é muito comum.

Como estes perfis são semelhantes aos Aridissolos, sua caracterização é resultado de descrições de campo aliadas às análises químicas, para verificar os processos de hidrólise e eluviação de argila. A presença de um perfil de Alfissolo indica um clima relativamente mais úmido durante a formação do solo, e uma cobertura vegetal densa. Além disso, o padrão de distribuição bimodal de tamanho dos traços de raiz pode estar associado à sazonalidade do clima seco, nestas condições, uma rede de raízes superficiais de pequeno porte é ativa durante a estação mais úmida, e as raízes mais profundas capazes de sustentar as árvores, durante o período seco (Retallack, 2001). O período de desenvolvimento do solo foi provavelmente muito maior do que 103 anos (Rust, 1983).

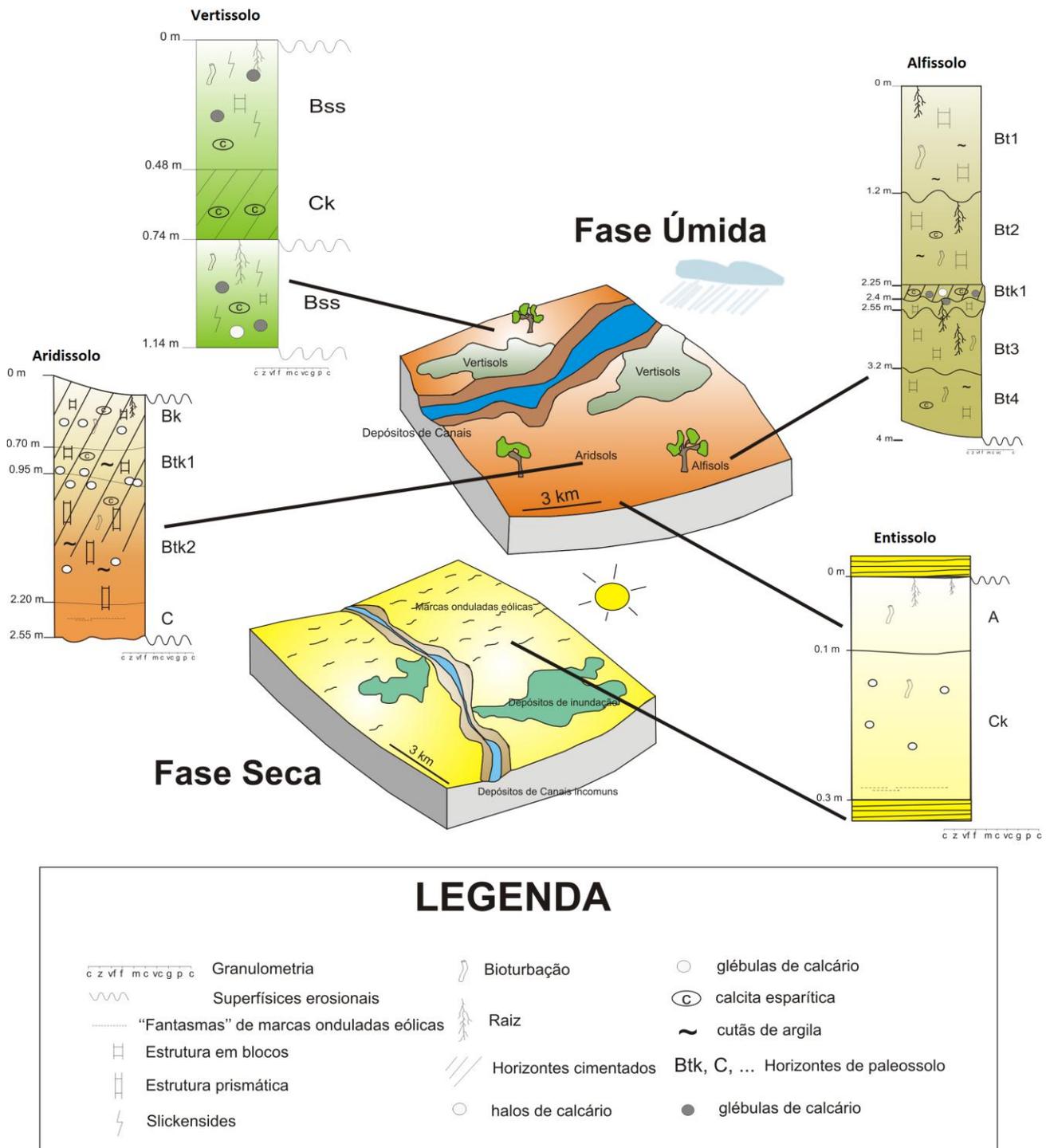


Figura 22. Esquema ilustrativo da distribuição dos paleossolos no paleoambiente da Formação Marília na região de Goiás. Baseado em Dal' Bó (2008) e Basiliçi et al. (2009).

Petrografia dos Paleossolos

A petrografia foi realizada em amostras de paleossolos Aridissolos e Alfissolos, coletadas durante o trabalho de campo. Duas lâminas (BA 10) são representantes de Aridissolos e os Alfissolos correspondem a 8 lâminas (BA 39, 44, 45 e 49). Petrograficamente os Alfissolos são semelhantes aos Aridissolos. Os paleossolos das lâminas BA 10 possuem textura caótica, granulometria fina, porém com uma alta dispersão nas dimensões dos clastos, e pobremente selecionados (**Figura 23 B**). A esfericidade é baixa, no entanto alguns poucos clastos de maior granulometria são esféricos. O arredondamento varia entre anguloso a

subarredondado, porém predominam os grãos angulosos a subangulosos. O empacotamento é frouxo e a maturidade textural baixa, devido à baixa seleção e presença significativa de argila. Mineralogicamente, são muito semelhantes à litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, entretanto, apresentam maior percentagem de grãos de quartzo, sendo classificados como provenientes de sublitoarenitos. Alguns fragmentos basálticos estão alterados, porém foram observados clastos em estágio pedogenético inicial, nos quais havia uma capa argilosa espessa recobrimdo-os, estando estes bem preservados sendo possível ver as ripas de plagioclásio. Fragmentos de quartzito, calcário e sílica amorfa também ocorrem. Em alguns grãos de quartzo observaram-se inclusões de rutilo e muscovita. Grãos detríticos de feldspatos eram escassos, sendo que a única fase encontrada era de K-feldspato (ortoclásio e microclínio). A cimentação carbonática é incipiente, em comparação com os outros depósitos, a porosidade móldica é menos frequente, sendo essencialmente intergranular. As características mineralógicas e texturais sugerem que a pedogênese ocorreu sobre os depósitos eólicos, pois as características petrográficas são semelhantes à litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*.

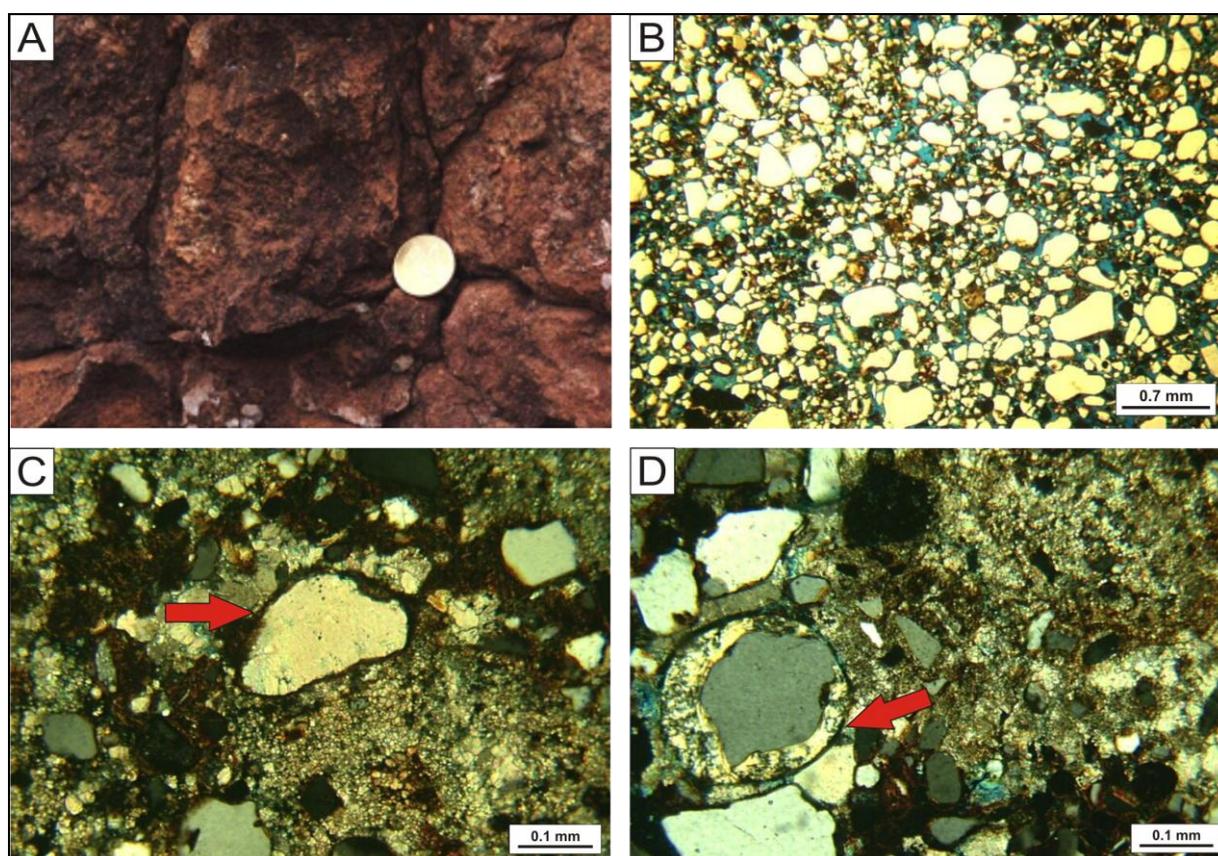


Figura 23. Características petrográficas dos pedotipos. A) Paleossolo (Aridissolo) apresentando estrutura prismática. (Basilici & Dal’Bó, 2010). Moeda = 20mm. B) Lâmina BA39a. Características texturais dos paleossolos. Pobre seleção, porém é possível observar uma presença maior de grãos de quartzo ao invés de fragmentos líticos. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. C) Lâmina BA 45a. Cimentação micrítica de calcita e um grão de calcário detrítico (seta vermelha). Nicóis cruzados, aumento de 10x. D) Lâmina BA 49a. Grão de quartzo revestido por película de argila (seta vermelha). Notar cimentação micrítica de calcita. Nicóis cruzados, aumento de 10x.

Com respeito aos paleossolos Alfissolos, estes possuem as mesmas características mineralógicas e texturais dos Aridissolos, possuindo em maior quantidade fragmentos de calcário, resultantes do

retrabalhamento eólico de horizontes cimentados de paleossolos e depósitos prévios. As lâminas BA 44, 45 e 49, são encontrados nódulos de calcário (**Figura 23 C**). As características encontradas sugerem que a pedogenização ocorreu nos depósitos eólicos, visto que a quantidade de grãos de quartzo é elevada, além das semelhanças mineralógicas e texturais destes depósitos e paleossolos.

3.2.1.4 Elementos Arquiteturais

A Formação Marília foi divididas em três elementos arquiteturas: i) depósitos de lençól de areia dominado por marcas onduladas eólicas, ii) depósitos de rios efêmeros e iii) paleossolos. Estes elementos arquiteturas foram descritos no trabalho de Basilici & Dal’Bó (2010) de acordo com a definição de Miall (1985) e seguindo as subdivisões de Miall (1996), North (1996) e Mountney (2006) para sistemas deposicionais aluviais/fluviais e eólicos. A seguir, será dada uma breve descrição e interpretação destes três elementos, visto que as litofácies já foram descritas.

Depósitos de lençóis de areia dominado por marcas onduladas eólicas (*wind-ripples*)

Este elemento arquitetural é formado por duas litofácies: depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translantes (predominantemente) e depósitos de inundação. Sua espessura é de 0,55 a 13,5m. A continuidade lateral maior que 50m, mas menor que poucos quilômetros, e são caracterizados pelas variações de espessura, como exibem algumas correlações estratigráficas. A transição superior para depósitos de rios efêmeros é uma superfície erosional, enquanto que a transição inferior do mesmo elemento é gradual (Basilici & Dal’Bó, 2010).

A primeira litofácies é constituída por arenito de granulometria muito fina a grossa, moderadamente à bem selecionada, aparentemente com distribuição bimodal. A associação petrográfica, é constituída pelos mesmos componentes de Aridissolos, embora se observe uma grande frequência de distribuição de fragmentos de rochas basálticas e em menor quantidade de grãos de quartzo. De acordo com a classificação de Folk (1968) o arenito é classificado como litoarenito predominantemente. O arenito é organizado em finos estratos de 1 a 20 mm, com uma lamina muito fina com pequenos grãos de hematita concentrados dividindo estratos espessos com fraca gradação inversa. Cada estrato mede poucos metros lateralmente, e formam *cosets* de estratificações planares ou de baixo ângulo, com espessura de 0.2-2.5 m. Bioturbações são incomuns, e em geral consistem de tubos verticais preenchidos por arenitos, com seção circular ou elíptica de 2-10mm (Basilici & Dal’Bó, 2010).

Os depósitos de inundação, segunda litofácies, são incomuns e caracterizados por serem pobres ou muito pobremente selecionados, possuem granulometria média a grossa com pequenos seixos raros. As feições petrográficas se assemelham às da primeira litofácies, permitindo classificá-los como litoarenito (Basilici & Dal’Bó, 2010).

O domínio da deposição de marcas onduladas eólicas e a ausência de depósitos de dunas neste elemento arquitetural é uma das feições mais essenciais dos lençóis de areia eólicos. O lençól de areia esteve sujeito a fases de erosão e sedimentação sobre uma superfície instável, onde vegetação esparsa ou temporariamente variável e comunidade animal, testificado por traços incomuns de bioturbação, foram insuficientes para gerar uma superfície pedogenética estável. A ausência de estruturas de adesão (Kocurek &

Fielder, 1982) e laminações contorcidas também implica que o nível freático não era próximo da superfície topográfica (Basilici & Dal'Bó, 2010).

Depósitos de Rios Efêmeros

Os depósitos de rios efêmeros constituem um elemento com espessura acima de 4m, e cerca de 2km de largura, e vários quilômetros de distância. O limite inferior é uma superfície côncava, enquanto que o limite superior é uma superfície plana, transicional aos depósitos eólicos. Os depósitos de rios efêmeros constituem corpos pouco frequentes e isolados. Conglomerados arenosos, arenitos cascalhosos, e arenitos de granulometria fina a grossa constituem esta litofácies (Basilici & Dal'Bó, 2010). Os conglomerados são clasto-suportados, com Mps variado, da base ao topo das camadas de 5 a 1100 mm. São comuns as camadas de conglomerados gradados, mas a estrutura *open work* não é observada. Os arenitos são pobremente ou muito pobremente selecionados, sendo classificados predominantemente como litoarenitos. A distribuição petrográfica do arenito assemelha-se a composição do conglomerado que é constituído dominantemente de basalto, seguido por seixos ou calhaus de quartzito e arenito. O preenchimento dos depósitos de rios efêmeros é formado por camadas lenticulares planas, que mostra a base e o topo com superfícies erosivas. Cada depósito de rio é formado por vários episódios de sedimentação, gradando de conglomerado arenoso a arenito. Às vezes o arenito no topo da camada exhibe laminações planares atribuídas as marcas onduladas dos depósitos eólicos. Não se observou neste elemento arquitetural bioturbações ou outras evidências pedogenéticas. Quanto às informações de paleocorrente, não são abundantes, porém um canal fluvial possui eixo de direção N20°, e seixos imbricados indicam fluxo dirigido para norte (Basilici & Dal'Bó, 2010).

Os conglomerados arenosos deste elemento arquitetural são similares às litofácies C de Blair (2003), descritos dentro dos canais do grande leque de Cucomungo (Califórnia, USA), um sistema deposicional atual localizado num clima árido. Portanto, o elemento arquitetural depósitos de rios efêmeros registra sistemas fluviais que não foram associados a leques aluviais e a um clima árido, por que: (1) eles não são interestratificados com fluxos de detritos lamosos, como no caso do leque de Cucomungo; e (2) eles não são intensamente retrabalhados eólicamente, os quais os depósitos de lag conglomeráticos destróem os depósitos fluviais prévios, como Krapf *et al.* (2005) observou nos rios entrelaçados de clima árido do noroeste do Namíbia. A ausência de bioturbação e de feições pedogenéticas testificam que processos deposicionais foram superimpostos em um tempo relativamente curto (Basilici & Dal'Bó, 2010).

Paleossolos

Os perfis de paleossolos constituem o elemento arquitetural mais difuso nas unidades de estudo. Para reconhecer e descrever os perfis de paleossolos o método pedológico usual foi aplicado (Birkeland, 1999), levando em conta seus estados de solos soterrados que os caracteriza por algumas feições particulares diferentes dos solos, como conteúdo orgânico, processos diagenéticos e perfis truncados (Retallack, 2001). Os paleossolos são espessos 0.3 a 3.8 m, e eles são comumente constituídos de perfis de paleossolos superimpostos, dividido por superfícies erosionais de deflação. O limite superior para rio efêmero ou depósitos de lençol de areia dominado por marcas onduladas eólicas é uma superfície erosional; enquanto que o limite inferior dos elementos arquiteturais é sempre gradual. Exposições não favoráveis permitem

verificar continuidade lateral somente acima de 50 m, mas correlações estratigráficas entre as seções estudadas identificam uma continuidade destes elementos por vários quilômetros (Basilici & Dal’Bó, 2010).

Os perfis de paleossolos foram distinguidos em pedotipos de acordo com as sugestões de Retallack (2001) e classificados usando US Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006). Este sistema de classificação é preferido por que usa uma chave de classificação baseada em feições pedogênicas e horizontes diagnósticos, os quais são preservados em paleossolos. Quatro pedotipos foram reconhecidos nos estudos das seções, classificados e nomeados: Aridissolos, Entissolos, Vertissolos e Alfissolos (Basilici & Dal’Bó, 2010).

3.2.2 A Formação Marília na região de Marília

3.2.2.1 Características Mineralógicas e Texturais

Baseado nas características microscópicas e macroscópicas dos afloramentos estudados realizaram-se o estudo dos mecanismos de deposição, por meio da análise de fácies e microfácies. Relacionaram-se os dados petrográficos com dados de campo e a bibliografia. Foram descritas cinco litofácies neste estudo (Figura 24): (i) *Arenito com laminação plano-paralela* – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translante, (ii) *Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava* - depósitos de inundação, (iii) *Arenito fino com marcas de correntes (current ripples) e intercalados com lâminas de pelito*, (iv) *Arenito com estruturas de adesão (adhesion structures)* e (v) *Arenito com marcas onduladas geradas por fluxo combinado (combined-flow ripples)*. Também foram descritos dois tipos de paleossolo (pedotipo): (i) Aridissolos e (ii) um tipo de paleossolo com *gleying*. A distribuição destas litofácies, que é representada por três seções verticais realizadas na região de Marília e Echaporã (SP), pode ser observada na figura 24. As descrições de campo em conjunto com os dados petrográficos estão apresentados nos item **3.2.2.2. Litofácies** e **3.2.2.3 Pedotipos**.

Foram medidas e analisadas três seções estratigráficas, em uma área na região da cidade de Marília – SP (**Figura 24**). Por meio da contagem modal dos principais minerais constituintes dos arenitos, estes foram classificados em sublitoarenitos e subarcóseos (**Figura 25**).

Tabela 5. Coordenadas dos afloramentos estudados.

Perfis	Latitude	Longitude	Altitude
1) Serra de Echaporã – SP333 (próximo ao Trevo de entrada da cidade Oscar Bressane)	0587054 N	7530250 E	424 m
2) Serra de Echaporã – SP333 km 364	0587958 N	7529241 E	457 m
3) Serra da Unimar	0606338 N	7538390 E	572 m

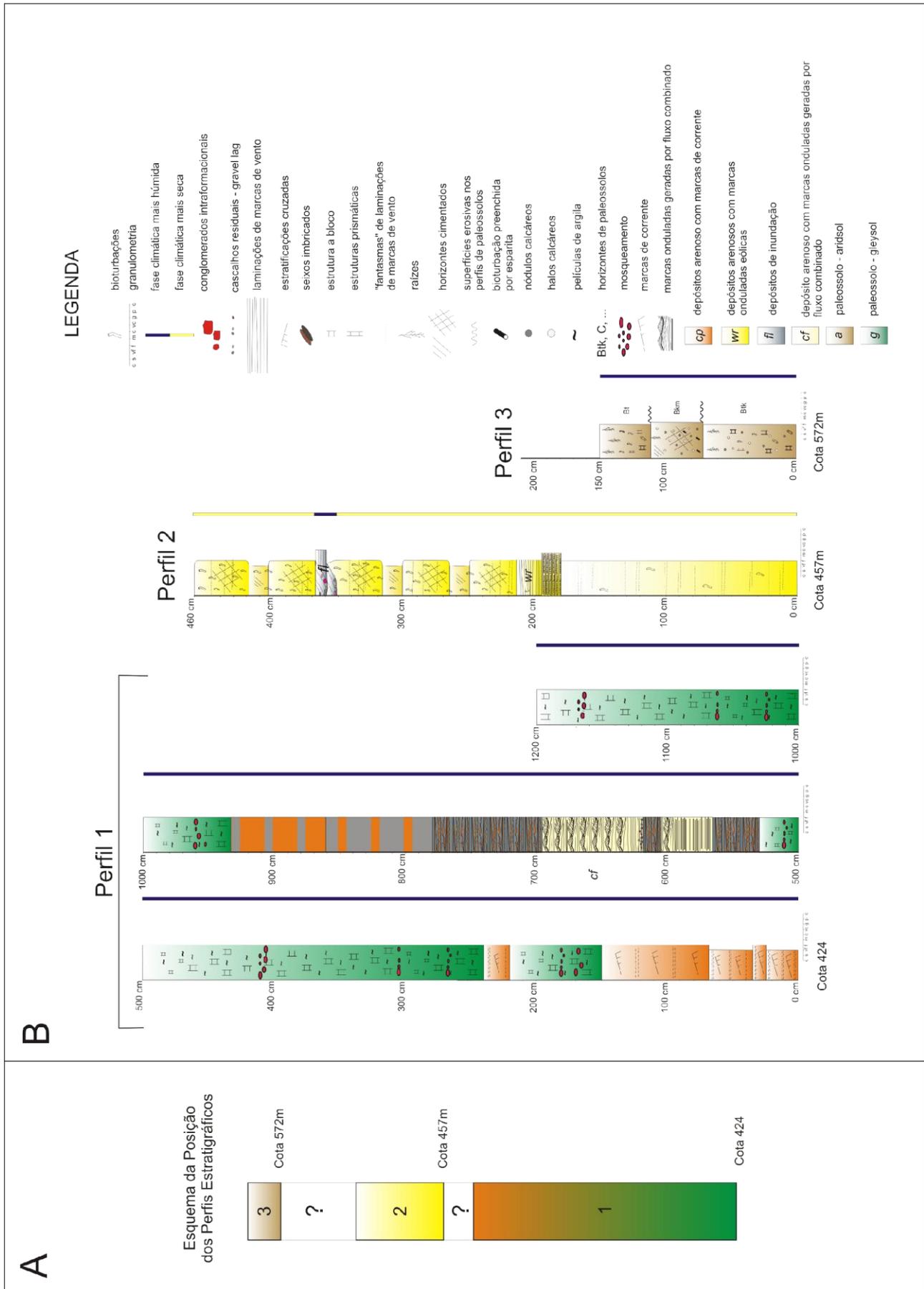


Figura 24. A) Esquema com a posição dos perfis estratigráficos. B) Seções estratigráficas da Formação Marília na região da cidade de Marília.

