

INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DA FORMAÇÃO MARÍLIA NA PORÇÃO NOROESTE DA BACIA BAURU: RELAÇÕES ENTRE SEDIMENTAÇÃO E PALEOPEDOGÊNESE EM UM ANTIGO LENÇOL DE AREIA EÓLICA

Patrick Francisco Führ DAL' BÓ & Giorgio BASILICI

Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP.
Rua João Pandiá Calógeras, 51. Cx. Postal 6152. CEP 13083-970. Campinas, SP.
Endereços eletrônicos: patrickdalbo@ige.unicamp.br; basilici@ige.unicamp.br

Introdução
Área de Estudo
A Formação Marília na Porção Noroeste da Bacia Bauru
Paleossolos
Aridisols
Alfisols
Vertisols
Entisols
Depósitos
Arenito com Laminação Plano-Paralela
Arenitos Conglomeráticos
Arenito com Estratificação Cruzada Acanalada de Base Côncava
Reconstrução Paleambiental e Interpretação das Relações entre Sedimentos e Paleossolos
Considerações Finais
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO – A Formação Marília (Maastrichtiano), que aflora na porção noroeste da Bacia Bauru (estados de Goiás e Mato Grosso do Sul), é interpretada como um antigo sistema de lençol de areia eólica. A sucessão vertical estudada representa 170 m de espessura da Formação Marília, e é caracterizada por alternâncias de perfis de paleossolos, arenitos muito finos a médios e raros corpos de arenitos conglomeráticos. Quatro ordens de paleossolos foram identificadas: *Aridisols*, *Alfisols*, *Vertisols* e *Entisols*, que representam 66% do total da espessura da formação. Os depósitos foram individualizados em três litofácies: Arenito com laminação plano-paralela, Arenitos conglomeráticos e Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava. Arenito com laminação plano-paralela é a litofácies mais comum descrita na área de estudo; esta forma corpos com estratificação cavalgante transladante subcrítica e é atribuída à deposição de areias em marcas onduladas eólicas. Superfícies erodidas, atribuídas à deflação eólica, marcam o contato inferior desta litofácies com o topo de perfis de *Aridisols* e *Alfisols*, indicando importantes mudanças nas condições paleoambientais, que foram responsáveis por fases distintas de construção dos corpos geológicos. Períodos caracterizados por maior aridez paleoclimática foram determinantes à construção dos lençóis de areia, caracterizados por deposição eólica em amplas superfícies morfológicas instáveis e pouco vegetadas; enquanto que, períodos com maior disponibilidade hídrica assistiram à reativação de canais efêmeros com transporte e deposição fluvial e a expansão da cobertura vegetal que propiciava a estabilização da superfície morfológica e a consequente formação de solos sobre os depósitos eólicos. **Palavras-chave:** depósitos eólicos; paleossolos; lençóis de areia eólica; Formação Marília.

ABSTRACT – P.F.F. Dal' Bó & G. Basilici - *Paleoenvironmental interpretation of the Marília Formation in the northwestern portion of the Bauru Basin: Relationships between sedimentation and paleopedogenesis in an ancient eolian sand sheet.* The Marília Formation (Maastrichtian) along the outcropping belt in the northwestern portion of the Bauru Basin (Goiás and Mato Grosso do Sul states), is interpreted as an ancient eolian sand sheet. The studied vertical succession, ca 170 m thick, is made up of paleosols, very fine- to medium-grained sandstone and rare sandy conglomerate bodies. Four paleosol orders were identified: *Aridisols*, *Alfisols*, *Vertisols*, and *Entisols*. They represent 66% of the thickness of the Marília Formation. The deposits were discriminated in three lithofacies: Planar parallel laminated sandstone, Sandy conglomerates, and Scoured trough cross-stratified sandstone. The first, which forms bodies of sandstone characterized by subcritically climbing translant strata, is the most common lithofacies. Eroded deflation surfaces divide the upper boundary from *Aridisols* and *Alfisols* to wind-generated deposits and mark an important change in paleoenvironmental conditions. Two alternating phases, controlled by variations in the paleoclimate, characterized the paleoenvironment of the Marília Formation: an arid phase, marked by prevalent eolian deposition was responsible for the construction of the eolian sand sheet, and a more humid phase in which occurred intense and prolonged pedogenesis of the previous eolian deposits, as well as active fluvial transport and deposition. **Keywords:** eolian deposits; paleosols; eolian sand sheet; Marília Formation.

INTRODUÇÃO

Lençóis de areia eólica ocorrem em ambientes a levemente onduladas, nas quais não ocorrem dunas desérticos, e são caracterizados por morfologias planas com faces de avalanche (Bagnold, 1941). Kocurek &

Nielson (1986) estudaram 6 áreas deposicionais modernas de lençóis de areia eólica na América do Norte e listaram uma série de cinco fatores responsáveis à obstrução da construção de dunas nessas áreas: presença de sedimentos de granulação grossa (areia grossa a cascalhos), cimentação superficial, nível do lençol freático próximo à superfície, inundações periódicas e cobertura vegetal.

Os processos eólicos de sedimentação e erosão em ambientes de lençóis de areia eólica ocorrem preferencialmente em áreas caracterizadas por índices de precipitação inferiores a 250 mm/ano; áreas áridas segundo Köppen (1948), em regiões de clima quente (Kocurek & Nielson, 1986) ou frio (Koster, 1988). A ação efetiva do vento em remover e transportar sedimentos sobre o substrato arenoso inconsolidado é facilitada nessas áreas em virtude da escassa cobertura vegetal. A atuação de processos pedogenéticos responsáveis à formação de solos depende exclusivamente da interação entre dois fatores de controle: escassez de aporte sedimentar e estabilização da superfície morfológica (Lancaster, 1993). Como consequência da estabilização da superfície, é comum em sucessões sedimentares continentais dominadas por depósitos eólicos a ocorrência de feições pedogênicas intercaladas a estruturas biogênicas como pistas,

pegadas, escavações animais e rizólitos (Loope, 1988).

A Formação Marília, Neocretáceo da Bacia Bauru, exposta nos estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, foi anteriormente interpretada como produto de deposição de leques aluviais e sistemas lacustres efêmeros (Barcelos, 1984; Fulfaró et al., 1994; Batezelli, 2003; Batezelli et al., 2006) e recentemente revisada por Basilici et al. (2009) e Basilici & Dal' Bo (2010), que a reinterpretaram como um antigo lençol de areia eólica, caracterizado pela cíclica alternância vertical de depósitos eólicos e paleossolos.

O presente estudo tem por objetivo a caracterização paleopedológica e sedimentológica da Formação Marília, que aflora nos estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, visando a) o reconhecimento e descrição de diferentes tipos/perfis de paleossolos e litofácies, b) a definição das características genéticas dos paleossolos e sedimentos, e c) a definição de fatores paleoambientais que condicionaram os momentos de sedimentação e paleopedogênese. Para tal, foi estudada uma área com aproximadamente 15.000 km², entre os estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, na qual foram medidas 13 seções estratigráficas, por um total de 170 m de espessura. Os perfis de paleossolos representam 66% da frequência relativa de distribuição por espessura nas seções medidas, enquanto as litofácies respondem por 34%.

ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção noroeste da Bacia Bauru, entre os estados de Goiás e Mato Grosso do Sul, na faixa de afloramentos da Formação Marília (Figura 1A). Nesta porção da bacia afloram as formações Santo Anastácio, pertencente ao Grupo Caiuá (Fernandes & Coimbra, 1994), e Adamantina e Marília, unidades superiores do Grupo Bauru (Barcelos, 1984) (Figura 1B).

A Formação Marília foi reportada pela primeira vez na literatura por Almeida & Barbosa (1953), na ocasião estudando a então Série Bauru no estado de São Paulo, na região das serras de Santana, Itaqueri, São Carlos e Cuzuzinho. Barcelos (1984) e posteriormente Barcelos & Suguio (1987), em estudos sobre a distribuição das unidades do Grupo Bauru além do estado de São Paulo, ampliaram os limites então conhecidos da Formação

Marília no estado de São Paulo e Triângulo Mineiro, para áreas do sul de Goiás e nordeste de Mato Grosso do Sul. Segundo a proposição dos autores, as áreas de afloramento da Formação Marília estariam restritas às porções mais elevadas de escarpas e planaltos regionais, ao modo que, as rochas da Formação Adamantina ocupariam as porções topograficamente mais suavizadas e os fundos de vales. Na área de estudo, a Formação Marília possui uma espessura máxima de 190 m (CPRM, 2004), e é caracterizada por arenitos muito finos a grossos e raros depósitos de arenitos conglomeráticos. Os arenitos são bem selecionados, bem arredondados e exibem alta esfericidade, predominantemente constituídos por quartzo e, secundariamente, por fragmentos líticos de basalto e quartzito (Basilici et al., 2009; Basilici & Dal' Bo, 2010).

A FORMAÇÃO MARÍLIA NA PORÇÃO NOROESTE DA BACIA BAURU

Em campo, foram medidas 13 seções estratigráficas, com as respectivas localizações assinaladas na Figura 1A. A análise paleopedológica e a análise de fácies permitiram a identificação e a discriminação de quatro ordens de

paleossolos (*Aridisols*, *Alfisols*, *Vertisols* e *Entisols*) e três litofácies (Arenito com laminação plano-paralela, Arenitos conglomeráticos e Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava) (Tabela 1).