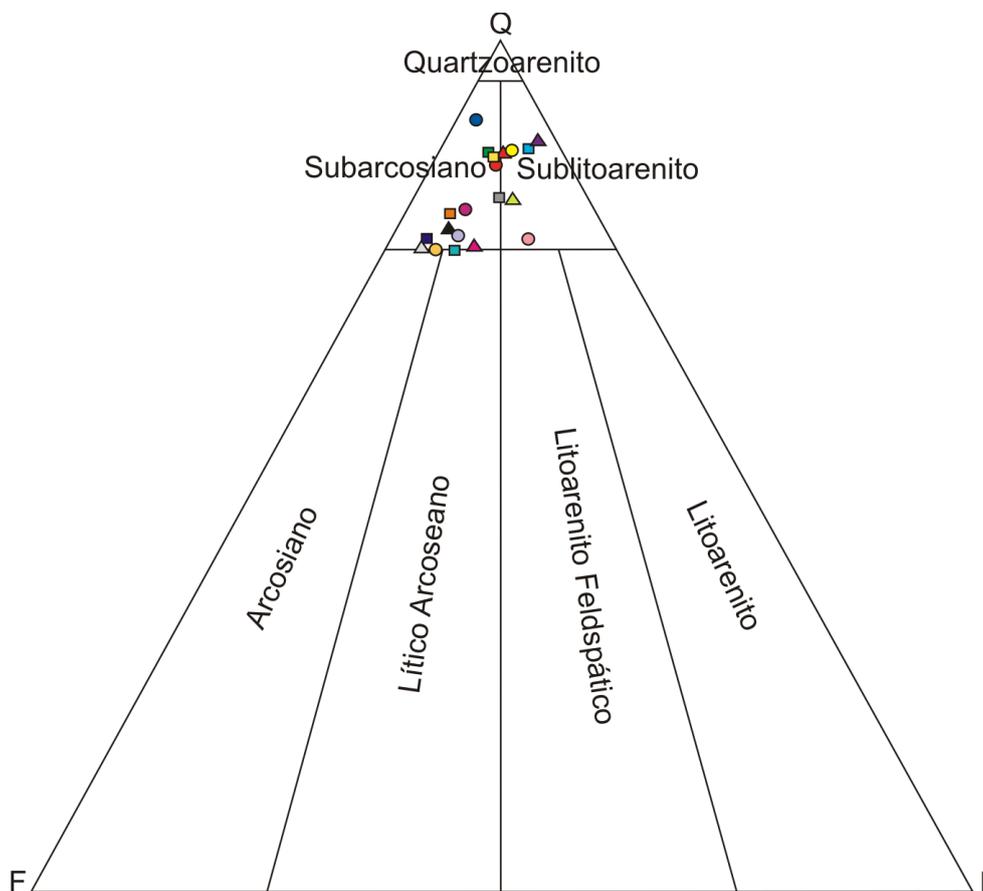


Figura 25. Classificação composicional dos arenitos aflorentes na região da cidade de Marília, segundo o método de Folk (1968) (n=20).

As lâminas obtidas tanto no afloramento localizado nas mediações da Unimar (Universidade Marília) quanto às lâminas obtidas no afloramento localizado na Serra de Echaporã possuem predominantemente grãos de quartzo monocristalino como constituintes do arcabouço, porém quartzos policristalinos também ocorrem (**Figura 26**). Os grãos de feldspatos são representados principalmente por feldspato potássico, frequentemente na forma de microclínio. Os plagioclásios ocorrem em maior proporção se comparado com as rochas que afloram em Goiás. Um fato interessante que caracteriza as lâminas estudadas é a maior porcentagem de feldspatos em relação aos fragmentos líticos. Os fragmentos líticos raramente excedem 10% dos grãos, enquanto os feldspatos podem chegar a quase 20%. Entre os fragmentos líticos observados, predominam os fragmentos sedimentares e metamórficos, porém foram observados fragmentos vulcânicos em proporções muito baixas. Os fragmentos sedimentares são na sua maioria compostos por intraclastos argilosos, grãos de calcita detrítica e em menor quantidade fragmentos de arenitos. Os fragmentos metamórficos são representados por quartzitos. Grãos de muscovita ocorrem raramente nas lâminas estudadas. Em geral as micas estão inclusas em alguns grãos de quartzo de rara ocorrência.

Na tabela 6, encontram-se os dados petrográficos das litofácies e da análise petrográfica dos paleossolos. As tabelas 7 e 8 sintetizam os aspectos texturais das lâminas analisadas: granulometria, seleção, grau de arredondamento e empacotamento, esfericidade, maturidade e tipo de contato entre os grãos.

Tabela 6. Composição mineralógica das rochas e paleossolos da Formação Marília na região da cidade de Marília (SP). Qm: Quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; FK: Feldspato potássico; PL: Plagioclásio; Lm: Fragmento metamórfico; Ls: Fragmento sedimentar; Lv: Fragmento vulcânico; Bt: Biotita; Msc: Muscovita; Px: Piroxênio; Anf: Anfibólio; Op: Opacos; Out: Outros.

Lâminas	Quartzo (%)		Feldspato (%)		Fragmentos Líticos (%)			Micas (%)		Outros (%)				Classificação	
	Qm	Qp	Fk	Pl	Lm	Ls	Lv	Bt	Musc	Px.	Anf.	Opac	Out.		
UNIMAR	UM 01a	69,5	13,6	2,9	2,5	2,9	2,9	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	1,1	Sublitoarenito
	UM 01b	79,2	8,0	3,8	3,5	0,7	1,0	0,3	0,0	1,7	0,0	0,0	1,0	0,7	Sublitoarenito
	UM 02a	67,7	10,8	13,2	2,4	1,0	2,8	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	Subarceseano
	UM 02b	63,5	10,5	15,5	3,4	0,3	4,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,4	Subarceseano
	UM 03a	64,2	8,6	12,3	3,0	0,0	6,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4	1,9	Subarceseano
	UM 03b	63,3	9,4	12,6	2,1	1,4	6,6	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	1,7	Subarceseano
	UM 04a	75,0	3,9	6,6	0,7	0,0	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,3	2,0	Subarceseano
	UM 04b	78,4	3,9	7,2	0,7	0,7	4,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,3	1,3	Subarceseano
	UM 05a	66,1	6,8	11,6	3,1	0,0	7,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8	0,7	Sublitoarenito
	UM 05b	69,8	8,5	4,3	1,8	0,4	7,5	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	1,1	Sublitoarenito
SERRA DE ECHAPORÁ	SE 01a	66,2	9,3	5,5	3,4	0,3	6,2	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	6,2	0,7	Subarceseano
	SE 01b	74,5	9,0	5,5	0,7	0,0	5,9	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,1	0,3	Sublitoarenito
	SE 02a	62,0	10,8	8,2	7,5	1,1	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,7	1,4	Subarceseano
	SE 02b	69,8	7,2	5,0	2,9	0,4	9,7	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	1,4	Sublitoarenito
	SE 03a	62,6	10,5	12,9	7,0	1,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	2,4	Subarceseano
	SE 03b	64,2	10,2	12,3	6,7	0,7	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	1,4	Subarceseano
	SE 04a	69,8	0,0	5,4	3,2	0,5	13,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8	1,4	Sublitoarenito
	SE 04b	66,1	2,8	6,0	10,1	0,0	6,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	6,9	1,4	Subarceseano
	SE 05a	72,1	0,0	7,6	5,0	0,0	5,3	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	7,3	2,3	Subarceseano
	SE 05b	70,8	0,8	7,4	6,6	0,0	4,3	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	6,6	2,7	Subarceseano

Tabela 7. Aspectos texturais das rochas e paleossolos da Formação Marília na região da cidade de Marília (SP): granulometria, seleção e grau de arredondamento.

Lâminas	Granulometria	Seleção	Arredondamento	
UNIMAR	UM 01 a	Fina	Moderadamente a Pobrememente Selecionado	Subangular
	UM 1 b	Fina	Moderadamente a Pobrememente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	UM 02 a	Fina	Moderadamente a Pobrememente Selecionado	Angular a Subangular
	UM 02 b	Fina	Moderadamente a Pobrememente Selecionado	Subangular
	UM 03 a	Fina	Moderadamente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	UM 03 b	Fina	Moderadamente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	UM 04 a	Média	Pobrememente Selecionado	Angular a Subangular
	UM 04 b	Média	Pobrememente Selecionado	Angular a Subangular
	UM 05 a	Fina	Moderadamente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	UM 05 b	Fina	Moderadamente Selecionado	Subangular a Subarredondado
SERRA DE ECHAPORÁ	SE 01 a	Fina	Moderadamente Selecionado	Subarredondado
	SE 01 b	Fina	Moderadamente Selecionado	Subarredondado
	SE 02 a	Fina	Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	SE 02 b	Fina	Moderadamente Bem a Moderadamente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	SE 03 a	Fina	Moderadamente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	SE 03 b	Fina	Moderadamente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	SE 04 a	Muito Fina	Bem a Moderadamente Bem Selecionado	Subarredondado
	SE 04 b	Muito Fina	Bem a Moderadamente Bem Selecionado	Subangular a Subarredondado
	SE 05 a	Muito Fina	Moderadamente a Pobrememente Selecionado	Subangular a Subarredondado
	SE 05 b	Muito Fina	Moderadamente a Pobrememente Selecionado	Subangular a Subarredondado

Tabela 8. Aspectos texturais das rochas e paleossolos da Formação Marília na região da cidade de Marília (SP): esfericidade, grau de empacotamento, maturidade e tipos de contatos entre os grãos. P: Predominante, C: Comum e R: Raro.

	Lâminas	Esfericidade	Empacotamento	Maturidade	Contatos
UNIMAR	UM 01 a	Baixa	Fechado	Submaturo	Pontuais (P), Reto-Longo (C), Côncavo-convexo (R)
	UM 01 b	Baixa	Fechado	Submaturo	Pontuais (P), Reto-Longo (C), Côncavo-convexo (R)
	UM 02 a	Baixa	Normal	Submaturo	Pontuais (P), Reto-Longo (R), Côncavo-convexo (-)
	UM 02 b	Baixa	Normal	Submaturo	Pontuais (P), Reto-Longo (R), Côncavo-convexo (-)
	UM 03 a	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P), Reto-Longo (R), Côncavo-convexo (-)
	UM 03 b	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P), Reto-Longo (R), Côncavo-convexo (-)
	UM 04 a	Baixa	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (C), Reto-Longo (R), Flutuante (P),
	UM 04 b	Baixa	Aberto/Frouxo	Submaturo	Pontual (C), Reto-Longo (R), Flutuante (P),
	UM 05 a	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P), Reto-Longo (R), Côncavo-convexo (-)
	UM 05 b	Baixa	Aberto/Frouxo	Maturo	Pontuais (P), Reto-Longo (R), Côncavo-convexo (-)
SERRA DE ECHAPORÃ	SE 01 a	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P), Reto-Longo (C), Flutuante (R)
	SE 01 b	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P), Reto-Longo (C), Flutuante (R)
	SE 02 a	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P) Flutuante (C) Reto-Longo (R)
	SE 02 b	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P) Reto-Longo (R)
	SE 03 a	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P) Reto-Longo (R)
	SE 03 b	Baixa	Normal	Maturo	Pontuais (P) Reto-Longo (R)
	SE 04 a	Baixa	Fechado	Supermaturo	Pontuais (P), Reto-Longo (C), Flutuante (R)
	SE 04 b	Baixa	Normal	Supermaturo	Pontuais (P), Reto-Longo (C), Flutuante (R)
	SE 05 a	Baixa	Fechado	Submaturo	Pontuais (P), Reto-Longo (R), Côncavo-convexo (-)
	SE 05 b	Baixa	Fechado	Submaturo	Pontuais (P), Reto-Longo (R), Côncavo-convexo (-)

A presença de minerais opacos, na grande maioria magnetitas é frequente, chegando a 6% em algumas lâminas representantes do afloramento da Serra de Echaporã. Minerais pesados ocorrem tais como granadas, zircões, epidoto e raramente rutilo e titanita. Quanto às alterações observadas, são de origem pedogenética. Observam-se poucos feldspatos sendo alterados nas clivagens, e em alguns casos ocorre substituição parcial por calcita. Cutãs de argila recobrem alguns grãos de quartzo e também de outros constituintes, evidenciando o desenvolvimento pedogenético.

Quanto à granulometria, ocorre o predomínio da fração fina em relação às frações muito fina e média (**Figura 27 A e 27 B**). Ocorrem predominantemente arenitos finos, porém algumas lâminas (UM) apresentam granulometria média, e 3 lâminas da Serra de Echaporã (SE 04 e 05) possui granulometria muito fina. Foi observado em apenas 2 lâminas (SE 04) uma ligeira gradação, indicando o possível passado sedimentar do perfil de arenitos alterados por bioturbação.

A presença de matriz argilosa é restrita a algumas lâminas. A cimentação é carbonática e preenche poros primários (predominantemente) e secundários. Esta cimentação, assim como nos depósitos e paleossolos da região de Goiás, resulta de uma cimentação precoce, devido à pedogênese, visto que a compactação é pouco desenvolvida. Nas lâminas UM04 e SE04 e SE05 ocorrem também porções muito cimentadas por calcita micrítica e mosaica, respectivamente. A cimentação do tipo mosaico resulta da cristalização dos fluidos percolantes em um maior espaço poroso para o bom desenvolvimento da cimentação. Porém uma quantidade considerável das lâminas apresenta pouca matriz e inexistência de cimentação, sendo os contatos entre os grãos, predominantes a comuns, do tipo flutuante. Muitas vezes o grau de

cimentação pode refletir as características granulométricas da rocha, visto que em granulometria mais finas, menor é a seleção resultando numa menor cimentação, enquanto rochas de granulometria fina podem permitir que os fluidos cimentantes percolem com maior facilidade.

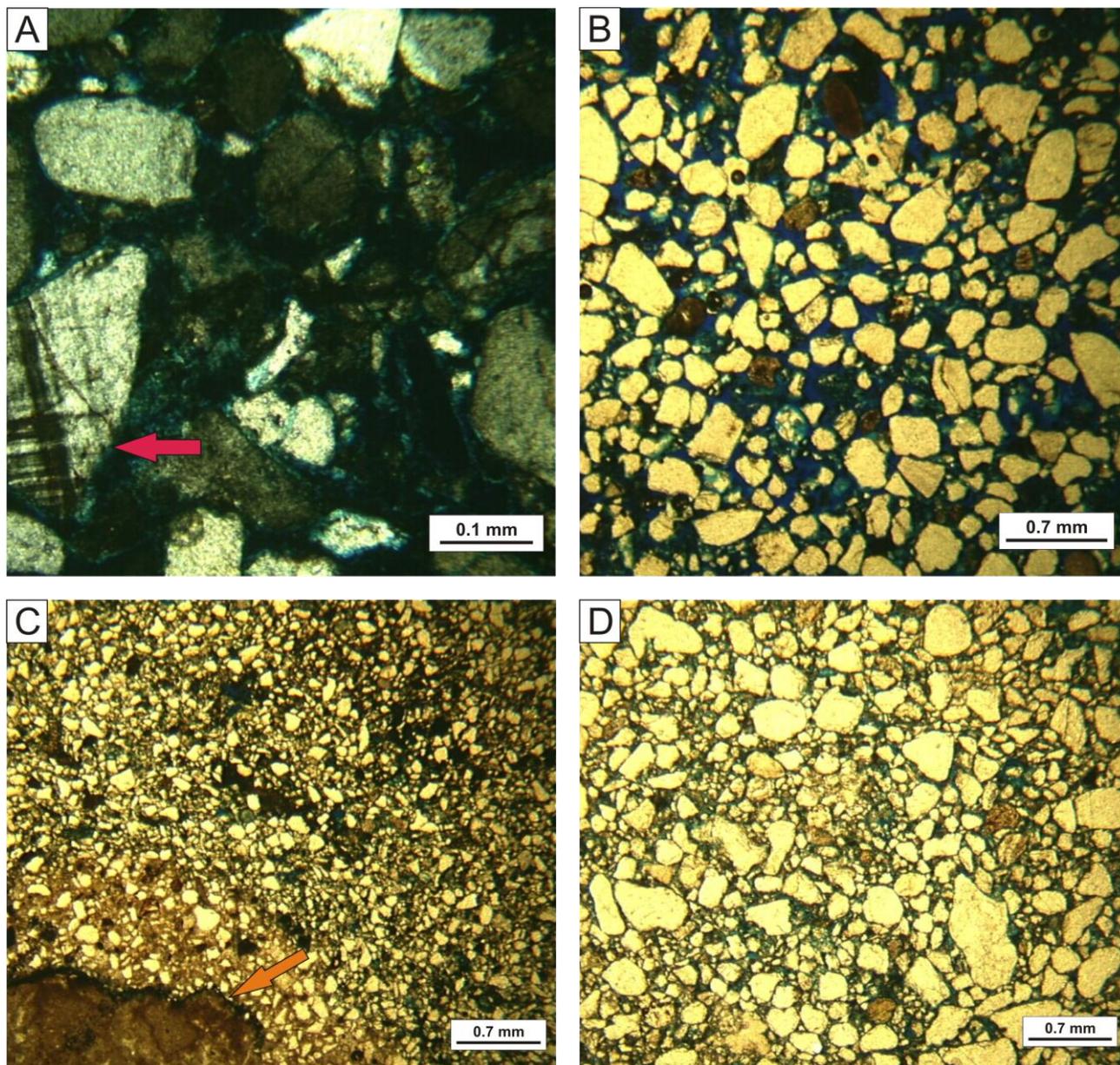


Figura 26. Aspectos petrográficos gerais das lâminas estudadas em Marília (SP). A) Lâmina SE 01b. Pertencente aos depósitos eólicos apresenta como composição mineralógica principal grãos de quartzo e feldspato (seta rosa), sendo estes em sua maioria subarcóseos. Nicóis cruzados, aumento de 10x. B) Lâmina SE 03b. Pertencente aos depósitos eólicos, observa-se a presença de alguns litoclastos argilosos, e grande quantidade de quartzo. Esta lâmina representa a porção pouco cimentada por calcita. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. C) Lâmina SE 04b. Empacotamento fechado, com a presença de nódulo de calcita micrítica (seta laranja). Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. D) Lâmina UM 02a. Aspectos texturais do pedotipo Aridssolo reconhecido na região de Marília (SP). Notar a seleção moderada e os grãos que variam entre angulares e subangulares. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x.

Diversas fases de retrabalhamento dos arenitos são atestadas pela ocorrência de grãos de quartzo com uma película ao redor de cimento carbonático e em seguida uma película de argila. A presença de óxido de ferro ao redor dos grãos é característica em grãos depositados em ambiente desértico, sendo esta película de óxido de ferro denominada verniz do deserto. O verniz do deserto é uma cobertura de cor castanha escura, às vezes brilhante, que se encontra na superfície dos grãos. É composto por uma mistura de minerais de

argila com quantidades menores de óxidos de manganês e de ferro. Uma hipótese para a formação do verniz do deserto é que esta ocorra muito lentamente através da combinação do orvalho – meteorização química, que produz os minerais de argila e os óxidos de ferro e de manganês – e a colagem de poeira soprada pelo vento à superfície rochosa exposta (Basilici *et al.*, 2009).

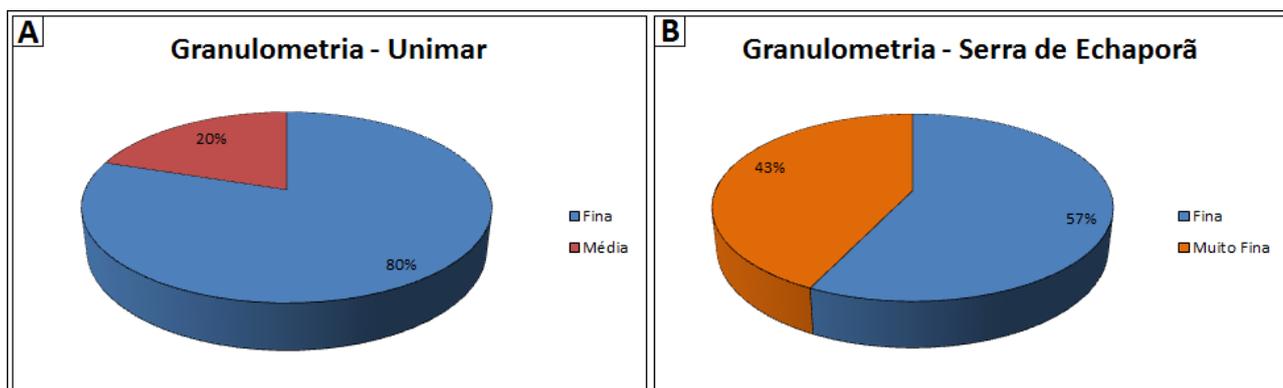


Figura 27. Percentagem das frações granulométricas (A) nas lâminas da Serra da Unimar (n=10) e (B) nas lâminas da Serra de Echaporã (n=10).

Apesar das inclusões em quartzo não serem frequentes, em algumas lâminas, observou-se poucas inclusões de muscovitas. Essas inclusões podem indicar a presença de quartzos proveniente de veios hidrotermais. O tipo de contato entre os grãos predominante é o pontual (**Figura 28**), sendo em alguns casos comum o contato flutuante, e em outros casos até predominante (lâminas de alguns afloramentos próximos a Unimar). Em algumas lâminas ocorre o contato reto/longo de forma rara. A distribuição dos tipos de contato indica a pouca compactação, com boa porosidade e permeabilidade em algumas lâminas. O contato flutuante é comum, em especial nas lâminas que se encontram cimentadas precocemente por calcita. Apesar do contato flutuante e pontual, em lâminas cimentadas (UM04 e SE04) a porosidade e permeabilidade são baixas.

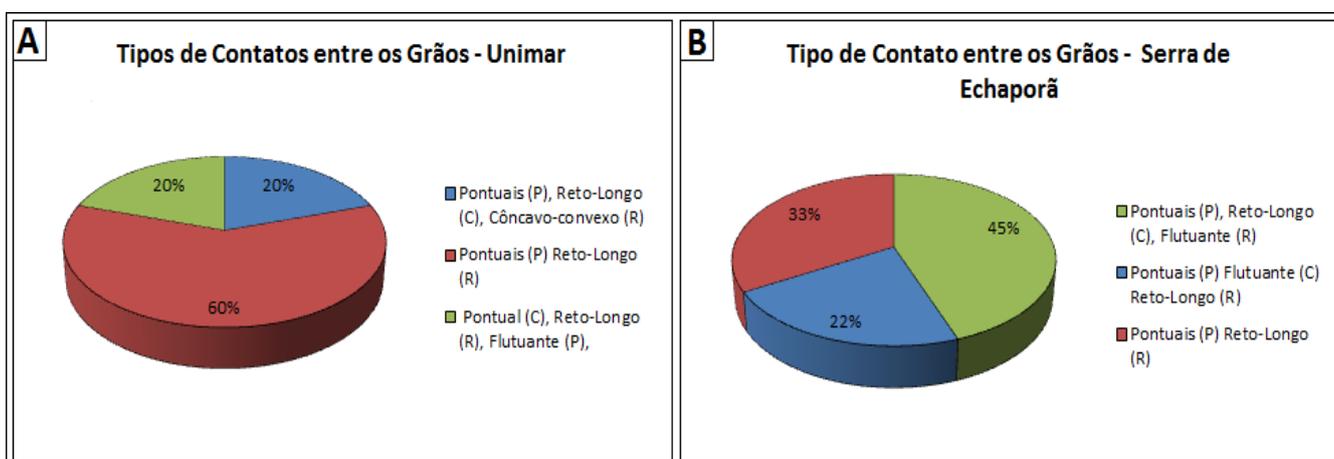


Figura 28. Distribuição dos tipos de contato observados, (A) Unimar (n=10), (B) Serra de Echaporã (n=10).

Novamente a predominância do empacotamento aberto/frouxo é outra evidência de que a rocha está pouco compactada (**Figura 29**). Os tipos de empacotamento normal e aberto/frouxo observados estão relacionados às lâminas onde predominam e/ou são comuns contatos do tipo flutuante, reto/longo e pontual. Apenas em algumas lâminas o empacotamento foi considerado fechado, duas relativas à paleossolos (Aridissolos) da Serra da Unimar e duas relativas a porções de depósitos eólicos de granulometria mais fina.

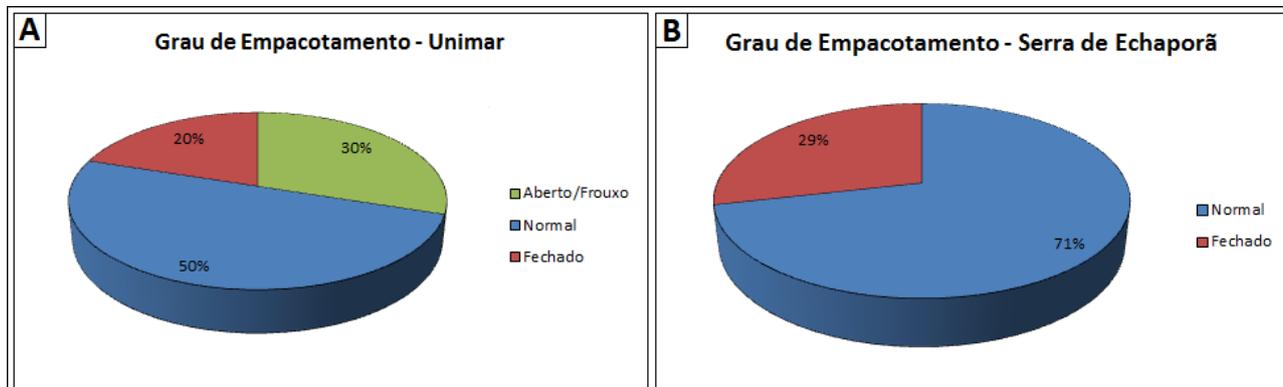


Figura 29. Relação percentual entre os tipos de empacotamento observados (A) Unimar (n=10), (B) Serra de Echaporã (n=10).

A análise da forma dos grãos evidenciou a predominância de grãos com arredondamento variando de angular a subarredondado (**Figura 30**). Nos depósitos eólicos predominam grãos subarredondados (78% das lâminas de referentes ao afloramento da Serra de Echaporã) e são comuns grãos subangulares a subarredondados (50% das lâminas da Unimar) (**Figura 30 A**), enquanto nos paleossolos ocorrem frequentemente grãos angulares a subangulares (30%) (**Figura 30 B**). Em todas as lâminas descritas os grãos possuem baixa esfericidade.

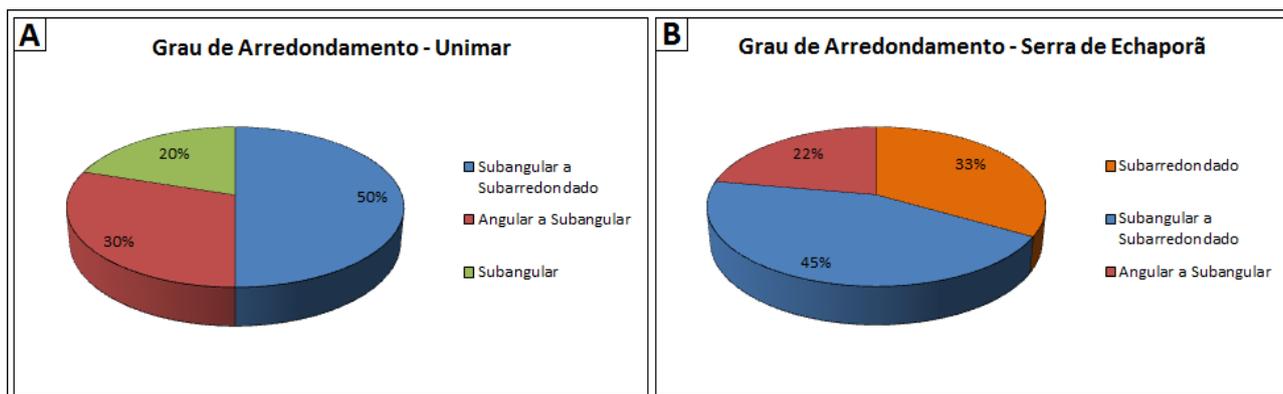


Figura 30. Relação da distribuição do arredondamento dos grãos (A) Unimar (n=10), (B) Serra de Echaporã (n=10).

Com respeito à seleção dos depósitos e paleossolos estudados, esta é variável (**Figura 31**), sendo que das lâminas estudadas 40 a 45% possuem grãos moderadamente bem a moderadamente selecionados (**Figura 31 A e 31 B**). Os grãos mais selecionados estão presentes nos depósitos eólicos, devido ao retrabalhamento destes, sendo que 22% são muito bem a moderadamente bem selecionados (**Figura 31 B**). Os paleossolos são moderadamente a pobremente selecionados, devido à presença de matriz argilosa resultante da pedogênese, tornando-os imaturos.

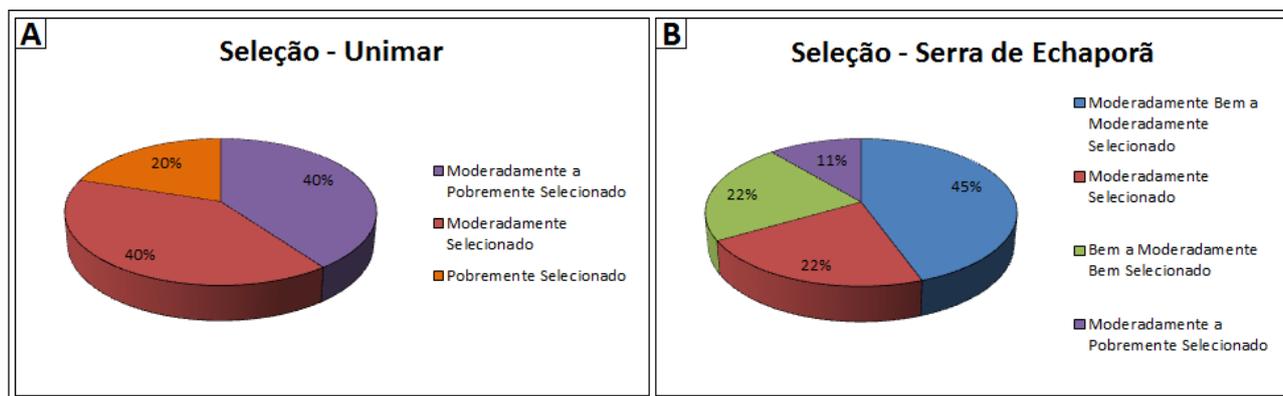


Figura 31. Comparação entre o grau de seleção (A) Unimar (n=10), (B) Serra de Echaporã (n=10).

A seguir serão descritos com mais detalhe os perfis estudados em campo, em conjunto com as informações petrográficas.

3.2.2.2 Litofácies

Litofácies 1: Arenito com laminação plano-paralela – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translantes

Esta litofácies é observada no perfil 2 (**Figura 32**), com espessura de cerca de 0,3 m caracterizada por uma camada de arenitos com laminações plano-paralelas bem evidentes (**Figura 34 A**), semelhantes às laminações risca de agulha (*pinstripe laminations*) descrita por Fryberger & Schenk (1988), estrutura esta também encontrada em alguns arenitos da Formação Marília ao sul de Goiás.

Este arenito caracteriza-se por ter granulometria fina, bom arredondado e boa seleção, sendo comum a presença de minerais pesados, como por exemplo, hematita delimitando as lâminas. As lâminas possuem gradação do tipo inversa. Foram medidos os ângulos nas estruturas cavalgantes, e obtiveram-se valores entre 5° e 7°, indicando a ocorrência de processo eólico de cavalgamento sem face de avalanche. Foram encontradas estruturas sedimentares (e vestígios) que comprovam a origem eólica dos depósitos areníticos. As laminações plano-paralelas “fantasmas” geradas pela migração de marcas onduladas eólicas (“*Ghost*” *Wind-ripples*), são porções do lençol de areia que foram retrabalhadas pelo vento, redepositadas e posteriormente bioturbadas. Os clastos de argilas (*muddy clast*) dispostos paralelamente na base de lamina de arenito médio são evidências de processos de deflação eólica, sendo estes depósitos residuais (*lags*).

No perfil estudado não se encontrou estruturas de horizontes de solo bem desenvolvido. Possivelmente a alta taxa de sedimentação não favoreceu a formação de solo, apenas alguns organismos e plantas habitaram o substrato arenítico bioturbando-o, sendo estes soterrados por outro evento deposicional subsequente. Fryberger *et al.*, (1979) explicam que uma das principais feições dos depósitos com lamina de baixo ângulo em lençóis de areia eólicos além da bimodalidade, a presença de estruturas de escavação-e-preenchimento e a intercalação com material não eólico (regiões interdunares), é a presença de depósitos maciços devido a constante bioturbação do substrato por raízes e atividade biológica.

Em momentos de maior aporte sedimentar se depositou a Litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, em estratos cavalgantes translante subcríticos de baixo ângulo (*subcritically translante climbing ripples*) (Bagnold, 1941; Hunter, 1977; Fryberger *et al.*, 1979; Fryberger & Schenk, 1988). Devido à tendência para concentração de grãos maiores na crista de cada ondula, o alinhamento de cristas ao longo da pseudo-estratificação pode ser marcado por uma granulometria mais grossa, e, às vezes, por gradação inversa (Fryberger & Schenk, 1988). Essas laminações são interpretadas como as laminações “risca de agulha” (*pin stripe lamination* - **Figuras 33 e 36 D-E**). Fryberger & Schenk (1988) sustentam que a laminação fina, com bimodalidade granulométrica acentuada por cimentação eodiagenética vadosa diferencial, é a feição de maior eficiência na diagnose da origem eólica da laminação cruzada em depósitos antigos e modernos. As características granulométricas e texturais observadas no afloramento e mais detalhadamente em amostras também indicam que são depósitos de baixo ângulo de origem eólica (Fryberger *et al.*, 1979). A granulometria fina, o bom arredondamento dos clastos e também os revestimentos de hematita em grãos de areia são característicos de depósitos desérticos (Loope & Abegg, 2001; Mountney, 2006).

Como pode ser observado no perfil 2 (**Figuras 24, 32 e 34**), algumas porções são mais bioturbadas (cerca de 2,6 m), e perderam sua estrutura sedimentar, porém não ocorrem estruturas pedogenéticas. Essas porções podem ser consideradas como uma *sublitofácies*, pois apresenta características mineralógicas e texturais semelhantes à litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, porém sem as estruturas sedimentares. Este arenito possui granulometria fina, boa seleção e um grau de arredondamento subarredondado. Sua espessura varia de 1,8 m e 2,5 m em algumas porções. A presença de bioturbações, de raízes de até 70 cm verticais, preenchidas por areia de coloração acinzentada, obliteraram quaisquer antigas estruturas sedimentares. A coloração acinzentada das bioturbações são resultado dos processos de redução devido água e material orgânico. Em algumas porções desta litofácies, ocorre uma alternância entre arenitos mais finos e grossos. Os arenitos de granulometria fina são mais espessos, 0,36 m ou mais. São bem selecionados e arredondados, resultando em serem bem cimentados, devido a melhor permeabilidade que tornou a percolação de fluidos cimentantes mais fácil. Esses arenitos reagem fortemente ao HCl.

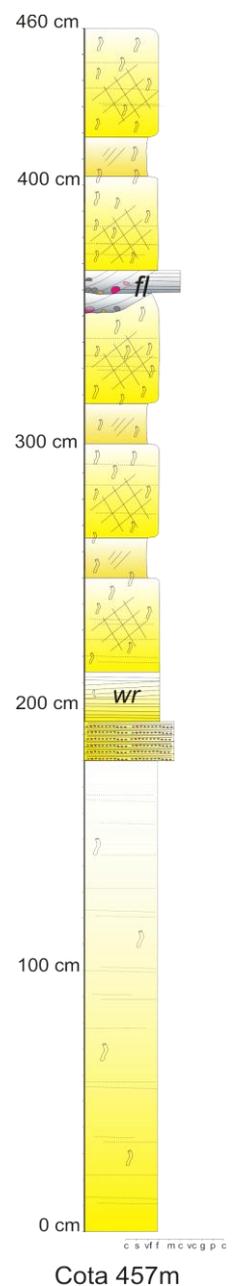


Figura 32. Esquema detalhado do Perfil 2.

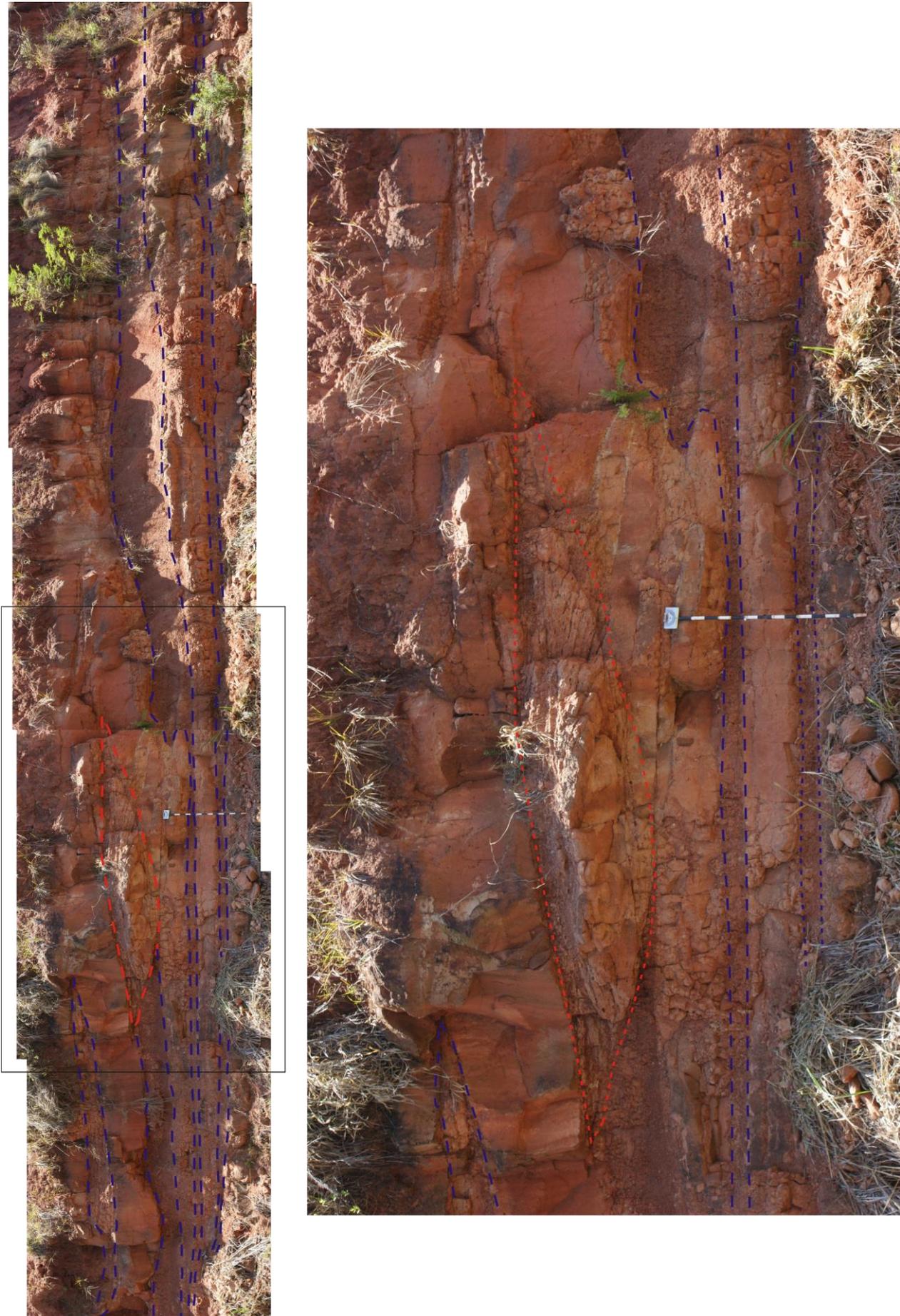


Figura 33. Fotomosaico do afloramento na rodovia estadual SP 333 próximo ao quilômetro 364. O Perfil 2 foi descrito na porção central do afloramento. O traçado em laranja mostra a geometria lenticular da estrutura de corte e preenchimento (*scour and fill*) gerada num evento de inundação por fluxo efêmero (*flash flood*). O traçado em azul mostra a alternância entre as porções finas e mais cimentadas, e as porções muito finas e menos cimentadas dos arenitos eólicos. Bastão de Jacob = 1,5 m.

Os arenitos muito finos são menos espessos na sucessão variando de 0,15 a 0,18 m. Estes são mal selecionados, porém apresentam-se subarredondados a arredondados. A presença de material mais fino e o fato de ser mais pobremente selecionado, tornou este arenito menos permeável, o que não propiciou a cimentação. Esses arenitos reagem menos ao HCl. Não foram observadas estruturas pedogenéticas em toda seção estudada.

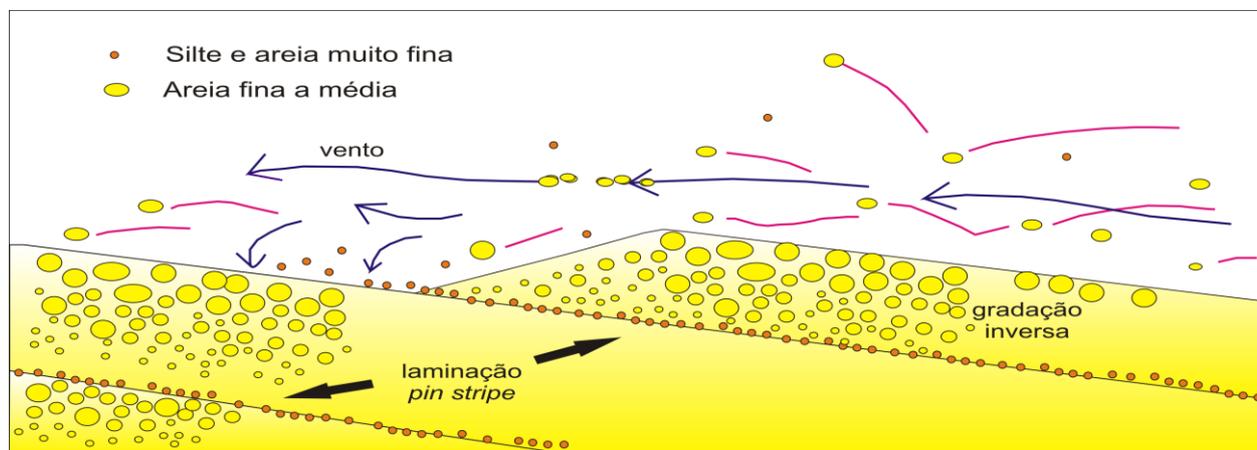


Figura 34. Esquema mostrando o desenvolvimento de marcas onduladas eólicas. O efeito de gradação inversa é gerado pela acumulação da fração mais fina nas calhas e da areia fina a média nas cristas das ondulações (Fryberger & Schenk, 1988, modificado por Oliveira, 2005).

É interessante notar que numa vista mais geral do afloramento, sem um estudo detalhado, observa-se uma superfície erosiva côncava que se estende por todo afloramento e acunha-se nas laterais, que poderia ser confundida como estrutura canalizada gerada pela erosão de um canal fluvial. Na realidade o que se observa em detalhe é a passagem gradual entre duas porções de um arenito bioturbado (**Figura 36B-C**) que possuem grau de cimentação variada. Ora este é mais cimentado, devido à boa seleção, ora é menos cimentado, nas frações mais finas e de mais pobre seleção. Em algumas porções do afloramento observam-se que as bioturbações cortam esses dois tipos de arenitos, evidenciando que não se trata de uma superfície erosiva de origem subaquosa.