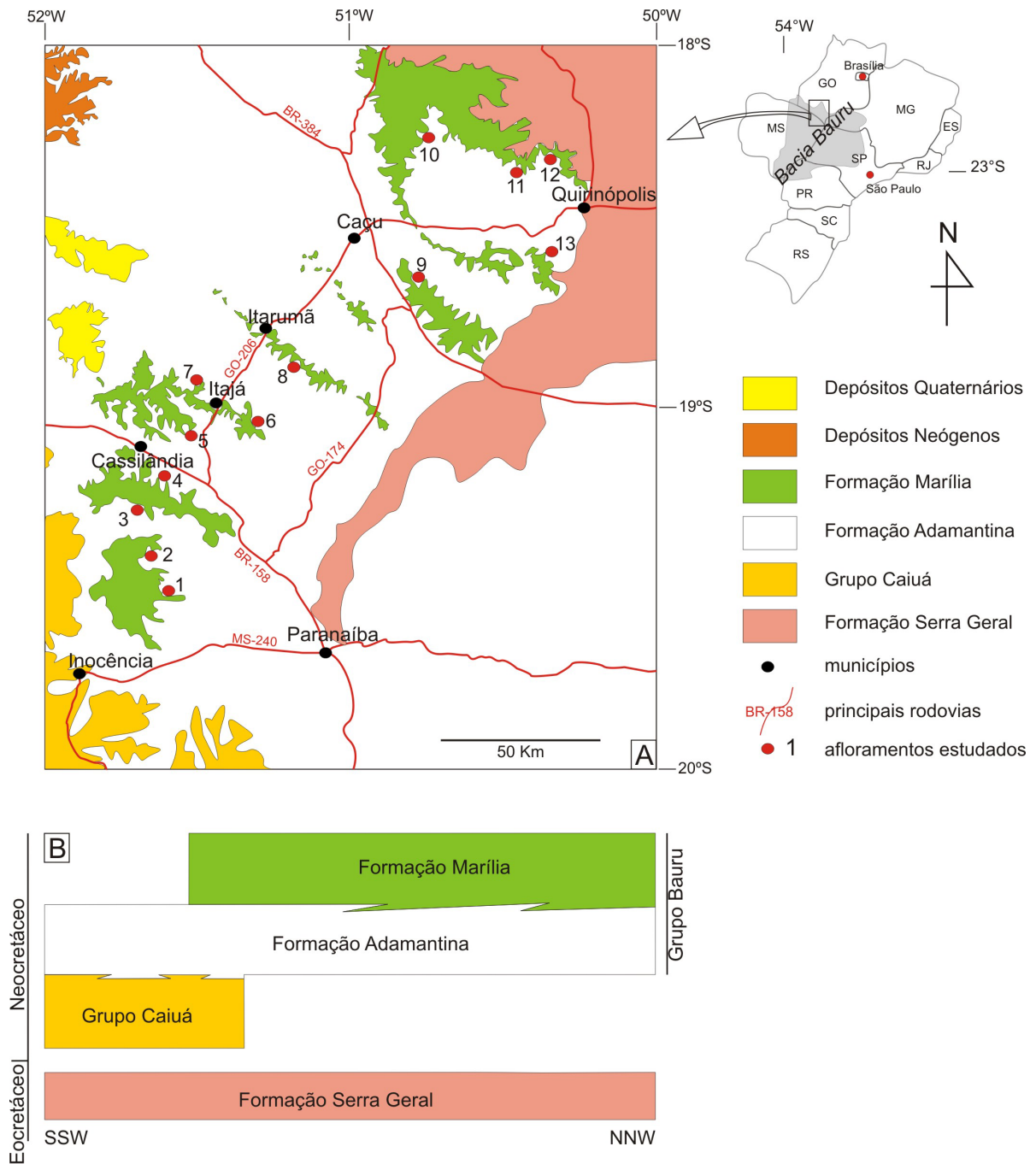


FIGURA 1. Localização da área de estudo na porção noroeste da Bacia Bauru.
A) Mapa geológico simplificado com a localização dos pontos estudados na Formação Marília (modificado de CPRM, 2004).
B) Relações estratigráficas entre as unidades na área de estudo (modificado de CPRM, 2004).

TABELA 1. Frequências relativas em porcentagem por espessura (170 m total medido) de paleossolos e litofácies no registro geológico.

Elementos	% Paleossolos	% Litofácies	% Total do Registro Geológico
<i>Aridisols</i>	84,5	-	55,8
<i>Alfisols</i>	10,7	-	7
<i>Vertisols</i>	2,7	-	1,8
<i>Entisols</i>	2,1	-	1,4
Arenito com laminação plano-paralela	-	68,5	23,3
Arenitos conglomeráticos	-	26	8,8
Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava	-	5,5	1,9
Total	-	-	100

PALEOSSOLOS

Os paleossolos foram identificados em campo com base no reconhecimento de feições diagnósticas como rizólitos, estruturas e horizontes de solo, e variações texturais entre os horizontes pedogênicos (Catt, 1990; Retallack, 2001). A descrição morfológica seguiu os critérios estabelecidos no *Soil Survey Manual* (Soil Survey Staff, 1993), e a taxonomia de horizontes e perfis está de acordo com o *US Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1999).

Aridisols

Os *Aridisols* correspondem ao tipo de paleossolo mais frequente na área de estudo; representam 84,5% da espessura dos paleossolos e 55,8 da espessura total da Formação Marília (Figura 2).

Os perfis apresentam espessuras variáveis de 0,3 m a 7 m. Em geral, os perfis exibem sequência de horizontes Bt/Btk/Bk(ou Bkm)/C(ou Ck). Poucos perfis apresentam o horizonte superficial A preservado; em muitos casos, a porção superior dos perfis é marcada por uma superfície erodida com concentração de seixos. As cores variam de vermelho (10R5/8), vermelho-claro (10R6/8) a bruno-avermelhado (10R4/6). As texturas arenosas são preponderantes, com granulação predominante de areia fina a média. As estruturas pedogênicas variam de acordo com os horizontes; em geral exibem estruturação forte, com alto grau de desenvolvimento e tamanhos grandes (Fotos 1 e 2).

Na superfície das estruturas pedogênicas podem ocorrer revestimentos de filmes pretos (N3) de oxi-hidróxidos de manganês e revestimentos de carbonato de cálcio.

Nos horizontes Btk, Bk, Bkm e Ck ocorrem nódulos de calcita, em sua maioria com organização

interna típica (indiferenciada) e por vezes com formas de halos e septárias. Os nódulos são macios a duros, brancos, possuem dimensões que variam de <1 cm a 5 cm de diâmetro, e formas subesféricas, elipsoidais, amigdaloidais e irregulares. Os halos são macios, brancos, pequenos (0,2 cm a 1 cm de diâmetro) e irregulares. As septárias são duras, bruno-avermelhadas, grandes (2 cm a 5 cm de diâmetro), elipsoidais ou irregulares e possuem um padrão de fraturas radiais preenchidas por calcita microcristalina.

Evidências de atividade biológica, atestadas por estruturas de bioturbação, ocorrem concentradas principalmente nos horizontes A e B. Em geral, estas correspondem a estruturas cilíndricas alongadas na vertical, com ramificações laterais e afinamento para a base, como os rizólitos, que podem atingir até 10 cm de comprimento e diâmetros que variam de 0,5 cm no topo a 0,2 cm na base das ramificações. Frequentemente, o preenchimento das bioturbações é composto por areia fina ou média e calcita espática.

A transição entre os horizontes é clara a gradual com superfície de separação ondulada a irregular. Quando a transição ocorre de forma abrupta e plana, essa é marcada pela intensa concentração de nódulos de calcita em um horizonte ou separada por superfícies erodidas com morfologia plana subhorizontal.

Aridisols são solos típicos de regiões semi-áridas e áridas, caracterizadas por índices de precipitação anuais inferiores a 500 mm (Nettleton & Peterson, 1983).

A disponibilidade hídrica limitada, onde a evapotranspiração frequentemente excede às precipitações, conduz ao retardo dos processos de alteração química dos perfis e favorece a ocorrência de horizontes subsuperficiais enriquecidos em minerais secundários

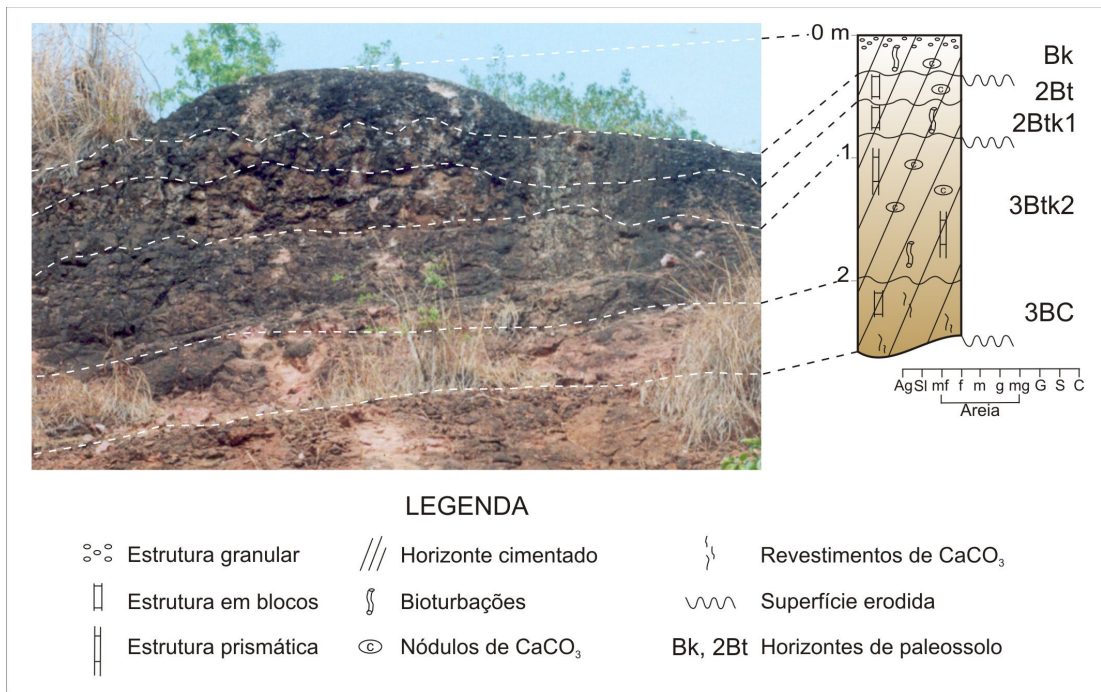


FIGURA 2. Perfil de *Aridisol* descrito próximo ao município de Itajá (GO). Ponto 7 na Figura 1A.



FOTO 1. Estrutura prismática muito grande, descrita em perfil de *Aridisol*. Ponto 7 na Figura 1A.



FOTO 2. Estrutura laminar incipiente, com 1 mm a 2 mm de espessura, descrita em perfil de *Aridisol*. Ponto 11 na Figura 1A.

e sais solúveis a profundidades menores que 1 m. Os *Aridisols* que apresentam horizontes com concentrações secundárias de carbonato de cálcio podem ser classificados como calcretes pedogênicos (Goudie, 1973) ou *Calcisols* (Mack et al., 1993).

Os calcretes pedogênicos são formados por horizontes bem diferenciados de acumulações secun-

dárias de CaCO₃, em escala macro- e microscópica. A progressiva acumulação de CaCO₃ nos perfis pedogênicos é indicada por diferentes estágios morfológicos (Gile et al., 1966; Bachman & Machette, 1977), que variam de acordo com a disponibilidade de íons de cálcio, atividade de organismos, relação entre precipitação/evapotranspiração, tempo de evolução e tipo de material de origem.

Nos perfis estudados, foram observados horizontes de calcrete pedogênico representativos dos seis estágios morfológicos característicos de paleossolos com texturas finas e médias.

O primeiro estágio evolutivo observado é marcado por acumulações incipientes de carbonato de cálcio, de aspecto pulverulento, com filamentos e revestimentos sobre as unidades estruturais e poucas impregnações em torno de raízes e grãos. No segundo estágio, o desenvolvimento dos solos conduziu a maior concentração de carbonatos por difusão e translocação, culminando com a formação de nódulos pequenos e irregulares, que não ultrapassam 10% em volume dos horizontes (Foto 3). O contínuo crescimento dos nódulos conduziu à formação de horizontes cimentados e endurecidos com nódulos coalescentes apresentando cimentação internodular por calcita espática (estágio III). O quarto estágio de evolução é marcado pela ocorrência de um horizonte petrocálcico Bkm com estruturas laminares menos espessas que <1 cm. No quinto estágio evolutivo, as estruturas laminares apresentam espessuras superiores a 1 cm e passam a ocorrer pisólitos de carbonato de cálcio. O último estágio (VI) é caracterizado pela ocorrência de pisólitos, diferentes gerações de lâminas e fragmentos angulares “brechosos” de carbonato de cálcio (Foto 4). Tal estágio foi reconhecido em horizontes petrocálcicos e, indica que as diferentes morfologias presentes nestes horizontes podem ser produto da ação de múltiplos episódios de exposição, erosão e recimentação.

Alfisols

Foi descrito apenas um perfil da ordem dos *Alfisols*, porém, os *Alfisols* representam 10,7% da espessura dos paleossolos.

O perfil possui 3,57 m de espessura, e apresenta sequência de horizontes Bt/Btk (Figura 3). As cores predominantes são vermelho (10R4/8), bruno-avermelhado (10R4/6) e vermelho-claro (10R7/8). A textura é arenosa, com granulação de areia fina nos horizontes superiores Bt e areia média nos horizontes inferiores Btk. As estruturas pedogênicas apresentam alto grau de desenvolvimento e tamanhos grandes. As estruturas dos horizontes Bt e Btk variam de grande a muito grande em blocos sub- e angulares, com estruturação secundária moderada de média a grande em blocos sub- e angulares.

Na superfície das estruturas pedogênicas podem ocorrer revestimentos de filmes pretos (N3) de oxihidróxidos de manganês e cerosidade, que é mais evidente nos horizontes Bt.

Nos horizontes Btk ocorrem nódulos de calcita, que exibem variações entre nódulos típicos e halos. Os nódulos típicos são macios a duros, brancos, e possuem dimensões que variam de <0,1 cm a 3,5 cm de diâmetro e formas subesféricas, elipsoidais e amigdaloidais. Os halos são macios, brancos, pequenos a médios (0,4 cm a 0,7 cm de diâmetro) e irregulares.



FOTO 3. Exemplo representativo da concentração de carbonato de cálcio em horizontes pedogênicos de *Aridisols*: estágio II de concentração, marcado por nódulos pequenos e irregulares, descrito no ponto 4 na Figura 1A.

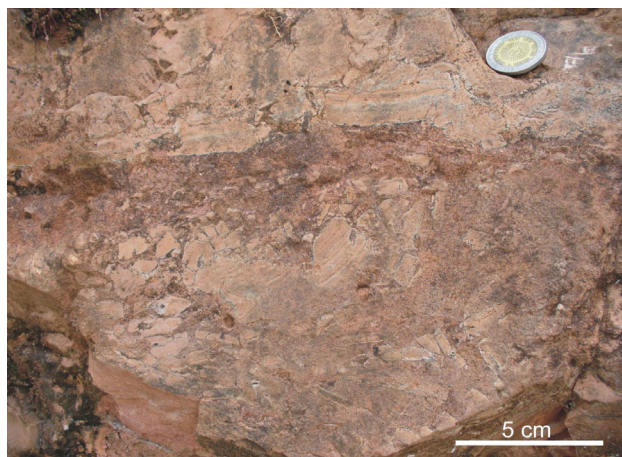


FOTO 4. Exemplo representativo da concentração de carbonato de cálcio em horizontes pedogênicos de *Aridisols*: estágio VI, horizonte petrocálcico com aspecto “brechoso”, devido a diversos fragmentos angulares de calcete, descrito no ponto 5 na Figura 1A.

Evidências de atividade biológica, atestadas por estruturas de bioturbação, ocorrem em todos os horizontes. As principais estruturas são os rizólitos, que formam tubos cilíndricos alongados na vertical e apresentam ramificações laterais com afinamento em direção a base das ramificações. Os diâmetros dos rizólitos variam de 1 cm a 1,2 cm no eixo principal e 0,4 cm a 0,6 cm nas ramificações, com comprimento máximo de 18 cm. As bioturbações estão preenchidas em sua maior parte por areia fina e calcita microcristalina.

A transição entre os horizontes ocorre principalmente de forma clara a gradual com superfície de separação ondulada.

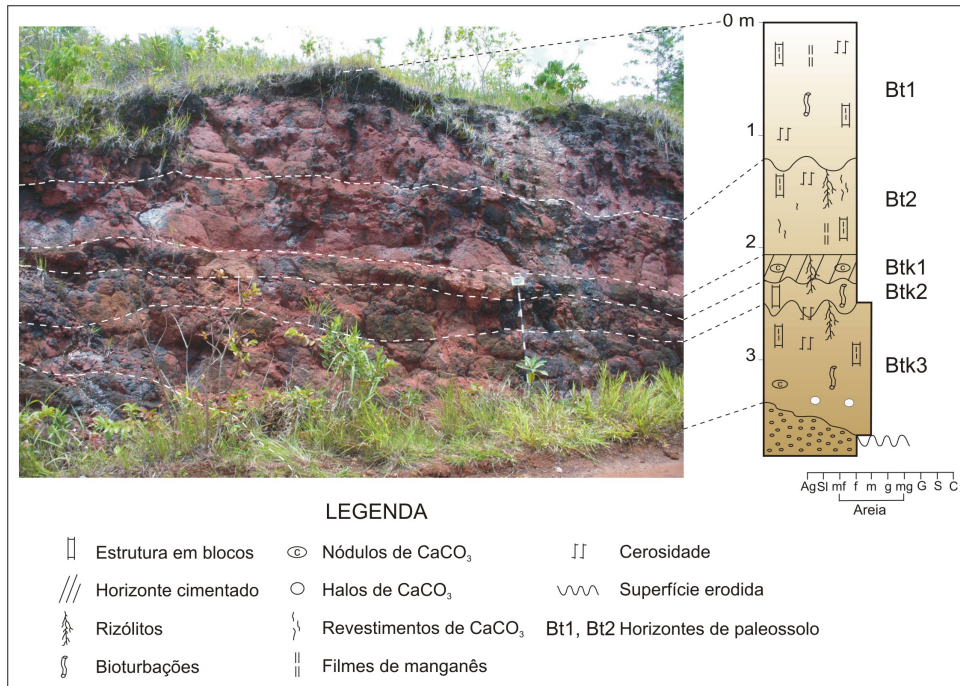


FIGURA 3. Perfil de *Alfisol* descrito próximo ao município de Itajá (GO). Ponto 7 na Figura 1A.

Alfisols são solos típicos de áreas florestadas e são caracterizados pela ocorrência de horizontes subsuperficiais Bt enriquecidos em conteúdo de argila iluvial e que apresentam saturação por bases igual ou superior a 35% (Soil Survey Staff, 1999). Em paleossolos, a saturação por bases pode ser obtida através de dois indicadores: o primeiro considera a ocorrência de um horizonte com nódulos de carbonato de cálcio em profundidade superior a 1 m a partir do topo do perfil (Retallack, 2001). O segundo indicador, que usa de índices de alteração química, é eficaz também a diferenciação entre esses perfis e perfis de *Ultisols*, que também possuem horizontes subsuperficiais Bt enriquecidos em argila iluvial. Segundo Sheldon et al. (2002), os horizontes B de *Alfisols* possuem relações molares entre os óxidos de cálcio, magnésio, potássio e sódio divididos por óxido de alumínio ($\sum \text{bases}/\text{Al} = ((\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3)$) maiores que 0,5, enquanto que, em *Ultisols* tal relação seria menor que 0,5.

O perfil analisado apresenta dois horizontes Bt ricos em argila iluvial (percentual de argila iluvial maior que 1% em área de lâminas delgadas) (Dal' Bo & Basili, 2010), possui um horizonte Btk1 com concentração de nódulos de carbonato de cálcio em profundidade superior a 1 m a partir do topo do perfil e todos os horizontes B exibem relações molares entre os óxidos de bases/alumina superiores ao índice de 0,5 (Figura 4), respondendo assim aos requisitos necessários à classificação deste perfil como *Alfisol*.