Portanto, para ser caracterizado como um depósito de canal:

- i) Deveria ser composto por conglomerados e arenitos conglomeráticos na base, gradando para arenitos grossos, heterogêneos, mostrando uma granodecrescência ascendente, evidenciando uma diminuição do fluxo (Mountney, 2006; Nichols, 2006);
- ii) Não haveria tantas bioturbações na estrutura canalizada, pois as altas taxas de sedimentação resultante do constante fluxo subaquoso do canal impediria a sobrevivência dos organismos bioturbadores;
- iii) Petrograficamente os arenitos seriam imaturos mineralógicamente e texturalmente, e pobremente selecionados, possuindo grãos mais angulosos (Mountney, 2006; Nichols, 2006);

Trata-se de um depósito eólico alterado por bioturbação por que:

- i) A pouco menos de 4,0 m abaixo foram observados depósitos eólicos com estrutura preservada, laminações plano-paralelas risca de agulha, apresentando raras bioturbações;
- ii) A seleção desses arenitos é boa, estes são subarredondados a arredondados, apresentado como diferença, unicamente a granulometria, ora muito fina, ora fina, refletindo no grau de cimentação.

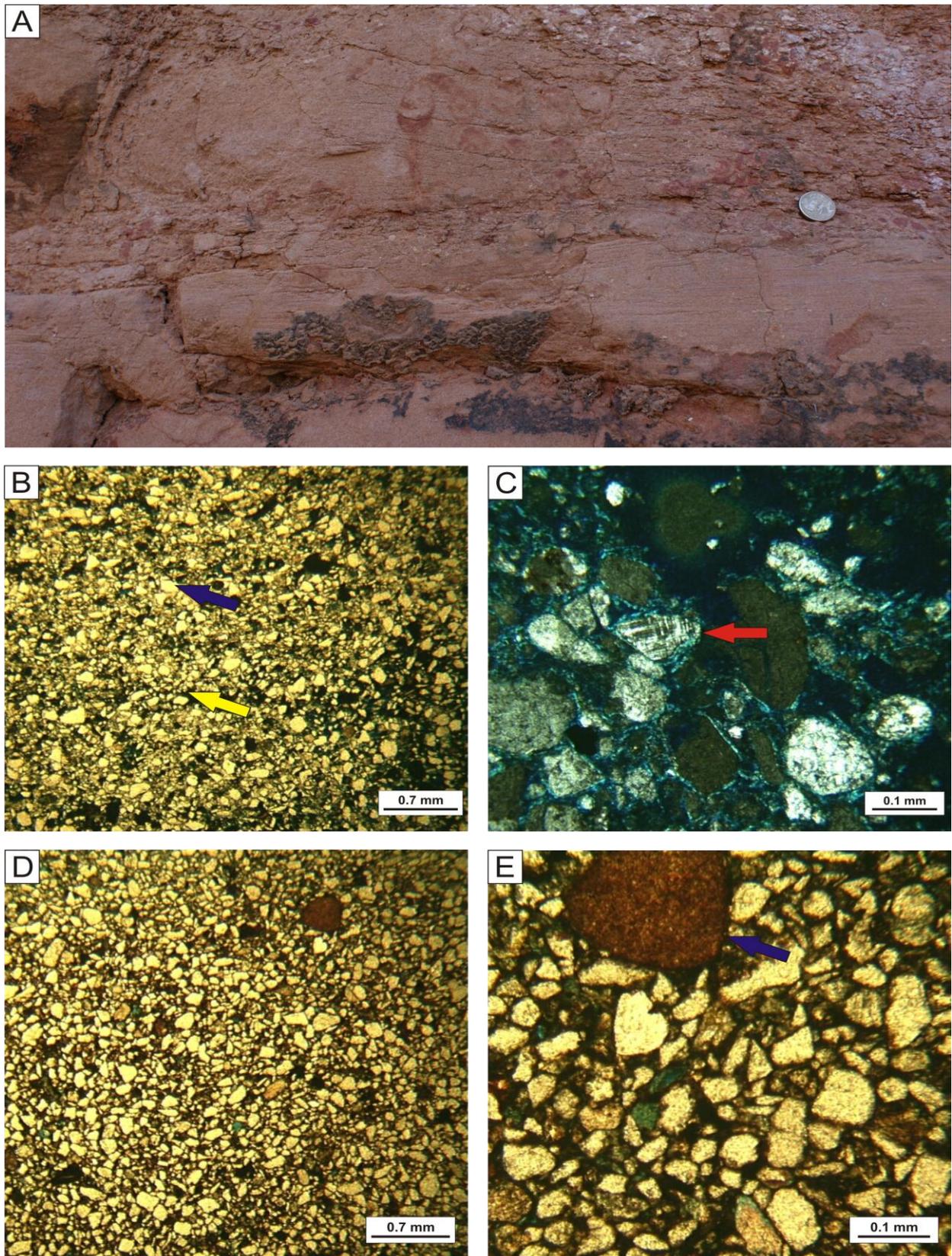


Figura 35. Características petrográficas da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. A) Litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, apresentando as laminações risca de agulha descrita por Fryberger & Schenk (1988). Moeda = 20 mm. B) Lâmina SE 04a. Ligeira gradação inversa típica de depósitos eólicos. Notar os grãos de opacos de menor granulometria (seta amarela) demarcando a base e grãos de quartzo de maior granulometria no topo (seta azul). Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. C) Lâmina SE 01b. Presença de feldspato microclínio. Nicóis cruzados, aumento de 10x. D) Lâmina SE 05a. Seleção moderada. Presença de litoclastos argilosos e fragmento de basalto alterado. Notar o empacotamento fechado. Essa lâmina representa a porção menos cimentada com a presença material fino entre os grãos. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. E) Lâmina SE 05a. Fragmento de basalto alterado em detalhe (seta azul). Notar a presença de material fino entre os grãos, que impediram a percolação de fluidos cimentantes. Nicóis descruzados, aumento de 10x.

iii) A passagem entre os dois arenitos não é abrupta como é de se esperar em superfícies erosivas de canais, e as bioturbações ocorrem cortando esses dois arenitos, indicando certa contemporaneidade.

iv) Petrograficamente os arenitos são bem selecionados, considerados maduros mineralogicamente e texturalmente, possuindo um bom arredondamento, além de apresentarem gradação inversa e revestimento dos grãos por hematita (Loope & Abegg, 2001; Mountney, 2006; Nichols, 2006; Tucker, 2001).

Petrografia

As lâminas analisadas representantes desta litofácies são: SE 01 a SE 05. A granulometria nessas lâminas varia de muito fina a fina, e em apenas duas lâminas observou-se uma ligeira gradação inversa (**Figura 35 B**). Não se observou gradação nas demais lâminas em decorrência da quantidade de bioturbações responsáveis por obliterar as antigas estruturas sedimentares, tais como as gradações. Essas lâminas apresentam uma grande quantidade de opacos. O predomínio mineralógico é de grãos de quartzo e feldspatos, em especial os microclínios (**Figura 35 C**), e a maioria dos arenitos foram classificados como subarcóseos. Os fragmentos de rocha não são tão representativos nas amostras, como nas rochas da região de Goiás, porém seus fragmentos são compostos de intraclastos argilosos, fragmentos de arenitos, quartzitos e em menor quantidade fragmentos de basalto (**Figura 35 E**).

Com respeito aos minerais pesados, nas lâminas analisadas encontraram-se zircões e opacos. Os zircões apresentavam-se bem arredondados evidenciando vários ciclos de sedimentação. O arredondamento é variável, sendo que algumas lâminas possuem grãos subangulares a arredondados. O empacotamento varia entre normal e fechado, sendo os contatos pontuais predominantes. Tal empacotamento mais fechado se dá em arenitos que possuem menor quantidade de cimento. Nesses arenitos a maturidade textural é alta variando de submaturo a supermaturo. A seleção desses arenitos varia nas lâminas estudadas entre moderadamente selecionados a bem selecionados, sendo que apenas uma amostra apresentou-se pobremente selecionada (SE05). Os grãos de quartzo são policristalinos e monocristalinos (predominante). O espesso recobrimento de argila (cutãs) em alguns grãos é devido a processos pedogenéticos.

Litofácies 2: Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava - depósitos de inundação

Esta litofácies (**Figura 36 A**) é pouco expressiva no perfil estudado (Perfil 2), sendo constituída por camadas de arenitos com geometria lenticular, de pequena dimensão (2 a 3 m), intercalado com a litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. Observa-se uma estrutura semelhante às formas de escavação e preenchimento (*scour-and-fill*), preenchida por arenito grosso a cascalhento, de origem intraformacional, composto de clastos de argila, de nódulos calcáreos, além de fragmentos líticos basálticos. A granulometria dos arenitos é média a grossa, pobre ou muito pobremente selecionada. A porção conglomerática possui granulometria de grânulo (2 - 4 mm) a seixos (4 - 64 mm). Esta litofácies apresenta características sedimentares que indicam fluxos aquosos de inundação. Inundações esporádicas causaram a erosão do substrato e preenchimento com material grosso resultante da erosão de áreas fontes próximas (intraclastos de argila) e regiões externas (fragmentos líticos). Este preenchimento resulta em estruturas semelhantes às de escavação-e-preenchimento (*scour and fill*). Esta estrutura não possui grande extensão lateral, e a pobre seleção sugere uma alta taxa de sedimentação por fluxos subaquáticos.

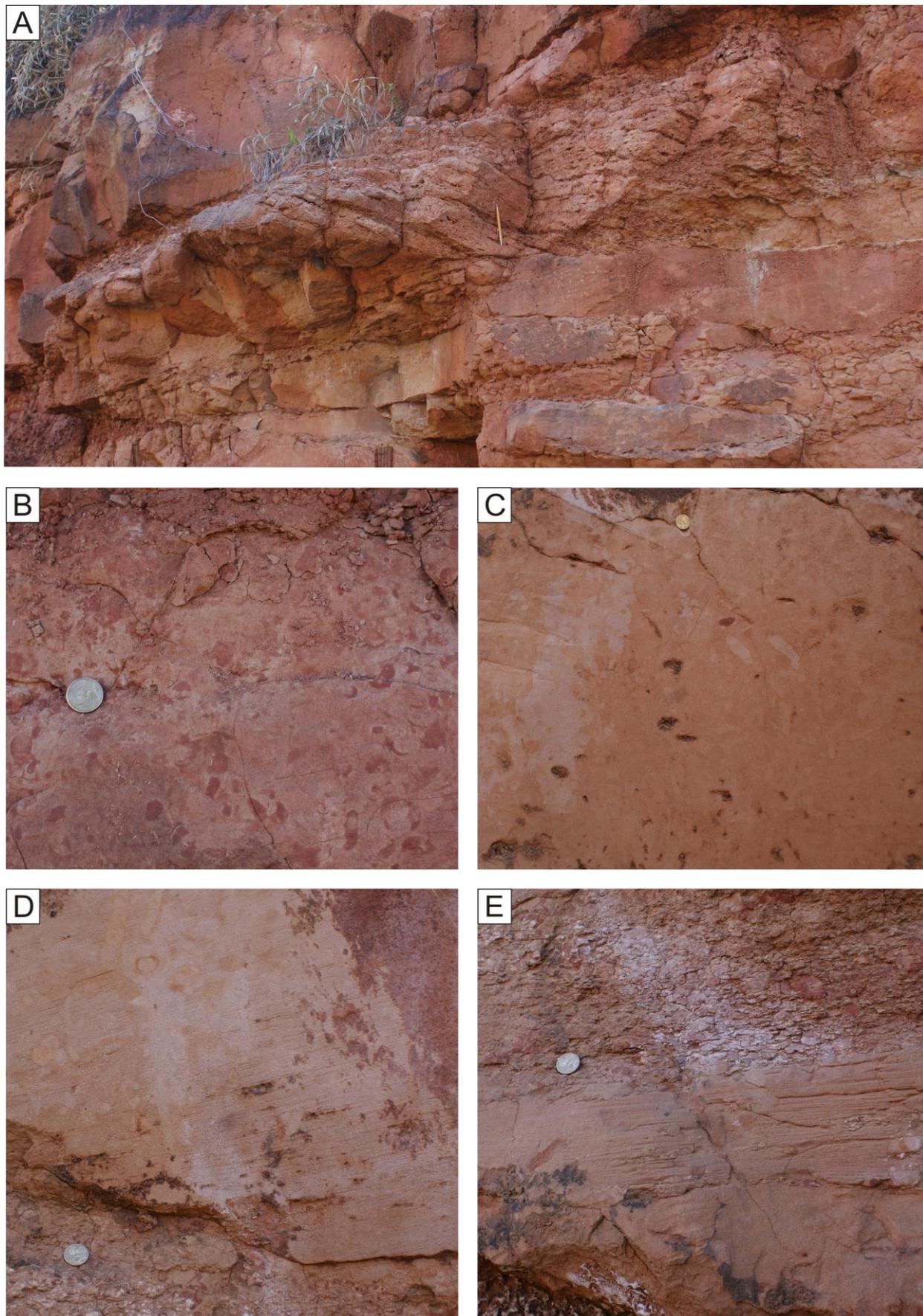


Figura 36. Detalhe das estruturas observadas no Perfil 2. A) Porção central do Perfil 2. Foto mostrando o contato da Litofácies 2 com depósitos eólicos da Litofácies 1. O contato delimitado pode ser observado na Figura 34. B) Estruturas de bioturbação presente nos arenitos localizados no topo da seção. C) Porção de arenito maciço com raras bioturbações. D-E) Laminações plano-paralelas preservadas na parte inferior do perfil. Notar o contato entre arenito mais cimentado e menos cimentado na Figura 39F. Lapiseira = 14 cm. Moeda = 20 mm.

Inundações em zonas desérticas dominadas por vento não somente retrabalham depósitos eólicos prévios, mas podem também transportar material mais grosseiro para a região por meio de fluxos efêmeros. Semelhante aos depósitos de inundação encontrados nesta Formação na região de Goiás, os intraclastos lamíticos intercalados à litofácies *Arenito com laminação plano-paralela* representam o retrabalhamento dos depósitos finos que permaneceram confinados em lagoas de decantação (*settling ponds*) que, após secarem completamente, formaram gretas de dessecação e foram erodidos por atividade eólica (Dal’Bó, 2008; Basilici *et al.*, 2009). É comum encontrar estruturas escavadas e preenchidas em regiões onde o nível de água aumenta para cima do nível da superfície deposicional em momentos de inundação contínua ou episódica (Mountney, 2006). Algumas das estruturas sedimentares associadas com estes ambientes incluem corrente subaquosas, marcas de ondas e lâminas onduladas (Kocurek, 1981). A presença contínua ou episódica de água resulta na colonização de plantas e atividade animal, e uma ampla variedade de estruturas biogênicas é comum (Ahlbrandt *et al.*, 1978). O potencial de preservação de feições delicadas como bioturbações e traços animais é frequente onde estas feições são feitas sobre ou dentro de substrato lamoso ou pantanoso. Regiões interdunas podem ser inundadas por uma variedade de razões, incluindo fluxos efêmeros (*flash flooding*) de eventos de chuva dentro do erg, inundação fluvial vindo de regiões marginais ao erg, localizado e associado à elevação do nível de água associado com eventos de chuva externos ao erg (Langford, 1989; Langford & Chan, 1989),

variações sazonais no nível de água regional, e longas variações no nível de água que reflete mudanças no balanço entre sedimentação, subsidência e variações climáticas regionais (Kocurek & Havholm, 1993). Em algumas situações a inundação pode ocorrer onde a capacidade de infiltração é excedida por causa da baixa permeabilidade horizontal em/ou abaixo da superfície de interduna que promove a geração de um nível freático alto.

A pequena extensão da litofácies e a não recorrência no decorrer do perfil, mostra que o evento de inundação foi episódico, em períodos de mudança climática, em momentos mais úmidos, os fluxos efêmeros, gerados por chuvas e aumento do nível freático, erosionaram e depositaram o material interno e externo ao sítio deposicional. Exemplos de inundações permanentes ou episódicas em elementos de interdunas úmidos foram documentados em ambientes costeiros e em ambientes internos ao erg, no campo de dunas de Guerrero Negro, México (Fryberger, 1990c; Fryberger *et al.*, 1990), na área de Jafurah da Arábia Saudita (Fryberger *et al.*, 1984; Fryberger *et al.*, 1988; Fryberger, 1990c) e no campo de dunas da Bacia Duero, Espanha central (García-Hidalgo *et al.*, 2002).

Litofácies 3: Arenito fino com marcas de correntes (*current ripples*) e intercalados com lâminas de pelito

Esta litofácies foi observada no perfil 1 (**Figuras 24, 37 e 38**), e é representada pela alternância de pacotes tabulares de arenitos ora bem cimentados ora menos cimentados, com a presença de estruturas de marcas de correntes unidirecionais (**Figura 39 C**). A granulometria desses arenitos é fina a muito fina. A cimentação predomina na fração de granulometria fina. Os grãos são subarredondados.

Na porção menos cimentada, composta por material mais fino, estruturas de marcas de correntes são evidentes, ocorrendo alguma bioturbação por raízes preenchidas por óxido de manganês. Essas marcas de

corrente alternam-se frequentemente com lâminas de pelito que não excedem 1 cm de espessura. Em nenhum momento se observou marcas de ondas ou estruturas de solo.

Interpreta-se esta litofácies como uma porção de um *playa lake* com influência de inundações periódicas, que trazida material fino, provenientes de fluxos efêmeros externos ao sítio deposicional, e num momento de calmaria era decantado o material pelítico (Nichols, 2006). A presença de inundações e o aumento do nível freático resultariam na formação de pequenos lagos de caráter efêmero.

Litofácies 4: Arenito com estruturas de adesão (*adhesion structures*)

Esta litofácies é composta pela alternância de arenitos de granulometria fina a média, sendo a maior granulometria de coloração acinzentada, e a mais fina de coloração alaranjada. As estruturas observadas revelam condições úmidas de lençol freático alto. Não se observam estruturas de solo, apenas algumas marcas de bioturbações preenchidas por areia média. Essas bioturbações são muito provavelmente raízes, sendo essas preenchidas por óxido de manganês, apresentando ao redor halos de redução. Além da alternância granulométrica, ocorrem lâminas onduladas (e contorcidas) e por vezes passam a sub-horizontais (**Figura 39 A-B**). Progressivamente em direção ao topo da seção, as porções de granulometria mais fina ficam mais espessas. Essas estruturas onduladas são de espessura centimétrica (0,5-2 cm). Próximo ao topo da seção, cerca de 3 m de espessura, apresenta essa alternância granulométrica. Na base na mudança entre camada ocorrem clastos lamosos (*muddy clast*) de até 4 cm.

As lâminas onduladas são interpretadas como estruturas de adesão, características de ambiente com lençol freático alto. As estruturas de adesão são formadas quando os grãos eólicos em movimento são aderidos em uma superfície úmida (Mountney, 2006), resultando em uma gama de estruturas como: leitos planos de adesão (*adhesion plane bed*), laminações de adesão (*adhesion laminations*) marcas de adesão (*adhesion ripples*) (Kocurek & Fielder, 1982), e verrugas de adesão (*adhesion warts*) (Olsen *et al.*, 1989).

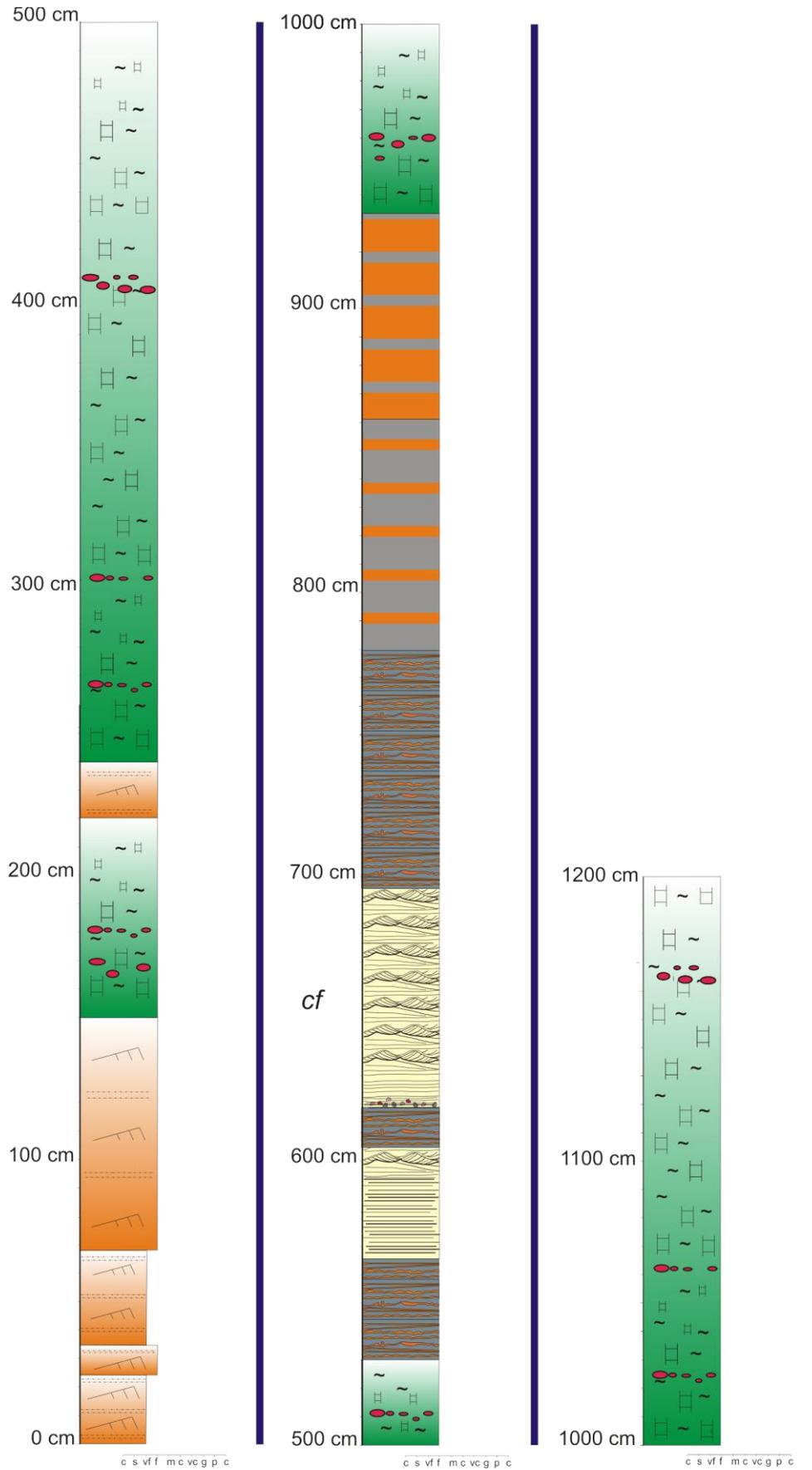
A geração de estratos de adesão exige que a superfície de acumulação seja úmida, e os quais geralmente ocorrem em ambientes interdunares rebaixados e úmidos ou flanco de dunas (Hummel & Kocurek, 1984). Sua presença no registro rochoso indica que tanto uma fonte de areia seca e molhada ou área de deposição úmida existiram simultaneamente. Alguns diferentes fatores ambientais podem estar envolvidos na formação dessas estruturas tais como: o conteúdo de água, a variabilidade da direção do vento, as condições da superfície deposicional, o ângulo de impacto dos grãos que saltam em função da inclinação da superfície deposicional local e velocidade do vento (Kocurek & Fielder, 1982).