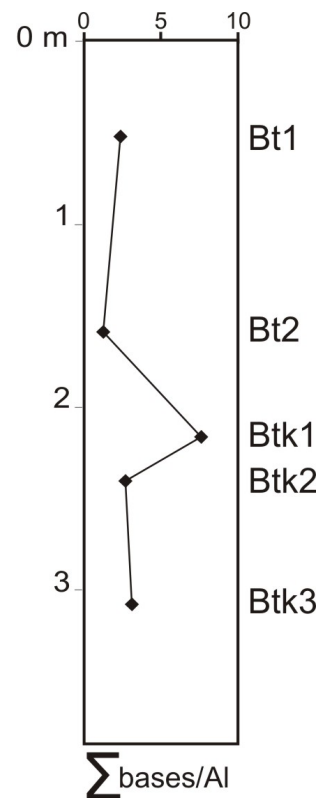


FIGURA 4. Relações molares entre os óxidos de Ca, Mg, K e Na divididos por óxido de Al em perfil de *Alfisol* descrito no ponto 7 na Figura 1A.

Vertisols

Os *Vertisols* representam 2,7% da espessura dos paleossolos nas seções medidas.

Os perfis possuem espessuras de 0,4 a 0,74 m, e exibem apenas horizontes Bss e Ck (Figura 5). Horizontes A não foram observados; o topo dos perfis é marcado por superfícies erodidas com morfologia plana a levemente ondulada. As cores variam de vermelho-claro (7,5R7/6), laranja (7,5YR7/6, 7,5YR6/6) a bruno-claro (7,5YR5/8), com mosqueamento cinzento-claro (10YR8/1), abundante (>20% em volume da matriz do horizonte) e proeminente, com contraste conspicuo entre o matiz dos horizontes e o matiz do mosqueamento. As texturas variam de argilosa nos horizontes Bss a arenosa, com variações de granulação entre areia fina e média nos horizontes Ck. As estruturas presentes nos horizontes Bss apresentam estruturação forte, tamanhos grandes e formas de blocos sub- e angulares. Superfícies de fricção cortam as estruturas com ângulos de inclinação de 30-50° em relação à horizontal e definem formas cuneiformes ou paralelepípedicas. Os horizontes Ck não apresentam estruturas pedogênicas e possuem aspecto maciço devido à intensa cimentação por carbonato de cálcio.

Os revestimentos são apenas de carbonato de cálcio e ocorrem nos horizontes Bss e Ck, sob a forma

de películas que envolvem os grãos e filamentos que recobrem a superfície das estruturas.

Nódulos de calcita ocorrem nos horizontes Bss e Ck, porém, nos horizontes Bss são comuns os nódulos típicos, duros, brancos, com dimensões pequenas (<0,1 cm de diâmetro) e formas subsféricas e irregulares, enquanto nos horizontes Ck, ocorrem os halos, macios a duros, brancos, pequenos (<1 cm de diâmetro) e irregulares.

Evidências de atividade biológica são raras e se concentram nas porções superiores dos horizontes Bss. Em geral, são estruturas de bioturbação com formatos tubulares alongados na vertical e diâmetros que variam de 0,4 cm a 0,6 cm. O preenchimento das bioturbações pode ser por material lamítico, areia fina ou calcita microcristalina.

A transição entre os horizontes é clara com superfície de separação irregular.

Os *Vertisols* formam perfis homogêneos, com distinção incipiente de horizontes e transição interna irregular, caracterizados por possuírem conteúdo de argila maior que 30% na matriz do solo e superfícies de fricção em profundidades de até 1 m a partir da superfície dos perfis (Soil Survey Staff, 1999). São característicos de regiões com sazonalidade climática bem marcada, com alternância de estações úmidas e

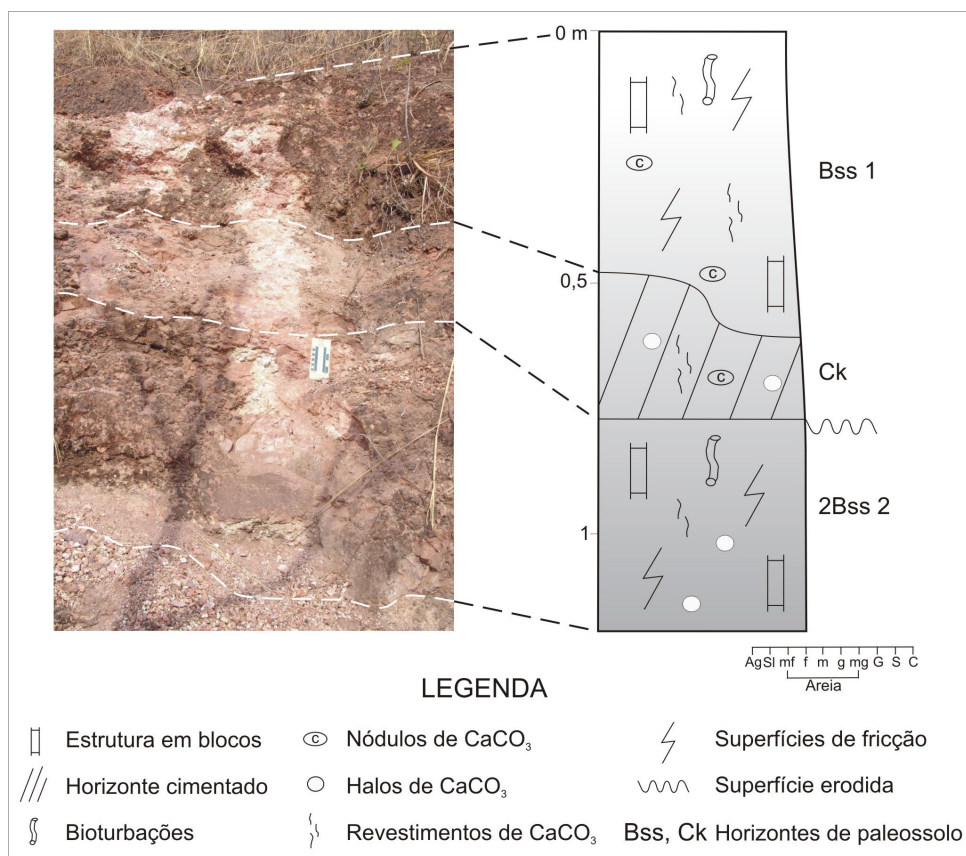


FIGURA 5. Perfil de *Vertisol* descrito próximo ao município de Quirinópolis (GO). Ponto 12 na Figura 1A.

secas. Não são encontrados em climas extremamente áridos ou extremamente úmidos e, os índices anuais de precipitação variam, em geral, de 180-1520 mm (Retallack, 2001).

A alternância entre períodos úmidos e secos tem influência na formação de grande parte das feições e estruturas pedogênicas dos *Vertisols*. Devido ao alto conteúdo de argilas expansivas, principalmente do grupo das esmectitas, que possuem altos coeficientes de extensibilidade linear (COLE), esses perfis sofrem periodicamente modificações de volume. Durante os períodos secos, sofrem contração do material pedológico, resultando em rachaduras profundas no perfil, que são posteriormente preenchidas por sedimentos ou materiais de horizontes superiores. Tais materiais são incorporados aos perfis durante os períodos úmidos, caracterizados por forte expansão das argilas e formação de uma série de feições diagnósticas dos *Vertisols*: superfícies de fricção proeminentes, estruturas com formas cuneiformes ou paralelepípedicas e microrrelevo gilgai.

O reconhecimento de perfis de paleossolos da ordem dos *Vertisols* é baseado principalmente no alto conteúdo de argilas expansivas e em feições morfológicas: rachaduras de dessecação, estruturas pedogênicas com formas cuneiformes ou paralelepípedicas, microrrelevo gilgai, diques clásticos e superfícies de fricção (Mack & James, 1992; Mack et al., 1993). Embora a esmectita represente o principal argilomineral descrito em *Vertisols*, outros argilominerais como a paligorsquita, vermiculita, ilita e clorita também podem ser frequentes (Coulombe et al., 1996).

As feições diagnósticas que permitiram a interpretação dos perfis descritos como *Vertisols* foram: a) superfícies de fricção que cortam as estruturas e produzem formas cuneiformes nos horizontes Bss (Fotos 5 e 6), b) alto percentual de argila nos horizontes Bss (<73%), c) abundância de argilas expansivas na fração de argila fina (<0,2 μm) na matriz do solo nos horizontes Bss (esmectita, paligorsquita e sepiolita) (Basilici et al., 2009).

Perfis de *Vertisols* que possuem horizontes Bss com nódulos de carbonato de cálcio em até 20% em volume da matriz dos horizontes, foram descritos por Khadkikar et al. (1998) em depósitos aluviais de clima semi-árido no oeste da Índia e denominados de *calcic Vertisols* (Vanstone, 1991) ou *vertic Calcisols* (Gustavson, 1991).

Entisols

Os *Entisols* formam perfis com espessuras que variam de 0,3 m a 1,25 m. A frequência de distribuição por espessura é de 2,1% dos paleossolos.

Os perfis exibem sequência de horizontes A/C(ou Ck), marcados pela ausência de horizontes diagnósticos B. As cores variam de vermelho-claro (2,5YR6/8), vermelho (10R5/8) a bruno-avermelhado (2,5YR5/8), com porções cinzento-claro (7,5YR8/1) associadas a halos e nódulos de calcita. As texturas variam desde areia fina, média e grossa a areia com cascalho, com grânulos e seixos de basalto e quartzito concentrados nos horizontes C. Os horizontes não exibem estruturas pedogênicas, apresentando porções de grão simples (não-coerentes) e outras maciças, em virtude da cimentação por carbonato de cálcio.

Os horizontes C mostram “fantasmas” de laminações plano-paralelas sempre que desenvolvidos sobre os depósitos da litofácies Arenito com laminação plano-paralela e grânulos e seixos quando associados à litofácies Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava (Figura 6).



FOTO 5. Superfícies de fricção em horizonte Bss de *Vertisol*. Ponto 8 na Figura 1A.



FOTO 6. Detalhe de estrutura pedogênica cuneiforme com superfícies polidas e estriadas provocadas por ação de superfícies de fricção. Ponto 8 na Figura 1A.

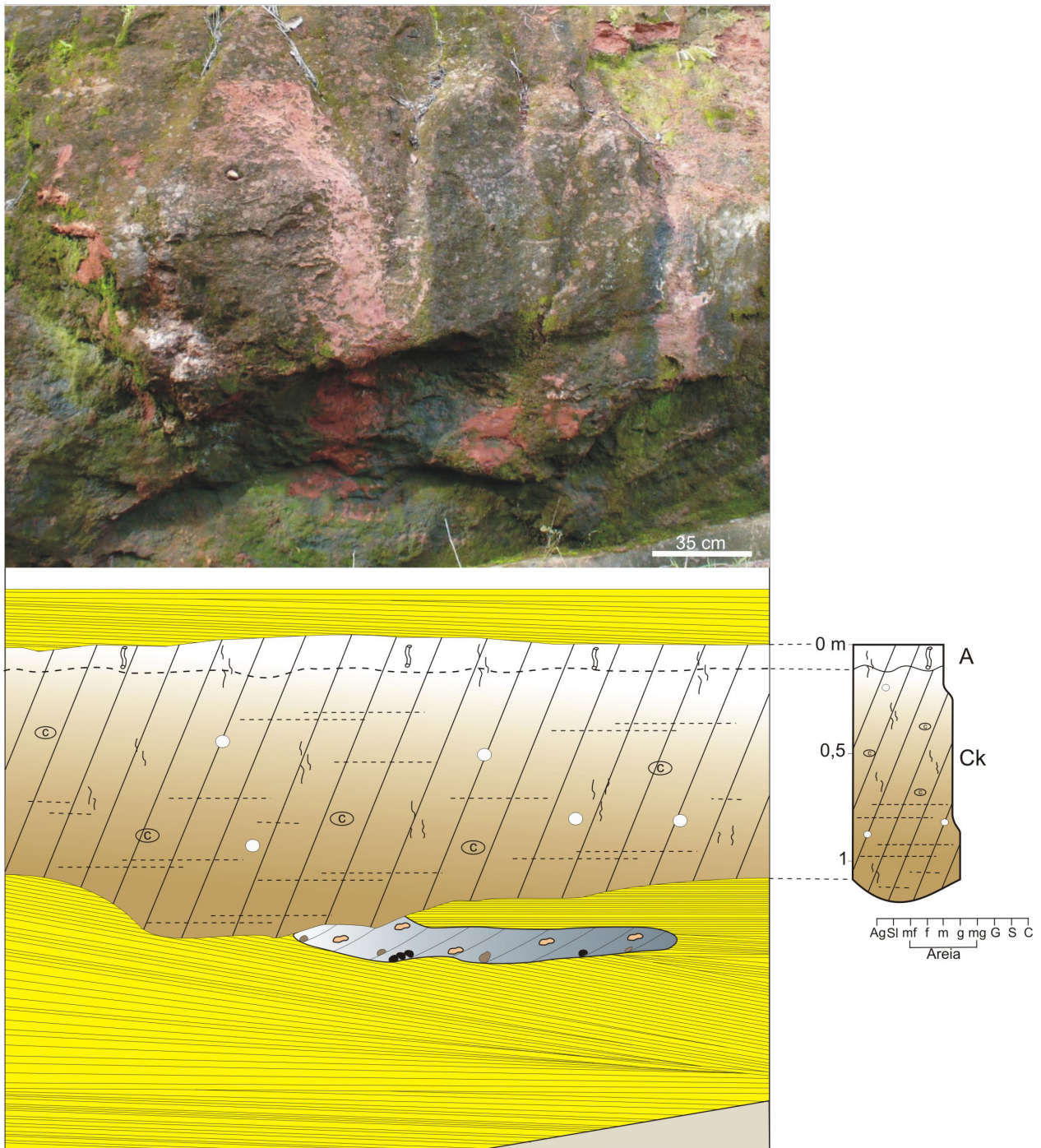


FIGURA 6. Esquema ilustrativo de perfil de *Entisol* desenvolvido sobre os depósitos eólicos da litofácies Arenito com laminação plano-paralela. Em meio à litofácies ocorre um corpo lenticular da litofácies Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava. Ponto 8 na Figura 1A.

Apenas revestimentos incipientes de carbonato de cálcio na matriz e películas de óxidos de ferro em torno de grãos foram observados. Não há evidências de movimentação mecânica de argilas, nem filmes de oxihidróxidos de manganês.

Nódulos de calcita ocorrem concentrados nos horizontes Ck. Os nódulos são em sua maioria halos, macios a duros, brancos, pequenos a grandes (<1 cm

a 3 cm de diâmetro) e possuem formas irregulares.

Evidências de atividade biológica são raras e quando ocorrem, estão concentradas nos horizontes A. Em geral, correspondem à porosidade de bioturbação e possuem formas subsféricas, dimensões de 0,1 cm a 0,3 cm de diâmetro e exibem preenchimento por areia fina com cores diferentes da matriz dos horizontes.

A transição entre os horizontes é clara e gradual com superfície de separação suave ondulada.

Os Entisols são caracterizados por baixo grau de evolução pedogênica. Comumente formam perfis com horizontes superficiais delgados e ócricos, e não possuem horizontes B diagnósticos ou estruturas pedogênicas (Soil Survey Staff, 1999). Podem se desenvolver sobre qualquer material de origem, clima ou situação topográfica (Retallack, 2001). Essa ordem de solos representa 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 (Schaetzl & Anderson, 2005).

A ausência de horizontes B diagnósticos e estruturas pedogênicas são fatores que evidenciam o baixo grau de evolução dos perfis. Os horizontes A foram classificados como epipedons ócricos por apresentarem espessura reduzida, cores claras e ausência de matéria orgânica que possibilitaria a sua classificação em outros tipos de epipedons como melânicos, úmbricos, mólicos ou hísticos (Soil Survey Staff, 1999). Nestes 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.

O tempo e/ou as condições ambientais desfavoráveis (altas taxas de sedimentação e/ou erosão) foram os principais fatores que determinaram a formação de Entisols na Formação Marília. A presença de nódulos e halos de calcita permite afirmar que a gênese destes perfis ocorreu de forma concomitante aos Aridisols, representando perfis de Aridisols incipientes.

DEPÓSITOS

Arenito com Laminação Plano-Paralela – Depósitos Arenosos com Marcas Onduladas Eólicas

A litofácies Arenito com laminação plano-paralela é a mais comum descrita na área de estudo, constitui 68,5% dos depósitos e 23,3% da espessura total da Formação Marília. Esta litofácies forma pacotes de geometria tabular, com 0,9 m a 6,5 m de espessura e continuidade lateral maior que 50 m (Prancha 1A). Apenas camadas lenticulares da litofácies Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava podem interromper o desenvolvimento lateral e vertical desta litofácies. A granulação varia de areia muito fina a grossa, predominantemente constituída por grãos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos de basalto. Os grãos de areia que formam os arenitos são bem selecionados, bem arredondados e exibem alta esfericidade. Esta litofácies é caracterizada por arenitos

com laminações plano-paralelas horizontais ou de ângulo baixo (Prancha 1B). Estas laminações são identificáveis por pequenas diferenças de granulação: lâminas (<2 mm) formadas por arenitos muito finos a finos intercaladas com camadas finas (0,2 cm a 2 cm) de arenitos médios a grossos. Tanto as lâminas como as camadas finas possuem continuidade lateral limitada, adelgaçando e desaparecendo para as bordas. As camadas mais finas podem exibir gradação inversa, mais visível em seções cortadas de forma oblíqua em respeito aos planos de estratificação (Prancha 1C). O padrão de bimodalidade observado entre as camadas, com lâminas de areia de granulação fina na base das camadas se alternando a lâminas de areia de granulação grossa no topo das camadas, forma laminações denominadas de risca de agulha (*pin stripe lamination*) (Fryberger e Schenk, 1988) (Prancha 1C). Muito raramente são observadas laminações cruzadas em um único *set*. Superfícies erodidas horizontais ou de ângulo baixo dividem *sets* de laminações plano-paralelas com espessuras entre 20 cm a 50 cm (Prancha 1D).