Essas estruturas indicam deposição subaérea. Estruturas de adesão que se mostram onduladas podem ter vários significados. No caso das verrugas de adesão (*adhesion warts*), são geradas devido a constante mudança na direção dos ventos, o que não permite a acreção em nenhuma direção preferencial, resultando em estruturas em domos (Kocurek & Fielder, 1982). Algumas estruturas de adesão onduladas foram atribuídas a feições evaporíticas, nas quais a sedimentação ao redor de estruturas de adesão evaporíticas e o colapso destas por soterramento ou dissolução dos sais produzem estruturas irregulares. Verrugas de adesão (*adhesion warts*), tapetes de algas, micro topografia erodida, crostas formadas por chuva ou orvalho,

superfícies com fluidos ou gás, são várias outras características que também são favoráveis para o desenvolvimento de laminações irregulares onduladas (Kocurek & Fielder, 1982).



Figura 37. Fotomosaico do afloramento na rodovia estadual SP 333 próximo ao trevo da cidade Oscar Bressane. Foto representando apenas a porção superior do perfil estudado (Perfil 1) no qual foi descrito um pacote de arenitos finos a muito finos possuindo estruturas de adesão, indicando uma período em que o nível freático estava alto num momento mais úmido. Bastão de Jacob = 1,5 m.



Cota 424

Figura 38. Detalhe do Perfil 3.

As laminações de adesão são caracterizadas pela adesão dos grãos que caem verticalmente sobre a superfície úmida, gerando formas micro onduladas, sendo que estas laminações resultam da diminuição da umidade, e do ângulo de deposição vertical. Interpretam-se os depósitos estudados como sendo laminações de adesão.

Litofácies 5: Arenito com marcas onduladas geradas por fluxo combinado (*combined-flow ripples*)

Esta litofácies tem contato com a Litofácies 1 (Arenito com lamina plano-paralelas) sendo esta última pouco espessa neste perfil. A Litofácies 1 é bem localizada no perfil com 0,24 m de espessura. Tendo um contato erosivo côncavo, acima estão os depósitos da Litofácies 5, que são compostos por arenitos de granulometria fina a muito fina, apresentando uma diminuição na granulometria em direção ao topo da litofácies. A seleção desses depósitos é boa, com grãos arredondados e a presença de grãos de minerais pesados definindo as ondulações. Em algumas porções do perfil encontrou-se clastos lamosos (*muddy clasts*) na base com dimensões de 1 a 4 cm.

Essas marcas onduladas não são totalmente simétricas, sendo a forma externa ondulada, mas internamente as lâminas parecem ser geradas por algum fluxo unidirecional (**Figura 39 D**). Tal estrutura é definida por muitos autores como estruturas de ondas geradas por fluxo combinado (*combined-flow ripples*) (Newton, 1968 e Harms, (1969).

Ondas também podem criar estruturas assimétricas, porém o máximo grau de assimetria é muito menor que em marcas de correntes (*current ripples*). Essas marcas de ondas assimétricas são frequentes e são formadas próximas a regiões onde as ondas de águas rasas desenvolvem uma oscilação desarmônica (De Raaf *et al.* 1977).

Segundo Yamaguchi & Sekiguchi (2010) em ambientes de águas rasas ondas geram fluxos oscilatórios assimétricos caracterizados por um fluxo forte dirigido em direção à borda (*onshore*) com curta duração, seguido por um fluxo mais fraco de maior duração em direção à água (*offshore*). Fluxos combinados significa fluxo oscilatório induzido por ondas e um fluxo unidirecional.

O comprimento de onda varia entre 0,1-1m, e este tipo de estrutura gerada por fluxos combinados podem se formar em diversos ambientes como plataformas marinhas ou até mesmo lagos (Evans, 1941), comumente em locais de água rasa. Marcas onduladas geradas por fluxo combinado tem forma vertical menor que das marcas de corrente (*current ripples*). As cristas das marcas ondulada geradas por fluxo combinado apresentam crista mais arredondada do que nas marcas de corrente. Outra forma de se identificar essas estruturas é que o limite inferior de um conjunto (*set*) de marcas de ondas é geralmente escavado e ondulatório, em vez de retas como é o caso de marcas de correntes. Marcas de ondas ou lamina unidirecionais geradas por ondas são frequentemente encontradas associadas com laminações ligeiramente onduladas ('hummocky, Harms et al., 1975) ou do tipo de baixo ângulo.

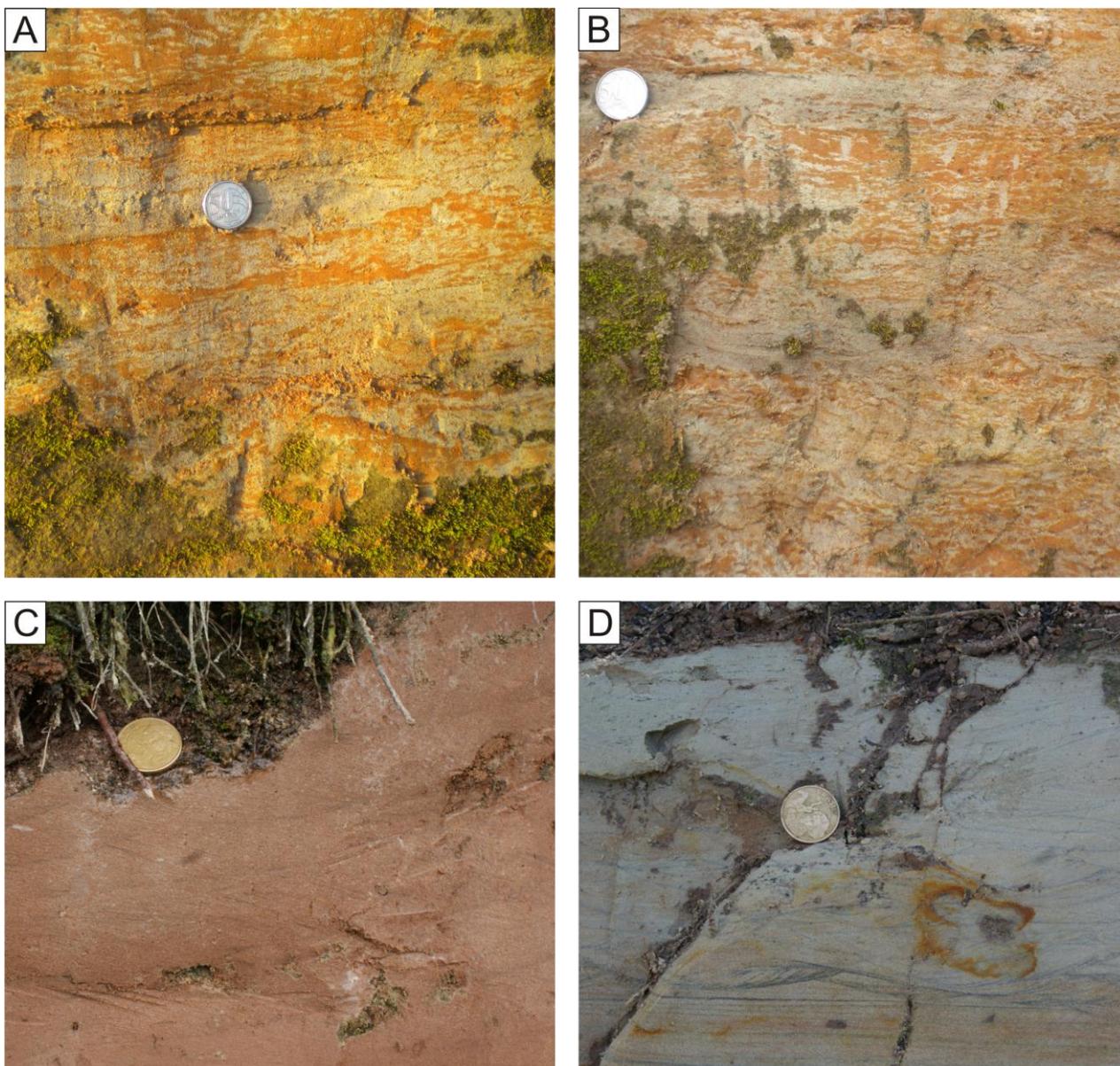


Figura 39. Estruturas observadas nas litofácies 3, 4 e 5. A-B) Foto mostrando a Litofácies 4 – Arenito com estruturas de adesão. As porções alaranjadas correspondem às frações mais finas e as porções acinzentadas as de maior granulometria. Moeda = 23 cm. C) Litofácies 3. Notar as marcas de corrente cavalgantes (*climbing ripples*). Moeda = 20 mm. D) Litofácies 5. Notar a forma interna da estrutura ondulada, resultante da ação de um fluxo oscilatório e um fluxo unidirecional. Moeda = 20 mm.

3.2.2.3 Pedotipos

Aridissolos

O perfil de Aridissolos descrito no Perfil 3 (**Figuras 24 e 40**) apresenta espessura variável. Foi descrito um perfil de 1,50 m. As cores variam em tons avermelhados a amarronados, sendo a granulometria de areia fina a média. As areias possuem características petrográficas semelhantes aos arenitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*. Este perfil de paleossolo (**Figura 40A**) apresenta estruturas pedogenéticas em blocos nas porções superiores da seção, sendo estes bem cimentados, com dimensões de cerca de 0,30 m (**Figura 40B**). A cimentação é predominantemente carbonática. Os horizontes gradam entre horizontes fracamente cimentados (Bt), extremamente cimentados (Bkm) e fortemente cimentados (Bk, Btk) (**Figura 40A**).

Na parte central do perfil, extremamente cimentada (Bkm), ocorre um horizonte espesso de calcrete variando entre 0,56 m e 1m, apresentando marcas de raízes e bioturbações preenchidas por calcita e por vezes por óxido de manganês. As bioturbações foram reconhecidas devido o diâmetro e a forma cilíndrica destes, sendo que as marcas de raízes mostram um afunilamento característicos em raízes. Apesar de ocorrerem por todo perfil, as bioturbações ocorrem de forma generalizada no topo da seção e diminuem em direção à base. As marcas de raízes são comuns no topo da seção. A base da seção também possui estruturas em blocos, porém são mais esparsos os nódulos e glébulas calcíticas. Estruturas de bioturbação como rizólitos, crotovinas, halos de redução e escavações animais são comuns principalmente nos horizontes superiores dos paleossolos (B). Outras estruturas com formas subesféricas em planta e tubulares longitudinalmente, foram diferenciadas com base no contraste de cor e granulação entre o material da matriz e do preenchimento. Frequentemente, o preenchimento das bioturbações é composto por areia fina ou média e calcita espática (**Figura 40C**).

Não estão presentes horizontes A, possivelmente devido à erosão deste por deflação eólica. Também não foram encontrados horizontes C, apenas ocorrem horizontes B superpostos, sendo estes caracterizados por estruturas em blocos (Bt, Btk) e evidência de iluviação de argila (Bt), sendo estes horizontes de coloração avermelhada. Onde ocorre iluviação de argila o aspecto é brilhante e ceroso, em resultado da infiltração mecânica de argila. As superfícies dos pedis são revestidas por argila, provavelmente esmectita, apresentando em algumas porções estrias correspondentes a *slickensides* (superfícies de escorregamento) (**Figura 40D**), sendo encontrados localmente filmes de óxihidróxidos de manganês (*coatings*) nos limites entre blocos e interior de bioturbações. Os blocos possuem bordas subarredondadas a angulosas. O horizonte Bkm possui grande quantidade de nódulos e glébulas, sendo estes de formato esférico a elipsoidal de diâmetro variando entre 2 a 6 cm, ocorrendo também formas irregulares.

A granulometria é média e os grãos são subangulares a subarredondados, de seleção moderada a pobre. A transição entre os horizontes é clara a gradual com superfície de separação ondulada a irregular. Quando a transição é de forma abrupta e plana, essa é marcada pela intensa concentração de nódulos carbonáticos em um horizonte ou separada por superfícies de erosão planas subhorizontais, evidenciando eventos erosionais.

Após realizar as descrições deste paleossolo, buscou-se classificá-lo de acordo com as características físicas, e também reconhecer superfícies que tenham delimitado eventos relacionados à deposição e pedogenese. De acordo com os aspectos texturais encontrados em campo, a origem destes paleossolos é representada por depósitos areníticos de ambiente semiárido. Não ocorre nesta seção nenhuma estrutura sedimentar, apenas estruturas pedogenéticas, tais como as estruturas em blocos, os nódulos e glébulas calcíticas, além de camadas de calcretes. Com base nas descrições realizadas classifica-se esse perfil de paleossolo em Aridissolos, classe de paleossolos comuns nesta região, sendo característicos de ambiente árido a semiárido. A presença de dois horizontes Btk superpostos sugere um evento cíclico de formação de paleossolo. Em momentos mais secos, depositaram-se arenitos que posteriormente, em momentos mais úmidos, foram pedogenizados. Novamente num momento mais seco, ocorreu deflação eólica, erodindo este

antigo paleossolo, redepositando o material retrabalhado de possíveis depósitos fluviais e também de paleossolos. Novamente houve a pedogênese destes sedimentos, resultando no perfil descrito.

Alguns autores definem esses perfis de Aridissolos como do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), separados por superfícies de erosão planas subhorizontais, causadas pela deflação eólica. Estes perfis não mostram poligenia, e apresentam sucessão vertical marcada por horizontes diagnósticos distintos, que evidenciam diferentes episódios alternados de sedimentação, pedogênese e erosão.

Petrografia

A petrografia foi realizada em paleossolos Aridissolos. As lâminas que são representantes de Aridissolos correspondem a 10 lâminas (UM 01 a UM 05).

Os paleossolos das lâminas possuem textura caótica, granulometria fina a média, porém com uma alta dispersão nas dimensões dos clastos sendo a seleção destes pobre a moderada. (**Figura 41B e F**). A esfericidade é baixa e o arredondamento varia entre anguloso a subarredondado, porém predominam os grãos angulosos a subangulosos. O empacotamento é frouxo e a maturidade textural baixa, devido à baixa seleção e presença significativa de argila, sendo estes classificados na sua maioria como submaturos. O empacotamento frouxo resulta da cimentação por calcita bem desenvolvida, sendo do tipo micrítica a mosaica (**Figura 41D e E**).

Mineralogicamente, são muito semelhantes à litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*, entretanto, apresentam maior percentagem de grãos de quartzo e feldspato sendo classificados como provenientes de subarcosianos (mais frequente) e sublitoarenitos. Fragmentos de quartzito, calcário e sílica amorfa também ocorrem. Em alguns grãos de quartzo observaram-se inclusões de muscovita. A porosidade é pequena e essencialmente intergranular. As características mineralógicas e texturais sugerem que a pedogênese ocorreu sobre os depósitos eólicos, pois as características petrográficas são semelhantes à litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*.

Paleossolos com horizontes *gleying*

Como pode ser notado na seção estratigráfica (**Figuras 24 e 38**) no início deste capítulo, observou-se a alternância entre paleossolos característicos de lençol freático alto e depósitos de *playa lake*. Este paleossolo (**Figura 42**) apresenta estruturas pedogenéticas em blocos, sendo estes moderadamente cimentados, com dimensões de cerca de 0,30 m (**Figura 42**). Foram encontradas muitas bioturbações e estruturas semelhantes a veios de argila, possivelmente resultante da infiltração de argila, sendo que alguns veios possuíam dimensão milimétrica a maior que 5 cm e diâmetro de até 0,5 cm. Os blocos possuem bordas subarredondadas a angulosas.

A coloração deste horizonte de paleossolo é cinzenta esverdeada, apresentando porções com mosqueamento avermelhado, indicando condições de oxirredução, característico de horizontes *gleying*. Tais condições foram geradas pela presença de um lençol freático alto, numa situação de variação desse nível freático, gerando assim o mosqueamento. A granulometria é fina e os grãos possuem boa seleção.

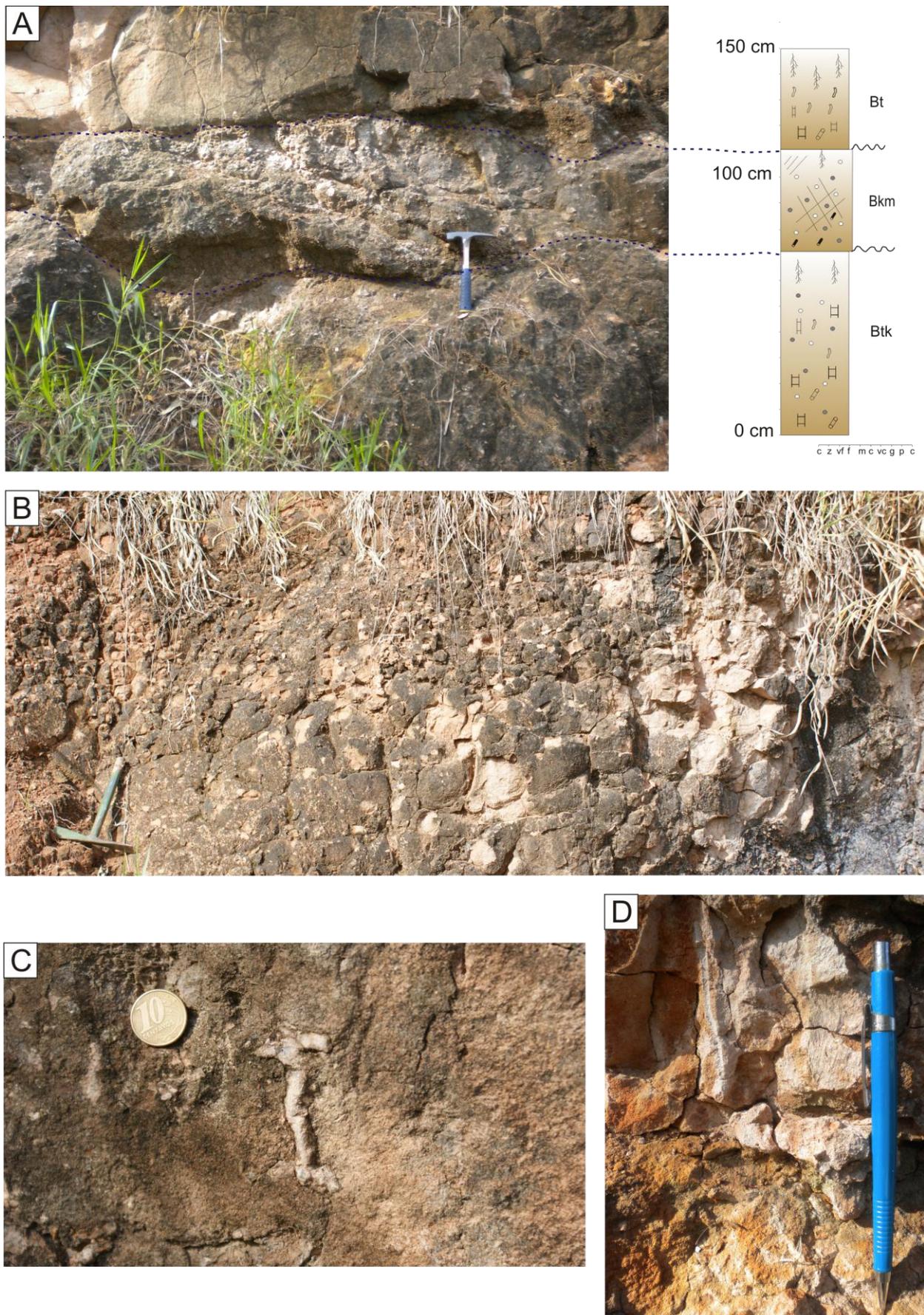


Figura 40. Perfil de Aridissolo descrito em Marília (SP). A) Perfil de Aridissolos descrito na Serra da Unimar – Marília – SP. Martelo = 23 cm. B) Estruturas em blocos (peds) bem desenvolvidas. Martelo = 35 cm. C-D) Detalhe das estruturas pedogenéticas observadas: bioturbações preenchidas por calcita (C), e superfícies estriadas (*slickensides*) nos limites entre blocos (D). Lapiseira = 14 cm. Moeda = 20 mm.