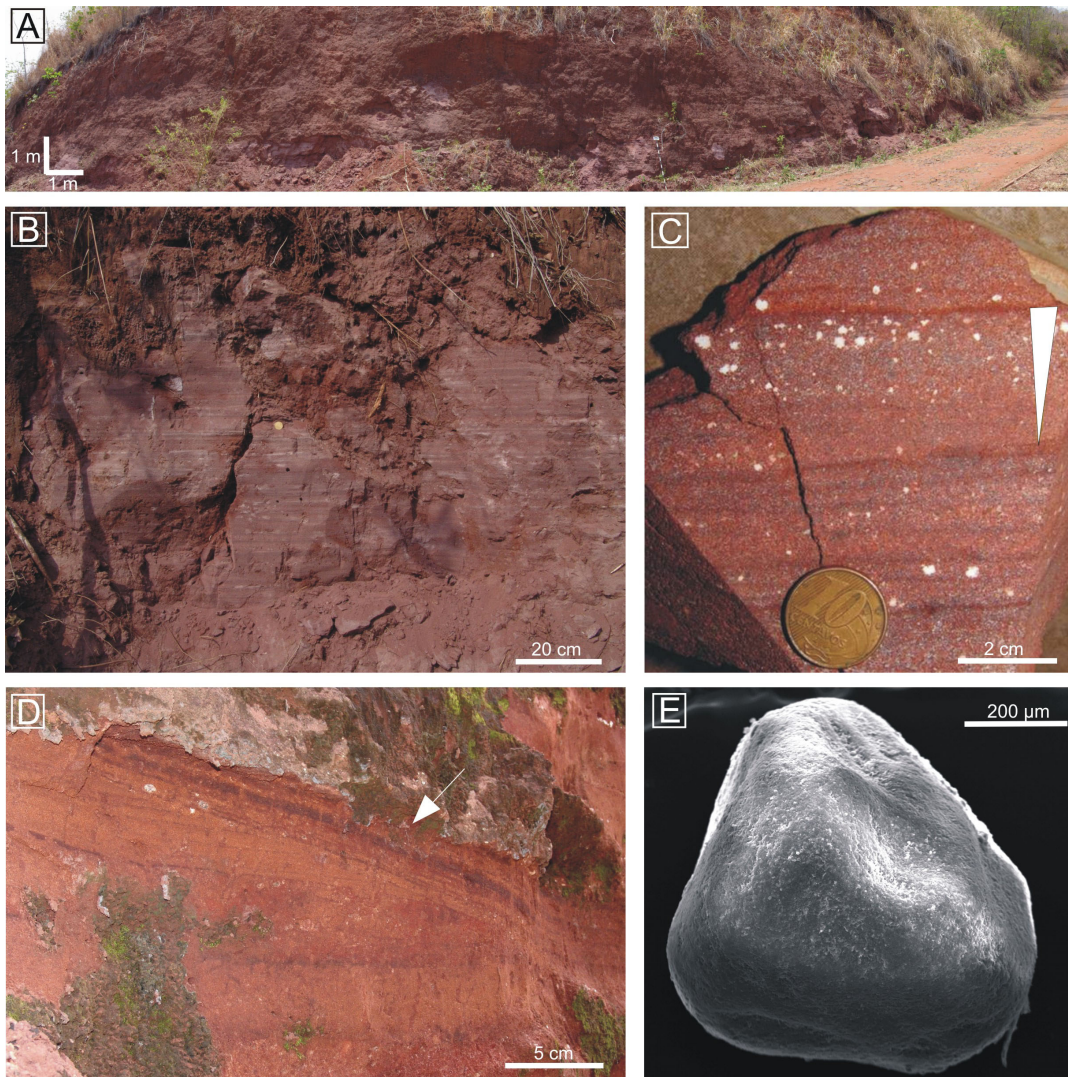
O limite inferior desta litofácies com os paleossolos é sempre assinalado por uma superfície erodida subhorizontal ou inclinada de ângulo baixo, enquanto o limite superior possui uma transição difusa com os paleossolos e erodida com as outras litofácies.

Vestígios de atividade biológica não são frequentes; visualmente não ultrapassam 5% da superfície em área das seções. Os icnofósseis mais observados foram estruturas de bioturbação em forma de tubos cilíndricos alongados na vertical, com dimensões de 5 mm a 10 mm de diâmetro, e preenchimento por areia fina e média.

Nódulos de calcita, em sua maioria halos, macios, brancos, pequenos (1 mm a 5 mm de diâmetro) e irregulares, ocorrem disseminados por toda a extensão da litofácies. Clastos intraformacionais constituídos por nódulos de calcita, duros, brancos, pequenos a grandes (<1 cm a 3 cm de diâmetro) e com formas arredondadas, ocorrem em meio à litofácies, organizados em linhas ou camadas.

A textura superficial de grãos de quartzo, de granulação de areia média a grossa, observada ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), mostra o alto grau de arredondamento dos grãos de quartzo e a textura superficial fosca. Algumas feições produzidas pela abrasão eólica, como fraturas conchoidais (*dish-shaped conchoidal fractures*) também podem ser observadas na superfície dos grãos (Prancha 1E).

Esta litofácies é interpretada como produto da deposição de areias em marcas onduladas eólicas, que formaram estratificação cavalgante transladante subcrítica (*subcritically climbing transladent strata*) (Hunter, 1977). Bagnold (1941) e Hunter (1977) observaram que pequenas marcas onduladas assimétricas



PRANCHA 1. Características da litofácies Arenito com laminação plano-paralela.

- A) Visão geral de um afloramento da litofácies, mostrando a continuidade lateral dos depósitos por mais de 50 m.
 B) Laminações plano-paralelas horizontais ou de ângulo baixo produzidas por deposição de areias com marcas onduladas eólicas. C) Laminação risca de agulha e detalhe de um *set* exibindo gradação inversa.
 D) Superfície de truncamento de ângulo baixo dividindo *sets* de laminações plano-paralelas.
 E) Grão de quartzo exibindo fraturas conchoidais produzidas por abrasão eólica.
 Fotos A e B, ponto 8 na Figura 1A; fotos C, D e E, ponto 5 na Figura 1A.

formadas em superfícies expostas ao transporte eólico produziam laminações plano-paralelas caracterizadas por variações de granulação: lâminas de areia muito fina a fina e lâminas de areia média a grossa. A contínua migração das cristas das ondulações promove a formação de lâminas caracterizadas por gradação inversa, na qual laminações cruzadas produzidas por avalanche são dificilmente reconhecíveis devido ao alto grau de seleção das areias. As superfícies erodidas que truncam os *sets* de laminações plano-paralelas são geradas por mudanças no sentido ou velocidade dos ventos (Hunter, 1977; Mountney, 2006).

Os grãos de areia que constituem os arenitos são bem selecionados, bem arredondados, e exibem superfícies foscas, e outras feições superficiais descritas que

indicam deposição por ação de processos eólicos (Mahaney, 2002). O processo de deflação eólica origina superfícies erodidas subhorizontais ou levemente inclinadas, como as observadas no contato inferior desta litofácies (Hunter, 1977).

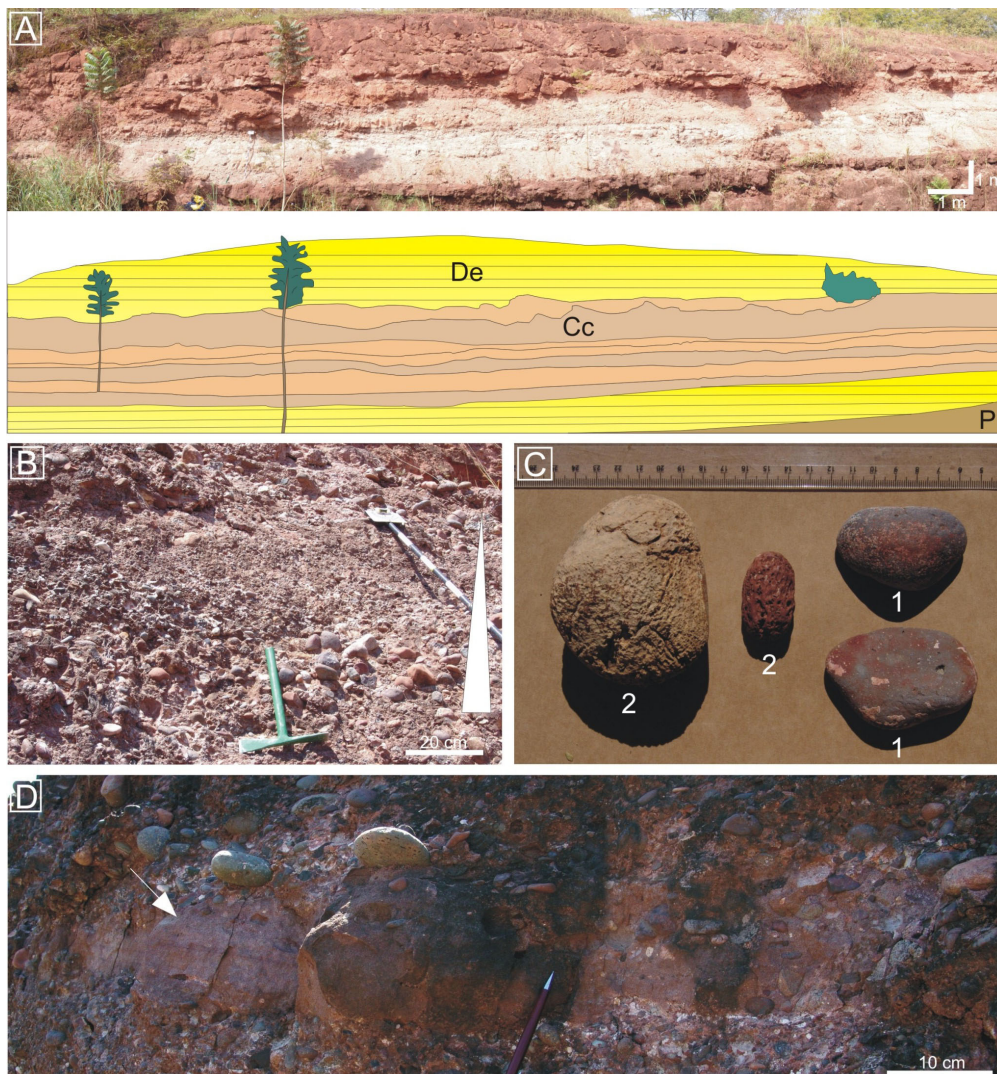
Arenitos Conglomeráticos – Depósitos de Canais Efêmeros

Esta litofácies representa 26% dos depósitos e é constituída por arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos. Esta litofácies forma corpos sedimentares com até 4 m de espessura, organizados em camadas tabulares ou lenticulares achatadas caracterizadas por geometria basal côncava e topo plano (Prancha 2A). A base das camadas é marcada

por superfícies erodidas com formas onduladas, responsáveis por variações de espessura das camadas de 0,1 m a 1,8 m. As camadas são subdivididas internamente em duas porções, uma inferior de conglomerado e outra superior de arenito. Os conglomerados exibem gradação incipiente e matriz arenosa similar as areias que formam a porção superior de arenitos (Prancha 2B). Os conglomerados são sustentados por clastos, constituídos predominantemente de basalto e quartzito. A média do tamanho das maiores partículas (*MpS*) varia, da base para o topo, de 11 cm a 0,5 cm, respectivamente. A matriz é abundante, pobremente selecionada, e apresenta granulação de areia média a grossa, com predomínio da fração grossa. É composta por grãos bem arredondados de quartzo e fragmentos

líticos. Os conglomerados exibem raros seixos oblatos com faces planas imbricados a(t) b(i). Na fração de seixos e pequenos calhaus, dois tipos de ventifactos podem ser observados: a) clastos de basalto e quartzito com faces planas, b) clastos de basalto com crateras de impacto (Prancha 2C).

A porção superior das camadas é formada por arenitos médios a grossos e conglomerados arenosos, pobremente selecionados, que se sobrepõem de forma gradacional aos conglomerados da porção inferior. Em alguns casos, o limite superior das camadas pode apresentar contatos abruptos com a litofácies Arenito com laminação plano-paralela, atestados por arenitos com laminações plano-paralelas que cortam o topo dos depósitos de conglomerados (Prancha 2D).



PRANCHA 2. Características da litofácies Arenitos conglomeráticos. A) Depósitos de canais efêmeros organizados em camadas de geometria tabular (P, paleossolos; Cc, corpos canalizados; De, depósitos eólicos). B) Camadas de conglomerado mostrando gradação incipiente. C) Clastos com faces planas (1) e clastos com crateras de impacto (2). D) Seta indicando a porção superior de um set da litofácies Arenitos conglomeráticos cortado por depósitos da litofácies Arenito com laminação plano-paralela. Fotos A-D, ponto 5 na Figura 1A.

A textura e a organização geométrica do conjunto das camadas, organizadas em geometria basal côncava e topo plano, indicam deposição por fluxos hidráulicos em estruturas canalizadas.

Fluxos hidráulicos turbulentos formaram as superfícies erodidas côncavas na base de canais. O padrão de imbricação a(t) b(i) de seixos oblatos é ligado a transporte de carga de fundo por atividade hidráulica, comum na deposição de barras cascalhentas em lençol (Harms et al., 1975). Sedimentos grossos e pobremente selecionados sugerem fluxos deposicionais rápidos, sem tempo suficiente para desenvolver estruturas típicas de depósitos de canais fluviais, como conglomerados sustentados por clastos com arcabouço aberto (*open framework*) e ausência de matriz. Os episódios deposicionais foram gerados por fluxos altamente concentrados e intermitentes, indicados pelo alto conteúdo de matriz, ausência de organização de clastos, inexistência de estratificações cruzadas, esporádica orientação preferencial de clastos, exibindo poucos clastos imbricados e organização arquitetural simples. A presença de gradação incipiente ocorreu provavelmente nas fases finais de deposição, como resultado da diminuição gradual da energia dos fluxos. Os arenitos com grãos arredondados, bem selecionados, e laminações plano-paralelas, que truncam o topo das camadas de conglomerados, foram interpretados como resultado de retrabalhamento por atividade eólica em fase de exposição subárea dos depósitos fluviais, reforçando a hipótese de fluxos esporádicos

em canais efêmeros.

O mapeamento geológico das feições canalizadas, baseado na distribuição dos depósitos em afloramentos estudados próximos ao município de Itajá (GO), possibilitou a reconstrução paleogeográfica dos canais efêmeros (Figura 7).

Arenito com Estratificação Cruzada Acanalada de Base Côncava - Depósitos de Inundação Instantânea

Esta litofácies representa 5,5% dos depósitos e forma pacotes de geometria lenticular, caracterizada por base côncava e topo plano. É constituída por arenitos médios a grossos e arenitos conglomeráticos pobremente selecionados. Ocorre interestratificada aos depósitos da litofácies Arenito com laminação plano-paralela e possui espessuras que variam de 0,05 m a 0,35 m e continuidade lateral menor que 20 m. Os arenitos são constituídos por grãos de quartzo bem arredondados, esféricos e com superfícies foscas. Os grânulos e seixos que compõem os arenitos conglomeráticos são principalmente de basalto, quartzito, nódulos de calcita e intraclastos lamíticos.

As camadas são formadas por um ou dois *sets* de estratificações cruzadas acanaladas. Na porção superior destas camadas que contêm as estratificações, podem ocorrer camadas finas de arenitos lamíticos com 2 cm a 10 cm de espessura e dezenas de metros de desenvolvimento lateral, que exibem pequenas gretas de dessecação preenchidas por areia fina (Foto 7).

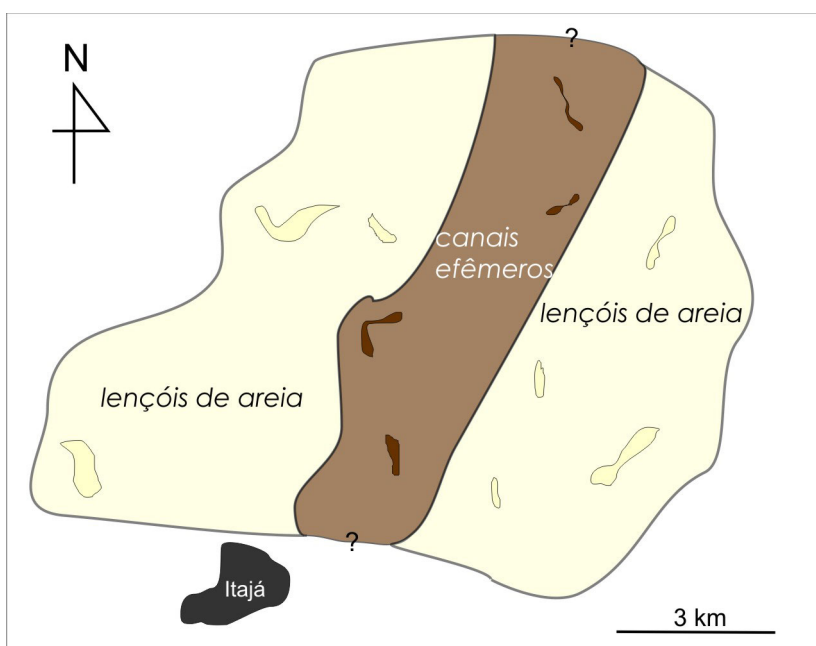


FIGURA 7. Mapa de reconstrução paleogeográfica dos canais fluviais efêmeros baseado na distribuição de afloramentos estudados.



FOTO 7. Litofácies Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava. Detalhe de gretas de dessecação preenchidas por areia fina que ocorrem no topo de camadas finas de arenitos lamíticos. Ponto 8 na Figura 1A.

As estruturas sedimentares descritas são indicativas de fluxos aquosos. Fluxos turbulentos produziram a erosão do substrato e foram responsáveis pela conformação da geometria côncava encontrada na base desta litofácies. Após a erosão do substrato e formação de escavações côncavas, pequenas dunas de geometria 3-D preencheram essas depressões depositando areias finas, médias e grossas com estratificação cruzada acanalada, semelhantes às estruturas de corte-e-preenchimento.

A interpretação desta litofácies como produto de depósitos de inundação instantânea em porções mais rebaixadas da topografia interna dos lençóis de areia é corroborada por depósitos mal selecionados com clastos grossos, extensão e espessura limitada (<20 m de extensão lateral e <0,35 m de espessura), retrabalhamento dos depósitos eólicos da litofácies Arenito com laminação plano-paralela e, limite superior da litofácies marcado por nível de arenitos lamíticos mostrando o decréscimo de energia dos fluxos ao final da deposição.

RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL E INTERPRETAÇÃO DAS RELAÇÕES ENTRE SEDIMENTOS E PALEOSSOLOS

A sucessão sedimentar da Formação Marília, exposta na porção noroeste da Bacia Bauru, é caracterizada por alternâncias verticais de paleossolos, depósitos eólicos e depósitos fluviais, que possuem uma distribuição em média por espessura de 66%, 23,3%, 10,7%, respectivamente, em 13 seções estratigráficas medidas, que perfazem uma espessura total de 170 m.

Os depósitos foram divididos em três litofácies: Arenito com laminação plano-paralela, Arenitos conglomeráticos e Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava. Os paleossolos foram classificados de acordo com o *US Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 1999) em quatro ordens, que refletem os principais fatores de formação dos solos (Jenny, 1941): *Aridisols* e *Alfisols* associados ao clima; *Vertisols* ao material de origem e topografia e *Entisols* ao tempo de formação. A participação de organismos nos processos de formação dos solos foi mais ativa nas duas primeiras ordens, atestada pela maior frequência de bioturbações e devido ao maior grau de evolução e diferenciação dos horizontes pedogênicos nestas ordens.

A transição vertical entre os paleossolos e os depósitos é sempre abrupta e erodida, atestada pela frequente ausência de horizontes A nos paleossolos. Lateralmente, devido à continuidade limitada dos depósitos, é possível observar a superposição de perfis de paleossolo separados internamente por superfícies erodidas (Figura 8).

As superfícies erodidas, que ocorrem na base dos depósitos eólicos e separam os corpos eólicos dos perfis de *Aridisols*, *Alfisols* e *Entisols*, possuem formas planas subhorizontais e, possivelmente foram geradas por atividade de deflação eólica. Em alguns casos, tais superfícies podem assumir formas levemente onduladas, devido à presença de horizontes subsuperficiais Bk endurecidos, que atuaram como superfícies cimentantes e não permitiram a completa erosão dos perfis de *Aridisols*. As superfícies erodidas com base côncava que cortam de forma indiscriminada o topo dos perfis de *Aridisols* ocorrem associadas aos depósitos da litofácies Arenitos conglomeráticos e, têm origem na escavação produzida por ação de fluxos hidráulicos.

Alguns perfis de *Aridisols* superpostos são separados internamente por superfícies erodidas planas subhorizontais. Em tais casos, possivelmente as taxas de sedimentação foram superiores às de pedogênese, resultando no progressivo enterramento do perfil e da superfície erodida, desenvolvendo perfis semelhantes aos denominados por Marriott & Wright (1993) de *compound-truncated profiles*. Estes perfis não mostram poligenia e apresentam sucessão vertical marcada por horizontes diagnósticos distintos, que evidenciam diferentes episódios alternados de sedimentação, pedogênese e erosão.