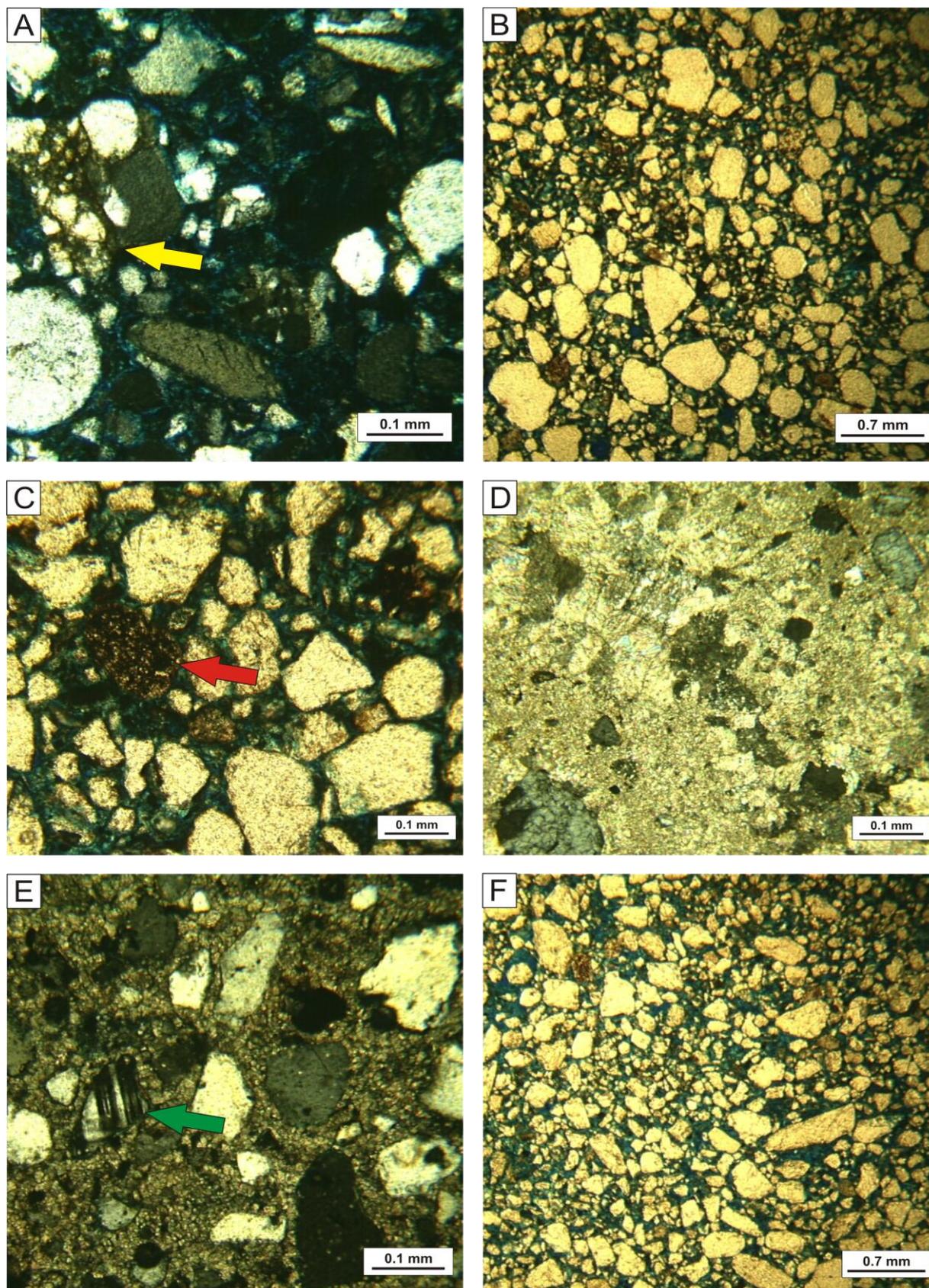


Figura 41. Características petrográficas dos Aridisolos. A) Lâmina UM 01b. Paleossolo (Aridissolo). Fragmento de arenito (seta amarela), grãos de quartzo e opaco. Nicóis cruzados, aumento de 10x. B) Lâmina UM 03b. Características texturais dos paleossolos. Pobre seleção, porém é possível observar uma presença maior de grãos de quartzo. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x. C) Lâmina UM 03b. Presença de poucos fragmentos basálticos (seta vermelha). Nicóis descruzados, aumento de 10x. D) Lâmina UM 04a. Notar a cimentação carbonática bem desenvolvida, variando de micrítica a mosaica. Porção de horizonte Bkm. Nicóis cruzados, aumento de 10x. E) Lâmina UM 04a. Grãos subangulosos e presença de grãos de feldspato microclínio. Nicóis cruzados, aumento de 10x. F) Lâmina UM 05b. Novamente aspectos texturais, mostrando a pobre seleção dos clastos e a presença de dispersão granulométrica. Nicóis descruzados, aumento de 2,5x.

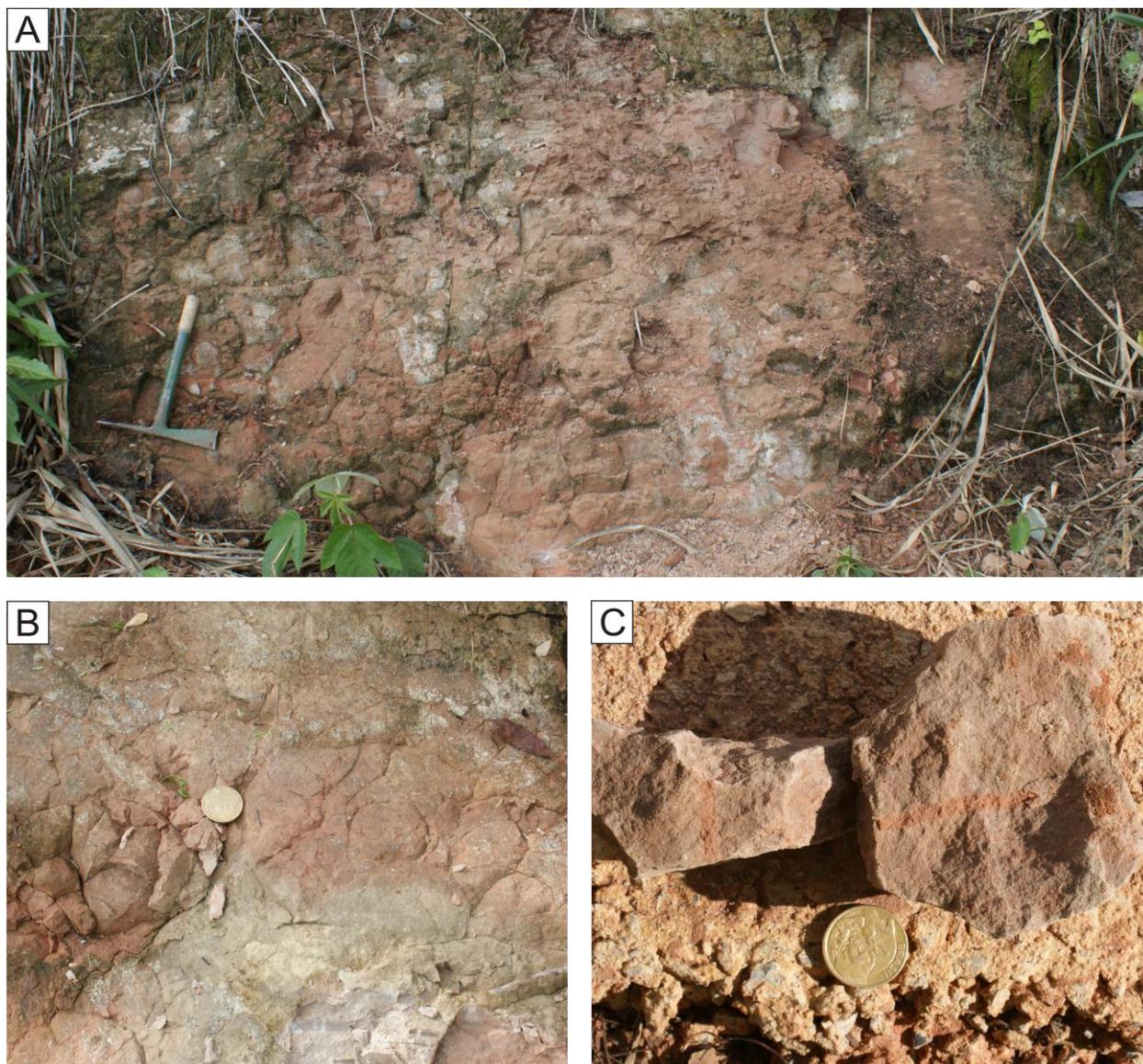


Figura 42. Paleossolos com *gleying* descrito no Perfil 3. A) Aspectos gerais. Martelo = 35 cm. B) Estruturas em blocos (peds), notar a coloração de mosqueamento no perfil. C) Detalhe das infiltrações de argila encontradas no perfil. Moeda = 20 mm.

Os Gleissolos fazem parte do grupo dos solos denominados hidromórficos, os quais se desenvolvem em condições úmidas sob a influência de lençol freático alto e, portanto, estão a maior parte do tempo saturados com água. Esta condição ocorre em regiões de clima úmido, em áreas de topografia plana, bem como em climas áridos, em regiões adjacentes aos rios e lagos, ou nas depressões fechadas (Greenlee, 1981). É comum, também, o aparecimento no horizonte B de manchas de coloração vermelha que lembram ferrugem. Essas manchas, denominadas *mosqueados*, aparecem na zona de oscilação do lençol d'água subterrâneo e são resultantes da concentração e oxidação do ferro em determinados pontos. Ele destaca-se pelo contraste de cor com as áreas cinzentas onde o ferro, encontra-se reduzido. Saturado em água, estes solos desenvolvem-se na ausência de aeração (Greenlee, 1981). Horizonte *gleying* resulta em colorações cinza a esverdeadas, com a presença de manchas de redução de óxidos de ferro e oxidação localizada (Greenlee, 1981).

3.2.2.4 Elementos Arquiteturais

A Formação Marília na região de Marília pode ser dividida em três elementos arquiteturais: i) depósitos de lençol de areia dominado por marcas onduladas eólicas, ii) depósitos de *playa lake* e iii) paleossolos.

Depósitos de lençóis de areia dominado por marcas onduladas eólicas (*Wind-ripples*)

Este elemento arquitetural é formado por duas litofácies: depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas translantes (predominantemente) e depósitos de inundação, ambos descritos no perfil 2 (**Figuras 24 e 32**). O perfil possui espessura de 4,6m, sendo que os depósitos de inundação possuem não mais que 2 m de extensão e não mais que 1 m de espessura.

A primeira litofácies é constituída por arenito de granulometria muito fina e fina, moderadamente à bem selecionada, com distribuição ligeiramente bimodal. Esses arenitos são classificados como sublitoarenitos e subarcosianos. Semelhantes aos depósitos de Goiás em algumas porções do afloramento foram observadas laminação risca de agulha, característico de ondulações sem face de avalanche como encontrado em lençóis de areia eólicos. Diferentemente da região de Goiás, as bioturbações são mais comuns, consistindo em marcas de raízes, e tubos gerados pela atividade biológica. Os depósitos de inundação, segunda litofácies, são pobremente selecionados, possuem granulometria média a grossa com alguns seixos de intraclastos argilosos e fragmento basáltico.

A deposição foi predominantemente eólica, mas sem a presença de dunas, possuindo apenas feições de deposição de ondulações sem face de avalanche, numa superfície instável. Apesar da maior quantidade de bioturbações encontradas, a alta taxa de sedimentação não permitiu que houvesse uma extensa pedogênese.

Depósitos de *Playa Lake*

Este elemento arquitetural é representado por três litofácies: Arenito fino com marcas de correntes (*current ripples*) e intercalados com lâminas de pelito, Arenito com estruturas de adesão e Arenito com marcas onduladas geradas por fluxo combinado (*combined-flow ripples*). Estas litofácies foram descritas no perfil 1, que possui espessura total de 12,00 m.

Estas litofácies alternam-se com paleossolos que apresentam horizonte *gleying*, típico de ambiente de lençol freático alto. As estruturas de marcas de correntes unidirecionais indicam que houve um fluxo subaquoso proveniente de inundações periódicas (*flooding*) no sítio deposicional, e a alternância com lâminas pelíticas, indicam um momento de calmaria com a decantação do material pelítico (Nichols, 2006).

Em momentos mais secos, este lago era deflacionado e seus grãos retrabalhados (Nichols, 2006), depositando posteriormente as lâminas plano-paralelas eólicas e acima destas ocorriam novos fluxos subaquosos, em momentos úmidos, formando as marcas de ondas (Nichols, 2006) geradas por fluxo combinado (Harms, 1969; Yamaguchi & Sekiguchi, 2010).

Estruturas de adesão foram encontradas mais no topo da seção, indicando que houve aporte sedimentar de grãos eólicos que aderiram a uma superfície úmida, no caso uma superfície característica de nível freático alto (Mountney, 2006).

Paleossolos

Apenas dois pedotipos foram reconhecidos nos estudos das seções, sendo estes: Aridissolos e Paleossolos com horizonte *gleying*. Os Aridissolos são solos de ambiente árido, e apresentam características petrográficas semelhantes aos arenitos da litofácies *Arenito com laminação plano-paralela*.

Em momentos mais secos, depositaram-se arenitos que posteriormente, em momentos mais úmidos, estes foram pedogenizados. Novamente num momento mais seco, ocorreu deflação eólica, erodindo este antigo paleossolo, e redepositando o material retrabalhado. Novamente houve a pedogênese destes sedimentos. Alguns autores definem esses perfis de *Aridisols* como do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), separados por superfícies de erosão planas subhorizontais, causadas pela deflação eólica. Estes perfis evidenciam diferentes episódios alternados de sedimentação, pedogênese e erosão. Os paleossolos com horizonte *gleying* indicam alto nível do lençol freático.

Capítulo 4. Sistema Depositional

4.1 Análise Paleoambiental da Formação Marília na região Sul de Goiás

A Formação Marília nesta porção da Bacia Bauru, foi formada por processos sedimentares e pedogenéticos gerados em um paleoambiente desértico de clima semiárido, no qual se desenvolveu um extenso lençol de areia eólico. Suas diferentes litofácies e elementos arquiteturais representam diferentes porções e/ou diferentes fases de desenvolvimento deste sistema deposicional.

Depósitos de lençóis de areia dominados por marcas onduladas eólicas (Litofácies 1 e 2) constituem a fase de instabilidade e construção do lençol de areia eólico, sendo caracterizados predominantemente por estratos de marcas onduladas eólicas cavalgantes translante, e por eventos de inundação periódica (Litofácies 2). A presença de material clástico de granulometria média a grossa, cimentado (horizontes de paleossolos Bk ou Bkm), inundação periódica, recobrimento vegetal, bem como a pouca disponibilidade de material arenoso, constituem os principais fatores que controlaram a formação de lençol de areia eólico (Kocurek & Niegel, 1986). Estes depósitos apresentam uma boa maturidade textural e mineralógica, dada pela maior percentagem de minerais estáveis, como o quartzo, e menor percentagem de minerais instáveis como os fragmentos líticos basálticos. A boa seleção desses depósitos e o bom arredondamento evidenciam o retrabalhamento eólico (Tucker, 2001) desses grãos, provavelmente provenientes de depósitos fluviais e paleossolos prévios (**Figura 43A-B**). A bimodalidade desses grãos é típica de depósitos eólicos de baixo ângulo, como os depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas, presentes em lençóis de areia eólicos (Fryberger, 1979).

Os paleossolos representam a fase de estabilidade do lençol de areia onde a escassa disponibilidade ou *bypassing* de sedimentos, aliado ao desenvolvimento de recobrimento vegetal, determinaram condições de ausência de sedimentação e processos erosivos. Aridissolos e Alfissolos, paleossolos caracterizados petrograficamente, representam longas fases de interrupção (mais de 10000 anos). Os perfis desses paleossolos são do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), não possuindo evidências de poligenia, sendo que o curto espaço de tempo de evolução e/ou condições ambientais

desfavoráveis, não possibilitaram uma maior evolução pedogênica. As características mineralógicas e texturais presentes nos paleossolos permitem concluir que estes tiveram origem parental na litofácies *Arenito com laminações plano-paralelas* – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas (Litofácies 1). Isto é verificado quando se compara as porcentagens de grãos de quartzo nos paleossolos com as porcentagens dos demais depósitos estudados, os aspectos texturais tais como arredondamento, e a proporção de minerais instáveis e estáveis (maturidade mineralógica) (**Figura 43E-F**). Os dados de campo, representados na coluna litoestratigráfica, indicam esta origem parental dos paleossolos, pois se observa que os paleossolos alternam-se apenas com os depósitos eólicos. Na Litofácies 1, observam-se alguns grãos que possuem uma película de argila ao redor (cutãs), também encontrada nos grãos de arenito dos paleossolos. Estes cutãs são característicos de pedogênese, e o fato de estarem presentes em grãos de arenitos eólicos, é evidência do retrabalhamento eólico de antigos paleossolos.

Nos depósitos fluviais efêmeros, as estruturas sedimentares e a geometria do canal preenchido permitem interpretar este tipo de canal como de rios efêmeros entrelaçados. Em Basilici *et al.*, (2009) e Basilici & Dal’Bó (2010) estes elementos arquiteturais definem um canal com um longo eixo de direção N20°, considerando dados de paleocorrente de seixos imbricados apontando paleofluxo de Sul/Sudoeste para Norte/Nordeste. Estas paleocorrentes discordam com outros autores (Fernandes & Coimbra, 1999; Batezelli, 2003; Batezelli, 2006) que interpretaram os canais da Formação Marília como parte de um sistema de megaleques aluviais desenvolvidos sobre a margem oriental da Bacia Bauru e progradando para oeste, sudoeste e por vezes sul. Assim, a hipótese de um extenso leque aluvial não pode ser considerada (Blair, 2003). De fato, (1) as direções de paleocorrentes são paralelas às margens da bacia, (2) depósitos de fluxo de detrito, comuns em leques aluviais, não ocorrem no preenchimento do canal, (3) as áreas de intercanal não mostram ser compostas por depósitos não canalizados, como é típico de leques aluviais, mas antes eles são caracterizados pela estabilidade da superfície topográfica e pedogênese. A presença de conglomerado clasto-suportado e a ausência de fluxo de detrito indicam que o transporte da água foi relativamente frequente no canal, e que os fluxos sedimentares não atingiram alta concentração para produzir fluxo de detrito. O retrabalhamento eólico durante a deposição dos depósitos fluviais foi incomum. Pedogênese ou traços de bioturbação não foram observados em depósitos de canais, sugerindo que episódios sedimentares fluviais alternaram sem importante interrupção dos processos sedimentares (Basilici *et al.*, 2009; Basilici & Dal’Bó, 2010).

Esses depósitos de origem fluvial efêmera não foram responsáveis por fornecer diretamente o material parental para a pedogenização, mas contribuíram com o material sedimentar que foi transportado pelo vento em fases climáticas mais secas, ou seja, contribuíram com o aporte externo primário. Este fato é confirmado pela petrografia, pois esses depósitos apresentam características distintas dos depósitos arenosos dominados por marcas onduladas eólicas e dos paleossolo. Estes contêm uma maior porcentagem de fragmentos líticos (basaltos), sendo estes menos selecionados e possuindo grãos menos arredondados em comparação com os depósitos arenosos dominados por marcas onduladas eólicas (**Figura 43C-D**). A análise composicional dos conglomerados pertencentes dos depósitos fluviais contribuiu para as inferências quanto à

proveniência do material detrítico. Assim como nas lâminas estudadas, a composição dos conglomerados é essencialmente basáltica e arenítica.

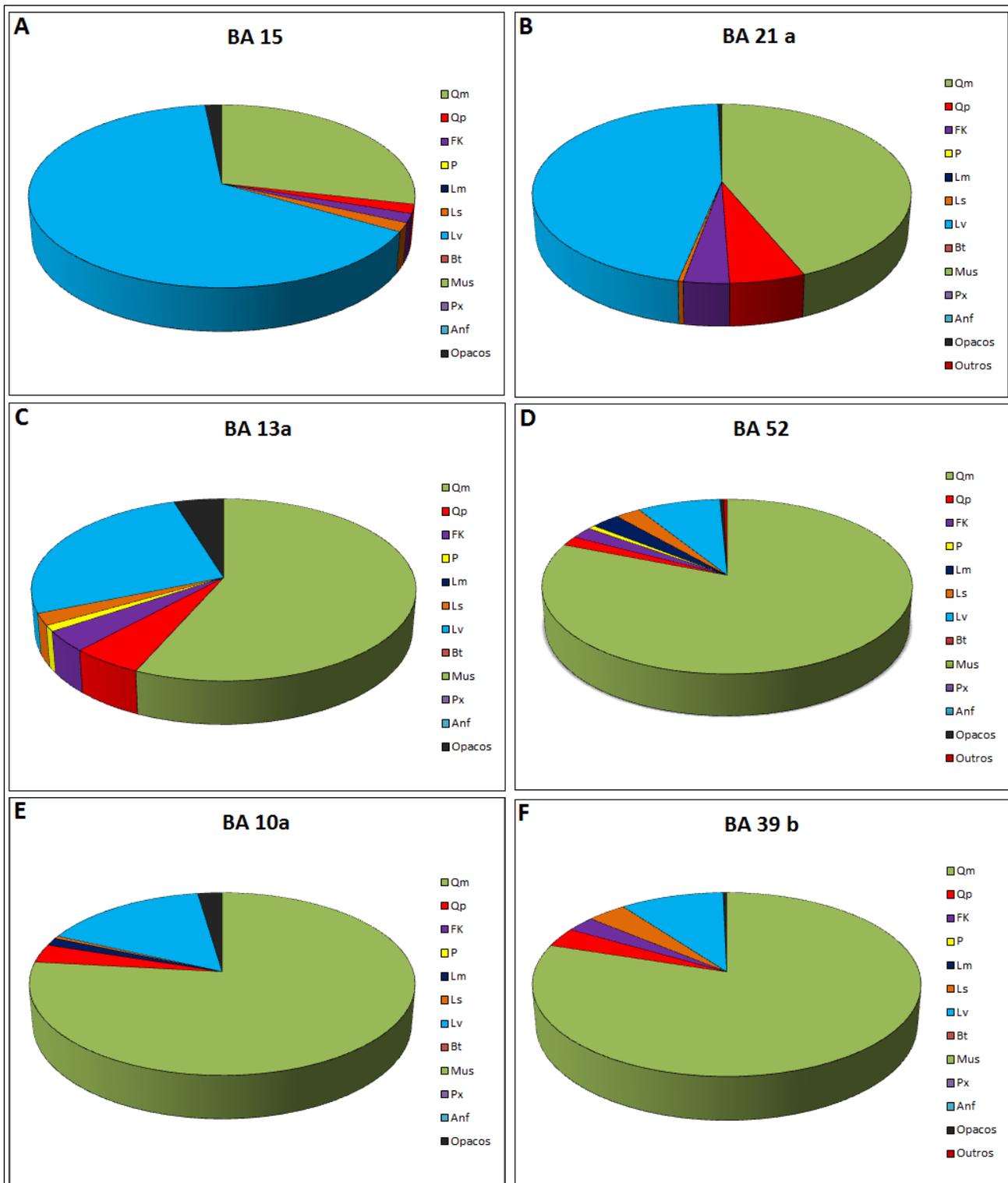


Figura 43. Variação composicional das lâminas analisadas: A) Lâmina BA15; B) Lâmina BA 21a; C) Lâmina BA 13a; D) Lâmina BA 52; E) Lâmina BA 10a; F) Lâmina BA 39b. Qm: Quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; FK:Feldspato potássico; Pl: Plagioclásio; Lm: Fragmento metamórfico; Ls: Fragmento sedimentar; Lv: Fragmento vulcânico; Bt: Biotita; Mus: Muscovita; Anf: Anfíbolios; Px: Piroxênios.

Os arenitos eram laminados. Também se encontrou material intraformacional em pequena quantidade, como clastos de calcário e siltito. Assim, a proveniência dos clastos basálticos é atribuída a

Formação Serra Geral, Formação difundida na região de estudo. A presença dos clastos de arenito indica proveniência da Formação Botucatu, localizada somente nas áreas a sudoeste da região de estudo (Vilela & Basilici, 2009; Vilela, 2010). Conclui-se então que os sistemas fluviais deviam ter paleofluxos para Norte/Nordeste não para Oeste como afirmado por alguns autores.

Segundo alguns autores (Kocurek, 1999; Kocurek & Lancaster, 1999), os episódios de sedimentação e desenvolvimento de solos se alternam temporalmente devido às variações na disponibilidade hídrica e cobertura vegetal. Episódios de sedimentação eólica teriam sido ativos durante os períodos mais secos (áridos) de ciclos paleoclimáticos, enquanto as fases de desenvolvimento dos solos se restringiram aos períodos com maior umidade disponível (semiáridos).

A reduzida cobertura vegetal causou a exposição da superfície à ação deflacionária dos ventos, que remobilizaram e transportaram os clastos durante os períodos mais quentes e secos. Em períodos mais úmidos, o aumento da cobertura vegetal tornou a superfície novamente estável, com conseqüente redução da deflação eólica e favorecimento do desenvolvimento dos solos.

Alguns autores apresentaram modelos de construção de sistemas deposicionais eólicos (Kocurek & Lancaster, 1999; Kocurek, 1999) baseado em estudos do deserto de Mojave, no oeste norte-americano. Nesses períodos caracterizados por estabilidade topográfica e ausência de sedimentação eólica, eram formados solos. Esses períodos, com milhares de anos de duração, representam pausas nos processos de sedimentação e erosão, formando superfícies estratigráficas de caráter regional. Kraus & Bown (1986) definiram esses períodos de estase, marcados pela ausência de deposição e erosão, com predominância da pedogênese. Estes autores também afirmaram que a maior produção de sedimento se dá em fases climáticas mais úmidas, transportado pelos sistemas fluviais efêmeros e pequenos corpos marginais (depósitos de inundação), em razão da limitada disponibilidade e baixa capacidade de transporte pelo vento.

Ao mesmo tempo em que aumentavam as taxas de suprimento de sedimentos nos períodos mais úmidos, diminuía a disponibilidade e a mobilidade desses sedimentos, em conseqüência do aumento dos índices de precipitação, que elevavam o nível médio do lençol freático e propiciavam o aumento da cobertura vegetal. Em períodos mais secos, o suprimento de sedimentos diminuía, porém os sedimentos retidos nos canais efêmeros passam a sofrer mobilização e transporte pelo vento. Nesses períodos de deflação eólica, os horizontes superficiais decapitados dos solos, também forneceram material ao transporte eólico. A freqüência dos eventos de deposição eólica pode estar associada diretamente aos depósitos dos canais efêmeros e depósitos de inundação.

Em síntese, tem-se que os depósitos de sistemas fluviais efêmeros contribuíram com o aporte externo de sedimento na bacia em climas úmidos, sendo estes posteriormente disponibilizados e retrabalhados pelo vento em climas mais secos. Esta fase mais úmida coincidiu com a pedogênese intensa e prolongada dos depósitos eólicos prévios. Na fase climática seca, o material foi transportado pelo vento no lençol de areia, perdendo parte dos fragmentos líticos e minerais instáveis, gerando os depósitos de marcas ondulados eólicas (Vilela & Basilici, 2009; Vilela, 2010 - **Figura 44**).

Os minerais mais instáveis, como os fragmentos líticos, foram facilmente fragmentados durante o transporte eólico, enquanto os grãos mais resistentes como o quartzo, se tornaram concentrados

progressivamente. Durante a sucessiva fase úmida, os depósitos eólicos foram pedogenizados e novamente perderam parte dos fragmentos líticos e elementos instáveis, aumentando a concentração de grãos de quartzo nos paleossolos (Vilela & Basilici, 2009; Vilela, 2010).

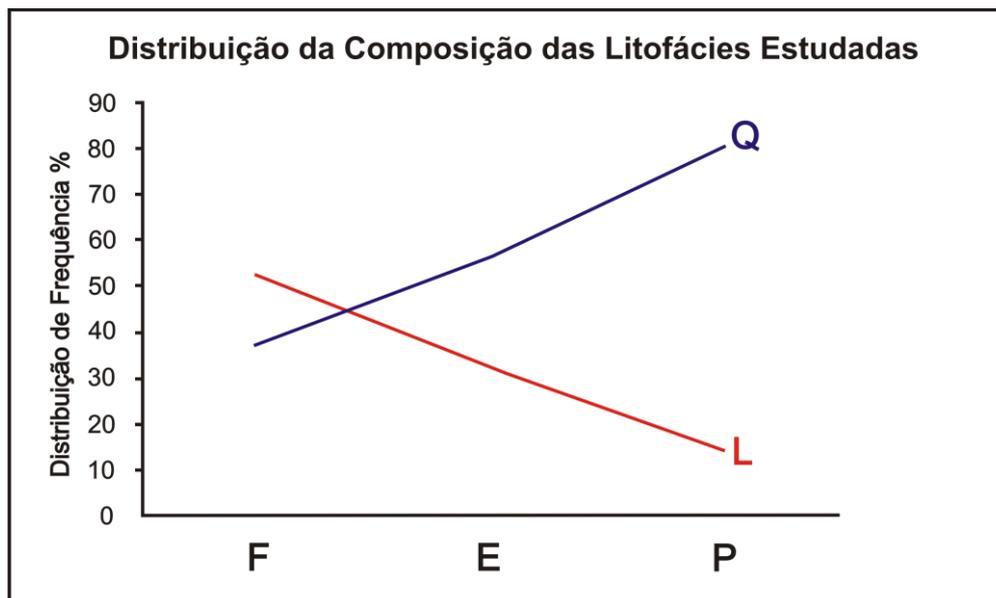


Figura 44. Distribuição da composição nas litofácies estudadas, sintetizando a evolução dos depósitos e paleossolos. F: Depósitos Fluviais, E: Depósitos Eólicos e P: Paleossolos. Nota-se o aumento percentual de grãos de quartzo na direção dos paleossolos e um decréscimo dos fragmentos líticos. Evidenciando o retrabalhamentos dos depósitos fluviais e a pedogênese dos depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas. Modificado de Basilici & Dal'Bó (2010), Vilela & Basilici (2009) e Vilela (2010).

4.2 Análise Paleoambiental da Formação Marília na região de Marília (SP)

Nesta porção mais a nordeste da Bacia Bauru, a Formação Marília, também se formou num extenso lençol de areia, que em fases mais úmidas com a estabilização da topografia, resultou em intensa pedogênese. Porém sua evolução paleoambiental se deu com algumas diferenças em comparação com a mesma Formação presente na região sul de Goiás.

Tratando das semelhanças, a alternância cíclica entre depósitos eólicos e paleossolos é verificada, no entanto os perfis de paleossolos são bem mais espessos. Os processos sedimentares e pedogenéticos se deram semelhantemente aos processos observados em Goiás. A fase de instabilidade topográfica permitiu a construção de depósitos de lençóis de areia dominado por marcas onduladas eólicas (Litofácies 1 e 2) e também ocorreram eventos de inundação periódica (Litofácies 2). Quanto a estes depósitos, observados no perfil 2, estes são mais bioturbado que os depósitos de mesma natureza presentes em Goiás, porém apenas bioturbações são observadas, não havendo o desenvolvimento de horizontes e estruturas de solos. Esta área possivelmente apresentava condições mais úmidas que permitiam a presença de vegetação esparsa e de animais bioturbadores, porém a alta taxa de sedimentação impediu a formação de um perfil de solo.

Em lâmina, estes depósitos mostram-se subarredondados a arredondados, de seleção moderada a boa e mais maduros mineralogicamente. Estes depósitos apresentam uma ligeira bimodalidade (Fryberger, 1979), que foi em parte destruída pela constante bioturbação do substrato. É interessante notar que apesar de ocorrerem fragmentos basálticos, estes são pequena percentagem, sendo que intraclastos argilosos e de calcário predominam, e subordinamento os fragmentos de feldspatos são comuns (**Figura 45A-B e 46B**).

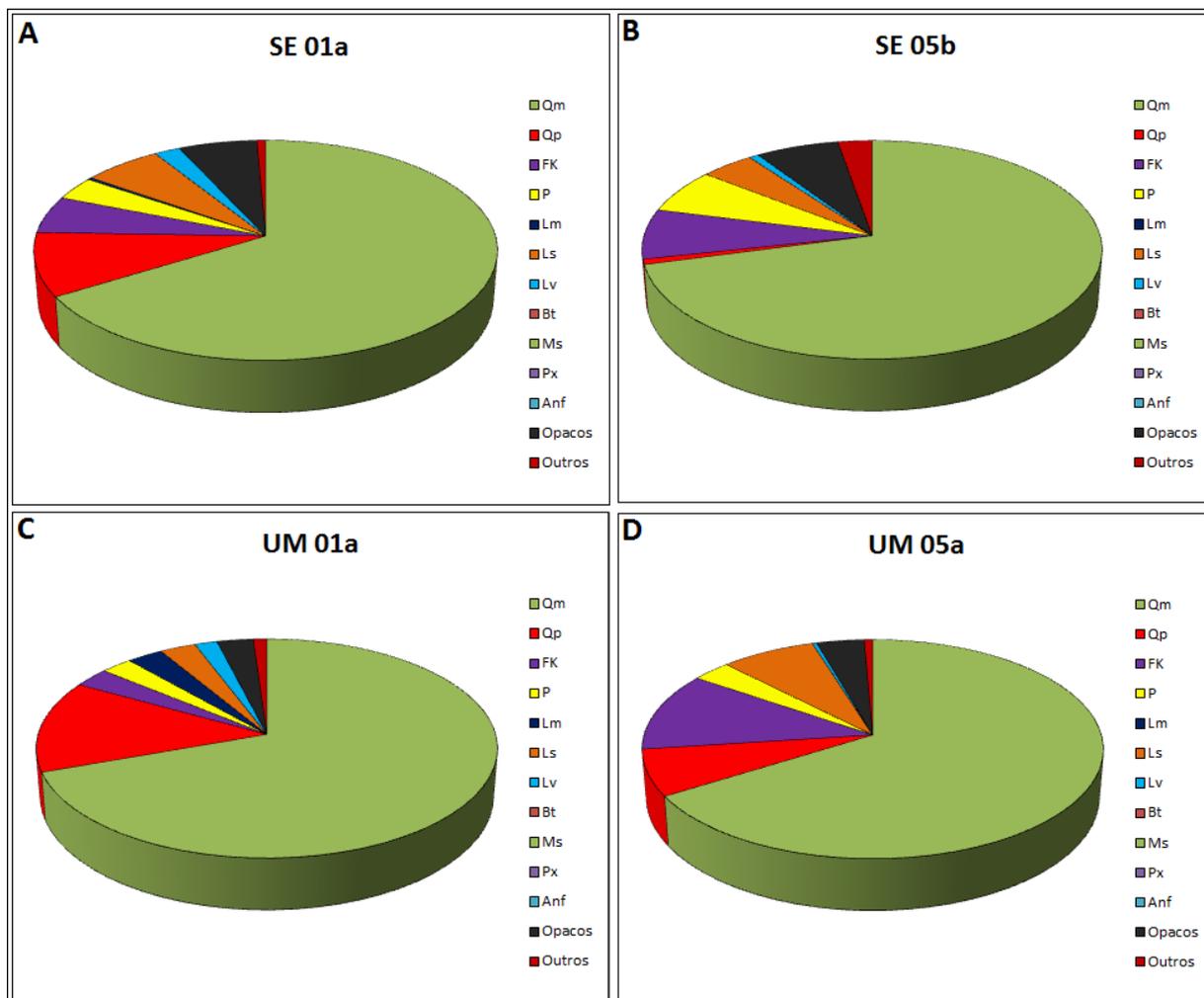


Figura 45. Variação composicional das lâminas analisadas: A) Lâmina SE 01a; B) Lâmina SE 05a; C) Lâmina UM 01a; D) Lâmina UM 05a; Qm: Quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; FK: Feldspato potássico; P: Plagioclásio; Lm: Fragmento metamórfico; Ls: Fragmento sedimentar; Lv: Fragmento vulcânico; Bt: Biotita; Ms: Muscovita; Anf: Anfibolios; Px: Piroxenios.

Assim, os depósitos eólicos foram grandemente produto do retrabalhamento no mesmo sítio deposicional, e receberam contribuição de múltiplas fontes, dada pela ocorrência de material variado como fragmentos líticos e a quantidade elevada de feldspato nesses depósitos e paleossolos. Rios efêmeros, vindo de regiões distintas, eram responsáveis por trazer este material variado, de diversas fontes.

Os paleossolos são essencialmente Aridissolos (perfil 3), sendo que apenas localmente encontrou-se no perfil 1 (paleossolos com *gleying*), solo típico hidromófico. Os perfis de Aridissolos são do tipo *compound* (Duchaufour, 1982) ou *multistorey* (Morrison, 1967), igualmente aos encontrados em Goiás. Sendo que a superposição de vários horizontes B diferentes é uma evidência dos eventos cíclicos de deposição eólica, pedogênese e nova deflação eólica.

As características mineralógicas e texturais presentes nos paleossolos permitem que se conclua que estes tiveram origem parental na litofácies *Arenito com laminações plano-paralelas* – depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas (Litofácies 1), da mesma forma como ocorre em Goiás. Isto é verificado quando se compara as percentagens de grãos de quartzo nas lâminas que representam os paleossolos (Lâminas com sigla UM) com as percentagens das lâminas que representam depósitos eólicos (Lâminas como sigla SE). Os aspectos texturais tais como arredondamento, e a proporção de minerais instáveis e

estáveis (maturidade mineralógica) também são muito semelhantes. As lâminas representantes dos paleossolos seguem a característica das representantes dos depósitos eólicos, possuindo fragmentos de litoclastos argilosos e feldspatos.

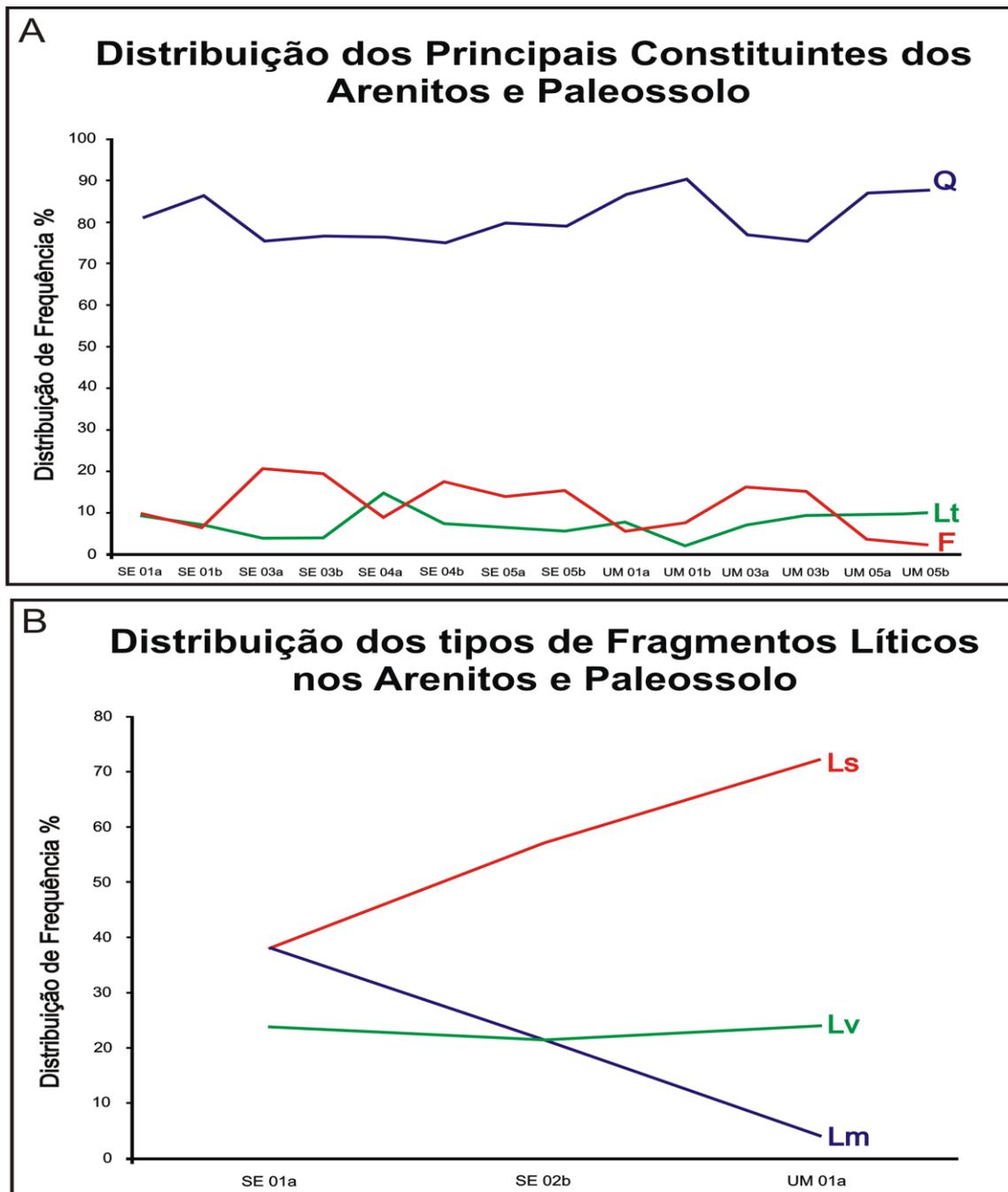


Figura 46. Distribuição da composição dos arenitos e paleossolos estudados: A) Distribuição dos principais constituintes e B) distribuição dos tipos de fragmentos líticos. Notar a pequena quantidade de fragmentos vulcânicos e a alta quantidade de fragmentos sedimentares. Notar também que os grãos de feldspatos são mais frequentes que os fragmentos líticos. Q: Quartzo, F: Feldspato, Lt: Líticos Totais, Ls: Líticos Sedimentares, Lv: Líticos Vulcânicos e Lm: Líticos Metamórficos.

Não foram encontrados depósitos de canais efêmeros, porém observaram-se num perfil de pouco mais de 12 m (perfil 1 – Figura 37), depósitos de *playa lake*, característicos de regiões com lençol freático alto (Litofácies 3 a 5), alternado com um paleossolo de características hidromórficas (*gleying*). Essas regiões são geralmente áreas mais deprimidas, muitas vezes afetadas pela subsidência e/ou aumento significativo do

nível freático, que em resultado da menor taxa de sedimentação e principalmente mudanças climáticas, resultam em porções mais úmidas, as quais não disponibilizam os sedimentos para o transporte eólico (Kocurek & Havholm, 1993).

Nessas regiões podem ocorrer inundações de fluxos efêmeros vindos de fora ou mesmo internamente ao erg, e essas inundações e o nível freático alto, podem produzir lagos efêmeros em períodos de grande umidade. Diversas estruturas podem ser geradas na deposição de sedimentos nestes ambientes lacustres efêmeros. Estruturas de depósitos de inundações, como as estratificações cruzadas de base côncava, as estruturas de escavação-e-preenchimento e a presença de lamina de pelito depositado por decantação. Marcas de ondas geradas por fluxo combinado (Evans, 1941; De Raaf *et al.* 1977; Kocurek, 1981; Mountney, 2006; Yamaguchi & Sekiguchi, 2010), também podem ser geradas, em porções mais rasas do lago, em consequência das ondas geradas pelo vento constante. Estruturas de adesão também são comuns nestes ambientes lacustres efêmeros (Hummel & Kocurek, 1984), na interface entre a área de acumulação úmida e sedimentação proveniente de fonte de areia seca.

Portanto conforme o esquema a baixo, a Formação Marília na região de Marília, em sua parte superior, pode ser litoestratigraficamente correlacionada com as porções estudadas em Goiás. Os paleossolos de clima semiárido, Aridissolos, se alternam com depósitos eólicos com laminações plano-paralelas, sendo que em Goiás os depósitos eólicos são mais espessos, e em Marília, quando ocorrem são apenas pacotes pouco espessos com laminações plano-paralelas “fantasmas”. Estas características indicam que as condições climáticas nessas regiões foram análogas, no entanto, as condições de pedogênese foram mais severas na região da cidade de Marília, resultando na destruição de boa parte dos depósitos pela pedogênese. Na parte intermediária, os depósitos eólicos foram alterados por bioturbação, mas a alta taxa de sedimentação impediu o desenvolvimento de um perfil de solo espesso (**Figura 47**).

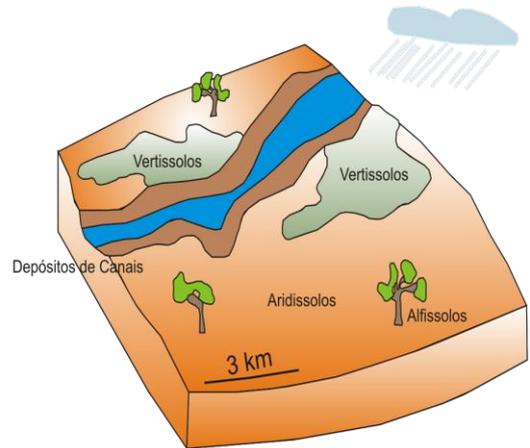
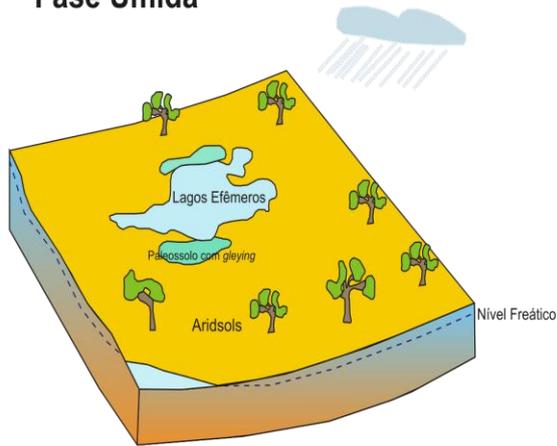
A porção inferior da Formação Marília na região da cidade de Marília mostra-se diferenciada, nas condições climáticas e sedimentares, quando comparada com a porção desta Formação estudada em Goiás. Esta parte é interpretada como uma porção do lençol de areia, apresentando condições de maior umidade, em decorrência do nível freático alto (**Figura 47**). Em momentos de grande umidade, ocorriam inundações, e a formação de solos hidromórficos. Em momentos mais secos, os depósitos eram retrabalhados e depositados como arenitos com lâminas plano-paralelas e/ou estruturas de adesão. Nesta porção houve o predomínio da fase de instabilidade do lençol de areia e o aumento do nível freático, gerando um maior espaço de acomodação, verificado pelos depósitos preservados serem bem espessos, enquanto que na região de Goiás, houve uma maior ciclicidade entre as fases de estabilidade e instabilidade do lençol de areia eólico.

REGIÃO DE MARÍLIA

REGIÃO DE GOIÁS

Fase Úmida

Fase Úmida



Fase Seca

Fase Seca

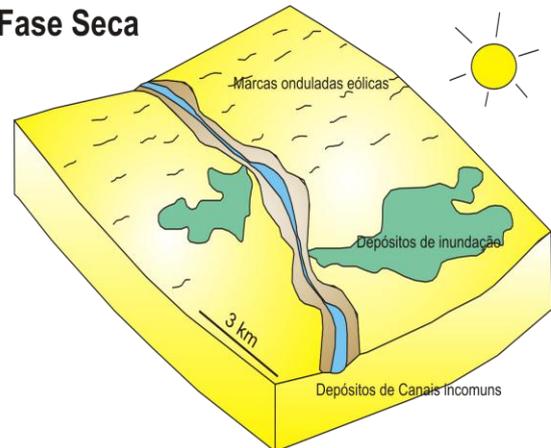
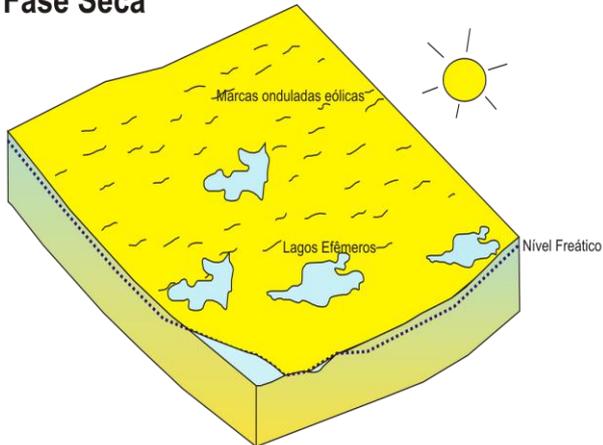


Figura 47. Esquema que sintetiza o paleoambiente da Formação Marília nas regiões de Marília (SP) e Goiás. Em São Paulo e em Goiás depósitos eólicos e paleossolos Aridissolos alternavam-se ciclicamente.

Capítulo 5. Considerações Finais

A Formação Marília na porção Sul de Goiás, caracteriza-se pela alternância cíclica e temporal entre depósitos e paleossolos. Predominam depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas cavalgante translante subcrítica (*subcritically climbing translant strata*), e paleossolos do tipo Aridissolos. Os depósitos arenosos caracterizam um paleossistema de lençóis de areia eólica, sendo que em fases mais úmidas, foi possível a deposição de sedimentos de sistemas fluviais efêmeros e depósitos de inundação, bem como a formação dos paleossolos. Fatores como o suprimento de areias de granulometria grossa, superfícies cimentadas, nível freático alto e cobertura vegetal, inibiram a formação de dunas com face de avalanche e permitindo a deposição das areias com marcas onduladas eólicas de baixo-ângulo. O clima foi o principal fator de controle na formação dos depósitos eólicos e Aridissolos. As características petrográficas auxiliaram na construção de um modelo de distribuição de sedimento neste lençol de areia. Os poucos depósitos de rios efêmeros foram responsáveis pelo aporte primário no sítio deposicional. Em seguida, numa fase climática seca, o material arenoso foi transportado pelo vento no lençol de areia, perdendo parte dos fragmentos líticos e demais minerais instáveis. Sucessivamente, na fase úmida os depósitos eólicos foram pedogenizados e os fragmentos líticos e elementos instáveis foram eliminados, aumentando a concentração observada nos paleossolos de grãos de quartzo. As paleocorrentes em conjunto com a análise composicional de conglomerados permitiram concluir que os paleofluxos tinha direção para Norte/Nordeste, e a área fonte provavelmente foram os basaltos da Formação Serra Geral e os arenitos da Formação Botucatu.

Na região Centro-Oeste do Estado de São Paulo, próximo às cidades de Marília e Echaporã, os dados de campo e petrográfico permitiram traçar as diferenças bem como as semelhanças entre as diferentes porções da Formação Marília das áreas de estudo. O registro geológico apresenta a alternância cíclica entre depósitos eólicos e paleossolo, e a superposição de vários horizontes B de paleossolos. A constante deflação eólica erodiu e retrabalhou os paleossolos, gerando depósitos areníticos eólicos, e estes posteriormente foram pedogenizados. A análise petrográfica das rochas detríticas e paleossolos da Formação Marília na região da cidade de Marília (SP), mostrou que nos aspectos gerais como granulometria, seleção e arredondamento, as áreas de estudo se assemelham, no entanto em Marília, diferem composicionalmente, possuindo menos fragmentos líticos e mais grãos de feldspatos, evidenciando a proveniência de múltiplas fontes.

Foi verificado em campo que as condições climáticas nas duas áreas de estudo eram análogas, porém a pedogênese foi mais severa nos depósitos da região de Marília. Também se verificou que a porção inferior da Formação Marília na região de Marília, mostra que houve condições mais úmidas do lençol de areia, devido o nível freático alto, que produziram depósitos de *playa lake*, em momentos de instabilidade do lençol de areia eólico.

Referências

- Ahlbrandt, T. S.; Andrews, S.; & Gwynne, D. T. 1978. Bioturbation in eolian deposits, *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 839–848.
- Ahmad, N. 1983. Vertisols. In: L. P. Wilding; N. E. Smeck & G. F. Hall (Eds.). Pedogenesis and soil taxonomy: II. The soil orders. Elsevier, *Amsterdam*, 91-123.
- Almeida, F. F. M. de & Barbosa, O. 1953 Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. *Bol.Div. Geol.Min. (Rio de Janeiro)*, DNPM, 143, 1-96.
- Bagnold, R. A., 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London. 265p.
- Barcelos, J. H. 1984. *Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do estado de São Paulo*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 190p.
- Barroso, A. S. & Carvalho, M. D. 1994. Instruções para preenchimento de planilhas litológicas. In: *Apostila Petrobrás*, 44p.
- Basilici, G.; Ladeira, F. S. B.; Dal Bó, P. F. F. 2007. Aeolian/fluvial and paleosol climatic sequences in an ancient sand sheet: Marília Formation, Late Cretaceous of the Bauru Basin, Brazil. In: International Association of Sedimentologists Meeting, 25, Patras, Abstracts, p.49.
- Basilici, G.; Dal Bó, P. F. F. & Ladeira, F. S. B. 2009. Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília Formation (NW Bauru Basin, Brazil). *Sedimentology*, **56**: 1876–1904.
- Basilici, G. & Dal’Bó, P. F. F. 2010. Anatomy and controlling factors of a Late Cretaceous Aeolian sand sheet: The Marília and the Adamantina formations, NW Bauru Basin, Brazil, *Sedimentary Geology*, **226**: 71-39.
- Batezelli, A. 2003. *Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 183p.
- Batezelli, A.; Saad, A. R.; Perinotto, J. A. J.; Fúlfaro, V. J. 2006. Análise estratigráfica aplicada à porção norte e nordeste da Bacia Bauru (*Cretáceo Superior*). *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 253-268.
- Birkeland, P. W. 1999. *Soils and Geomorphology*. 3.ed., Oxford University Press, New York, 430pp.
- Blair, T. C. 2003. Features and origin of the giant Cucomungo Canyon alluvial fan, Eureka Valley, California. *Geological Society of America Special Paper* **370**: 105–125.
- Breed, C.S.; McCauley, J.F. & Davis, P.A., 1987. Sand sheet of the eastern Sahara and ripples blankets on Mars. In: L. Frostick & I. Reid (Eds.), Desert sediments: ancient and modern. *Geological Society of America Special Publication*, **35**: 337-359.
- Carvalho, I. S.; Ribeiro, L. C. B. & Avilla, L. S. 2004. *Uberabasuchus terrificus* sp. nov., a new Crocodylomorpha from the Bauru Basin (Upper Cretaceous), Brazil. *Gondwana Research*, **7**: 975-1002.
- Carvalho, I. S.; Campos, A. C. A. & Nobre, P. H. 2005. *Baurusuchus salgadoensis*, a new Crocodylomorpha from the Bauru Basin (Cretaceous), Brazil. *Gondwana Research*, **8**: 11-30.
- Catt, J. A. 1990. Paleopedology manual. *Quaternary International*, **6**: 1-95.
- Coimbra, A. M.; Coutinho, J. M. V.; Brandt Neto, M.; Rocha, G. A. 1981. Lavas fonolíticas associadas ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. In: Simpósio Regional de Geologia, 3., 1981, Curitiba. Atas. São Paulo: *Sociedade Brasileira de Geologia*, **1**: 324-327.
- Curtis, C. D. 1985. Clay mineral precipitation and transformation during burial diagenesis. *A Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **315**: 91-105.

- Dal'Bó, P. F. F. 2008. *Inter-relação paleossolos e sedimentos em lençóis de areia eólica da Formação Marília (Noroeste da Bacia Bauru)* Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências (Unicamp), Campinas, 99p.
- Dal' Bó, P. F. F.; Basilici, G; Angelica, R. S. & Ladeira, F. S. B. 2009. Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet paleoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil), *Cretaceous Research*, **30**: 659-675.
- Dal'Bó, P. F. F.; Basilici, G & Angélica, R. S. 2010. Factors of paleosol formation in a Late Cretaceous eolian sand sheet paleoenvironment, Marília Formation, Southeastern, Brazil, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **292**: (1-2), 349-365.
- De Raaf, J. F. M.; Boersma, J. R. & Van Gelder, A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**: 451-483.
- Dias-Brito, D.; Musacchio, E. A.; Castro, J. C.; Maranhão, M. S. A. S.; Suarez, J.M. & Rodrigues, R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos, *Revue de Paléobiologie*, **20**: (1), 245–304.
- Dorado, A. C. 1989. *Petrografia básica: texturas, clasificación y nomenclatura de rocas*. Editora Paraninfo.143pp.
- Duchaufour, P. 1982. *Pedology: pedogenesis and classification*. London: George Allen & Unwin, 187pp.
- El-Baz, F.; Maingue, M. & Robinson, C. 2000. Fluvio-aeolian dynamics in the north-eastern Sahara: the relationship between fluvial/aeolian systems and ground-water concentration. *Journal of Arid Environments*, **44**: 173-183.
- Evans, O. F. 1941. The classification of wave-formed ripple marks. *Journal of Sedimentary Research*, SEPM: Society for Sedimentary Geology, **11**: (1), 37-41.
- Fernandes, L. A. & Coimbra, A. M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **68**: (2), 195–205.
- Fernandes, L. A. 1998. *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 216p.
- Fernandes L.A. & Coimbra A. M. 1999. Paleocorrentes da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). In: UNESP/Rio Claro, Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, *Boletim*, 51-57.
- Fernandes, L. A. & Coimbra, A. M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: (4), 717-728.
- Fernandes, L. A. & Basilici, G. 2009. Transition of ephemeral palustrine to aeolian deposits in a continental arid and semi-arid environment (Upper Cretaceous Bauru Basin, Brazil). *Cretaceous Research*, **30**: 605-614.
- Ferreira-Júnior, P. D. & Castro, P. T. A. 2001. Associação vertical de fácies e análise de elementos arquiteturais: concepções concorrentes e complementares na caracterização de ambientes aluviais. *Revista Eletrônica de Ciências da Terra*. Geosciences On-line Journal. GEOTIC – Sociedade Geológica de Portugal, vol 1, n1.
- Fioriti, L. S. 2008. *Proveniência e mecanismos deposicionais de arenitos de sistemas de água profunda: formações Portezuelo del Tontal e Punta Negra (San Juan, Argentina)*. In: Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geociências, Campinas: Universidade de Campinas, 107p.
- Folk, R. L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rock*. Hemphill Publishing Company Austin. 179pp.
- Fryberger, S. G.; Ahlbrandt, T. S. & Andrews, S. 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle aeolian 'sand sheet' deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**: 733-746.
- Fryberger, S. G.; Al-Sari, A. M.; Clisham, T. J.; Rizvi, S. A. R.; Al-Hinai, K. G. 1984. Wind sedimentation in the Jafurah sand sea, Saudi Arabia: *Sedimentology*, **31**: 413-431.
- Fryberger, S. G. & Schenk, C. J. 1988. Pinstripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, **55**: 1-15.

- Fryberger, S. G. 1990a. Great Sand Dunes depositional system—an overview, In: S. G. Fryberger; L. F. Krystinik, & C. J. Schenk, (Eds.), *Modern and Ancient Aeolian Deposits: Petroleum Exploration and Production: SEPM*, Denver, 1-9.
- Fryberger, S. G. 1990b. Role of water in eolian deposition, In: S. G. Fryberger; L. F. Krystinik, & C. J. Schenk, (Eds.), *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production: SEPM*, Denver, 5-11.
- Fryberger, S. G. 1990c. Coastal eolian deposits of Oregon, USA, Guerrerro Negro, Mexico and Jafurah Sand Sea, Saudi Arabia, In: S. G. Fryberger; L. F. Krystinik, & C. J. Schenk, (Eds.), *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production: SEPM*, Denver, 11-15.
- Fryberger, S. G. 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. In: C. P. North & D. J. Prosser (Eds.), *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, Geological Society, Special Publication, **73**: 167-197.
- Fúlfaro, V. J.; Perinotto, J. A. J. & Barcelos, J. H. 1994. A margem goiana do Grupo Bauru: implicações na litoestratigrafia e paleogeografia. In: *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 3, Rio Claro, Boletim, 81-84p.
- Fúlfaro, V. J. & Perinotto, J. A. J. 1996. A Bacia Bauru: estado da arte. In: *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 4, Águas de São Pedro, Boletim, 297-303p.
- Fúlfaro, V. J.; Etchebehere, M. L. C.; Perinotto, J. A. J.; Saad, A. R. 1999. Santo Anastácio: um Geossolo cretácico na Bacia Caiuá. In: *Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, *Simposio sobre el Cretácico de América del Sur*, 1, Serra Negra. Boletim, 125-130p.
- García-Hidalgo, J. F.; Temiño, J. & Segura, M. 2002. Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero Basin (Spain): origin and development of an eolian system in a temperate zone: *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 30–39.
- Goldberg, K. & Garcia, A.J.V. 2000. Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **21**: 241-254.
- Gravina, É. G.; Kafino, C. V.; Brod, J. A.; Boaventura, G. R.; Santos, R. V.; Guimarães, E.; Jost, H. 2002. Proveniência de arenitos das Formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo do Bandeira: Implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: (4), 545-558.
- Greenlee, G. M. 1981. *Guidebook for use with soil survey reports of Alberta provincial parks and recreation areas*. Alberta Research Council (Edmonton, Alta.) 66pp.
- Harms, J. C. 1969. Hydraulic significance of some sand ripples. *Bull. geol. Sor. Am.* **80**: 363-396.
- Harms, J. C. 1975. Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In: J. C. Harms, J. B. Southard, D. R. Spearing & R. G. Walker (Eds.), *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*, Lecture notes for S.E.P.M. short course no. 2, 81-102. Dallas, Texas.
- Harwood, G. 1988. Microscopic techniques: II. Principles of sedimentary petrography. In: Tucker M. (ed.) *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science, 108-173p.
- Henrique, A. 2005. *Análise faciológica de depósitos de plataforma dominada por tempestade: a Formação Portezuelo del Tontal, margem gondwanica ocidental (Ordoviciano Médio-Superior, Pré-Cordilheira Argentina)*. In: Trabalho de conclusão de curso, Instituto de Geociências (Unicamp).
- Hummel, G. & Kocurek, G. 1984. Interdune areas of the back-Island dune field, North Padre Island, Texas: *Sedimentary Geology*, v. 39, p. 1–26.
- Hunter, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**: 361-387.
- Kahn, J. S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. 1. On the measurement of packing in sandstones. *Journal of Geology*, **64**: 385-395.
- Kocurek, G. 1981, Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands: *Sedimentology*, **28**: 753–780.
- Kocurek, G. & Fielder, G. 1982. Adhesion Structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: (4), p. 1229-1241.

- Kocurek, G. & Nielson, J. 1986. Conditions favourable to the formation of warm-climate Aeolian sand sheets, *Sedimentology*, **33**: 795-816.
- Kocurek, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - Bounding surfaces revisited. In: G. Kocurek, Late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the western interior of the United States. *Sedimentary Geology*, **56**: 193-206.
- Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy — a conceptual framework. In: P. Weimer H. Posamentier (Eds.), Siliciclastic sequence stratigraphy. *Recent developments and applications: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **58**: 393–409.
- Kocurek, G. 1999. The aeolian rock record (Yes, Virginia, it exists, but it really is rather special to create one). In: A. Goudie & I. Livingstone, (Eds.), *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*, John Wiley, London, p. 239-259.
- Kocurek, G. & Lancaster, N. 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example, *Sedimentology*, **46**: 505-515.
- Kocurek, G. 2003. Limits on extreme eolian systems: Sahara of Mauritania and Jurassic Navajo Sandstone examples. In: M. A. Chan & A. W. Archer (Eds.) *Extreme depositional environments: mega end members in geological time*, Geological Society of America Special Paper **370**: 43-52.
- Krapf, C. B. E.; Stanistreet, I. G. & Stollhofen, H., 2005. Morphology and fluvio-aeolian interaction of the tropical latitude, ephemeral braided-river dominated Koigab Fan, north-west Namibia. In: M. D. Blum, S. B. Marriot, S. F. Leclair (Eds.), *Fluvial sedimentology VII: International Association of Sedimentologists Special Publication*, **35**: 99–120.
- Kraus, M. J. & Bown, T. M. 1986. Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. In: V.P. Wright (ed.). In: *Paleosols: their recognition and interpretation*, Blackwell, Oxford. 180-207p.
- Lancaster, N.; Greeley, R. & Christensen, P.R. 1987. Dunes of the Gran Desierto sand sea, Sonora, Mexico. *Earth Surface Processes and Landforms* **12**: 277-288.
- Lancaster, N. 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto sand sea. In: K. Pye & N. Lancaster (Eds.), *Aeolian Sedimentation, Ancient and Modern, IAS Spec. Publ.*, **16**: 71-83.
- Lancaster, N. 1994. Dune morphology and dynamics. In: A. D. Abrahams; A. J. Parson (Eds.), *Geomorphology of desert environments*. Chapman & Hall, London, 474-505pp.
- Langford, R. P. 1989. Fluvial-aeolian interactions: part I, modern systems. *Sedimentology*, **36**: 1023-1035.
- Langford, R. P. & Chan, M. A. 1989. Fluvial-aeolian interactions: part II, ancient systems. *Sedimentology* **36**: 1037-1051.
- Loope, D. B. & Abegg, F. E. 2001. Recognition and geologic preservation of ancient carbonate eolianites. In: F.E. Abegg, P.M. Harris & D.B. Loope (Eds.), *Modern and Ancient Carbonate Eolianites: Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Diagenesis*, SEPM Spec. Publ., **71**: 3–16.
- Mack, G. H. & James, W. C. 1994. Paleoclimate and the global distribution of paleosols. *The Journal of Geology*, **102**: 360-366.
- Miall, A. D. 1985. *Principles of sedimentary Basin Analysis*. 2º ed, Springer-Verlag, New York, 490pp.
- Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**: (4), 261-300.
- Miall, A. D. 1988a. Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, **55**: (2), 233-262.
- Miall, A. D. 1988b. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, **72**: (6), 682-697.
- Miall, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag, Berlin. 582 pp.
- Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás* **15**: 265–287.

- Morrison, R. B. 1967. Principles of Quaternary soil stratigraphy. In: R. B. Morrison & H. E. Wright (Eds.), *Means of Correlation of Quaternary Successions*. International Union for Quaternary Research, **9**: 1-69.
- Mountney, N. P. 2006. Aeolian facies model. In: H. W. Posamentier & R. G. Walker (Eds.) *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **84**: 19-83.
- Newton, R. S. 1968. Internal structure of wave-formed ripple marks in the nearshore zone. *Sedimentology*, **11**: 275-292.
- Nichols, G. 2006. Chapter 8: Arid continental depositional environments. In: *Sedimentology and Stratigraphy*. p. 96-110.
- North, C. 1996. The prediction and modeling of subsurface fluvial stratigraphy. In: P. A. Carling & M. R. Dawson (Eds.), *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. John Wiley & Sons, Chichester, 395-519pp.
- Oliveira, F. O. 2005. *Análise Estratigráfica da Formação Sergi, Campo de Fazenda Bálsamo, Bacia do Recôncavo, Bahia*. Tese de Mestrado em Geologia - Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 191p.
- Olsen, H.; Due, P. H. & Clemmensen, L. B. 1989. Morphology and genesis of asymmetric adhesion warts—a new adhesion surface structure. *Sedimentary Geology*, **61**: 277-285.
- Retallack, G. J. 2001. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Allen and Unwin, London, 520p.
- Riccomini, C. 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **27** (2): 153-162.
- Rust, R. H., 1983. Alfisols. In: L. P. Wilding; N. E. Smeck, G. F. Hall (Eds.), *Pedogenesis and soil taxonomy II. The soil orders*. Developments in soil science 11B. Elsevier, *Amsterdam*, pp. 253-281.
- Schaetzl, R. J. & Anderson, S. N. 2005. *Soils: genesis and geomorphology*. University Press, Cambridge, 832 p.
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B.; Fúlfaro, V. J.; Sobreironeto, A. F. 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Rev. Bras. Geoc. (São Paulo)*, **10**: (3), 177-185.
- Soil Survey Staff, 2006. Keys to soil taxonomy, 10ed. *U.S. Department of Agriculture, Natural Resource Conservation Service*, Washington, D.C.. 332 pp.
- Tucker, M. E. 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3ed. Malden: Blackwell Science, London, 260p.
- Vilela, P. C & Basilici, G. 2009. Uso da Análise Petrográfica na Interpretação dos processos de aporte e distribuição de sedimento em sistemas eólicos de lençol de areia: Formação Marília (Cretáceo Superior), In: XI Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, *Anais do Simp. de Geologia do Sudeste*, p.46.
- Vilela, P. C. 2010. Características Petrográficas de Depósitos e Paleossolos de Ambientes Desérticos: Formação Marília (Cretáceo Superior) na Região Sul de Goiás. In: *Anais do X Congresso Nacional de Iniciação Científica*.
- Walker, R.G. 2006. Facies models revisited: introduction. In: *Facies models revisited* (Eds) H.W. Posamentier & R.G. Walker). Society for Sedimentary Geology, Special Publication, (84), 1-19.
- Yamaguchi, N. & Sekiguchi, H. 2010. Effects of settling and preferential deposition of sediment on ripple roundness under shoaling waves. *Journal of Sedimentary Petrology*, **80**: 781-790.
- Zaher, H.; Pol, D.; Carvalho, A. B.; Riccomini, C.; Campos, D.; Navas, W. 2006. Re-description of the cranial morphology of *Mariliasuchus amarali*, and its phylogenetic affinities (Crocodyliformes, Notosuchia). *American Museum Novitates* **3512**: 1-40.
- Zalán, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J. C. J.; Marques, A.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Zanotto, O. A. 1991. Bacia do Paraná. In: G. R. Gabaglia, E. J. Milani, (Eds), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Petrobrás: Rio de Janeiro, 135-168p.