Felix-Henningsen et al. (2003) descreveram no oeste sul-africano perfis de paleossolo com horizontes

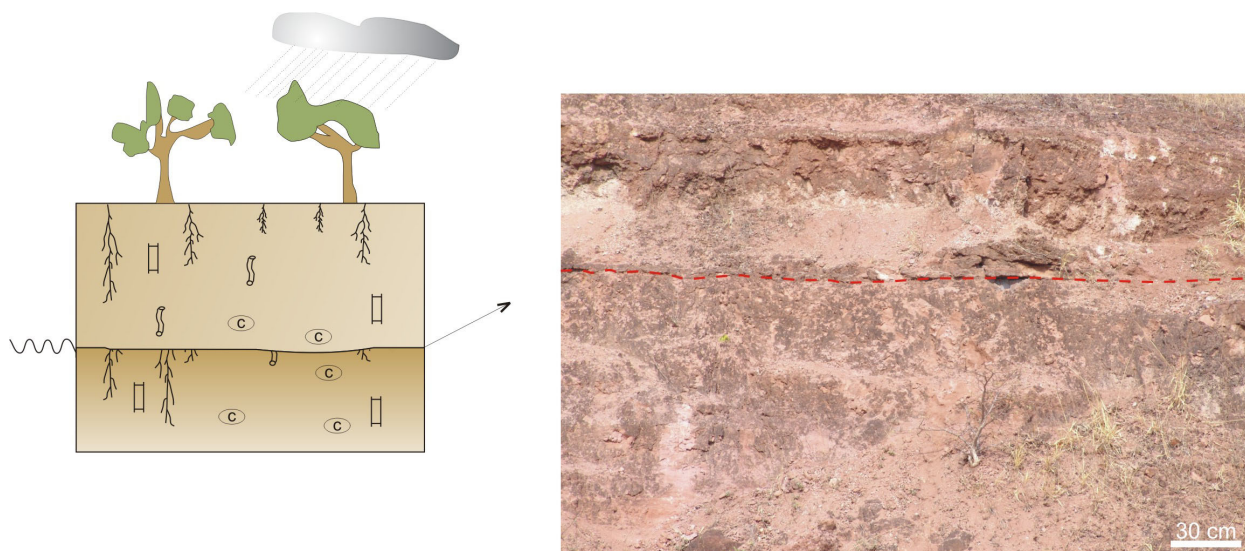


FIGURA 8. Superfície erodida em meio à paleossolo, separando dois perfis de *Aridisols*. Ponto 11 na Figura 1A.

de calcrete pedogênico truncados por superfícies erodidas semelhantes aos da Formação Marília. Estes autores atribuíram a formação das superfícies erodidas à ação de períodos com predominante atividade de erosão eólica, dominante durante as fases mais secas de ciclos paleoclimáticos do Pleistoceno e Holoceno.

Gustavson & Winkler (1988) e Gustavson & Holliday (1999) descreveram superfícies de deflação eólica intercaladas à paleossolos e depósitos eólicos nos altiplanos do Texas e Novo México (EUA). Segundo os autores, a deflação ocorre durante os períodos caracterizados por índices pluviométricos muito baixos, seguidos de vegetação escassa e presença de ventos fortes e constantes. No entanto, a ocorrência de deposição eólica estaria sujeita a disponibilidade dos sedimentos de serem removidos e transportados pelo vento. Neste contexto, os autores identificaram uma sucessão com 110 m de espessura caracterizada por diversos episódios de deflação, alternados com sedimentação eólica e pedogênese. Para os autores, os episódios de sedimentação eólica teriam sido ativos durante os períodos mais secos de ciclos paleoclimáticos, enquanto as fases de desenvolvimento de solos estiveram restritas aos períodos com maior umidade disponível. A redução na cobertura vegetal seria a causa da exposição das superfícies à ação dos ventos, capazes de mobilizar e transportar clastos durante os períodos mais quentes e secos e, conduzir a formação de superfícies de deflação cobertas por sedimentação eólica. Durante os períodos mais frios e úmidos, o aumento da cobertura vegetal tornaria a superfície novamente estável, com conseqüente redução da deflação eólica e favorecimento do desenvolvimento de solos.

Tchakerian (1991) e Lancaster & Tchakerian (1996) apresentaram um modelo de evolução semelhante para o deserto de Mojave, no oeste norte-americano, onde os episódios de formação de solos se alternam com episódios de sedimentação eólica. De acordo com os autores, os episódios de formação de solos representam períodos mais úmidos marcados por estabilidade geomórfica e ausência de sedimentação eólica. Estes períodos, com milhares de anos de duração, representariam pausas nos processos de sedimentação e erosão e, seriam responsáveis pela formação de superfícies estratigráficas de caráter regional.

Na área de estudo, a litofácies Arenito com laminação plano-paralela representa a fase de sedimentação eólica, que provavelmente cobriu uma superfície de alguns quilômetros de extensão, e foi lateralmente contígua a áreas deflacionares. Em afloramento, é possível rastrear as superfícies de deflação que cortam os perfis de paleossolos por mais de 50 m. As superfícies que cortam os perfis de *Aridisols* e *Alfisols*, provavelmente indicam a transição entre importantes fases de evolução do lençol de areia, pois ambas as ordens de paleossolos indicam períodos de formação com ordens de grandeza superiores há 10^3 anos (Birkeland, 1999), indicando diferentes fases de estabilização da superfície do lençol de areia (Figura 9).

No modelo evolutivo proposto por Lancaster (1994), para o deserto de Mojave, os paleossolos mais desenvolvidos, com horizontes Bt e Bk, teriam evoluído em condições climáticas mais úmidas, nas quais a associação de paleossolos com depósitos fluviais sugeriria que a deposição fluvial também teria ocorrido em períodos com maior disponibilidade hídrica. Nestes períodos, a formação de solos predominaria em áreas

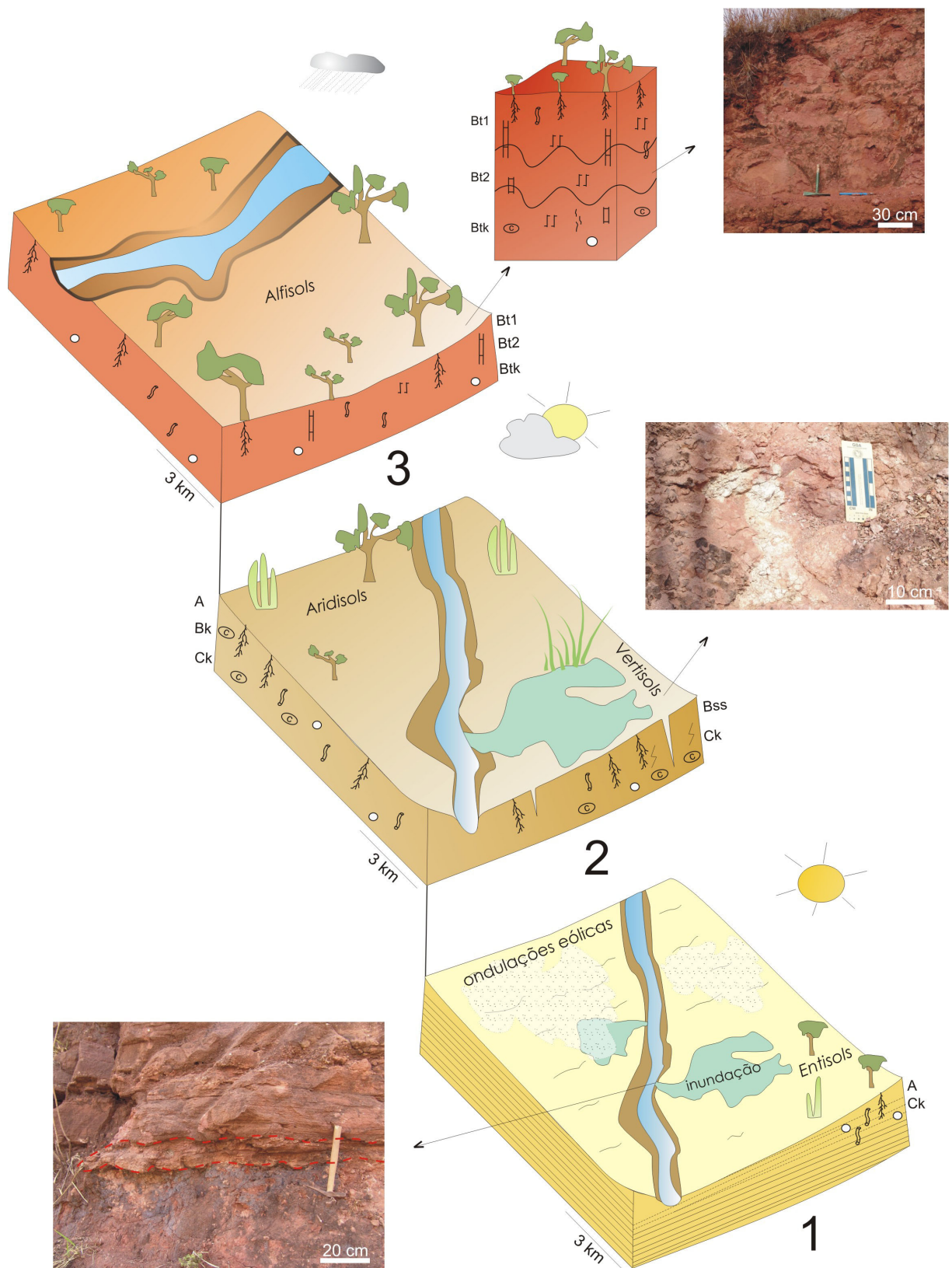


FIGURA 9. Modelo de evolução paleoambiental da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauria, baseado em diferentes fases de construção dos corpos geológicos: (1) Fase mais seca, caracterizada por deposição eólica contígua ao desenvolvimento de *Entisols* e pequenos corpos de inundação, (2) desenvolvimento de *Aridisols* em fase climática menos seca que a anterior e *Vertisols* em porções mais próximas aos depósitos de inundação, e (3) fase de maior umidade atmosférica, caracterizada por perfis de *Alfisols* bem desenvolvidos. Admite-se que a deposição fluvial foi mais ativa em (2) e (3).

intercanais, dotadas de umidade suficiente para suportar o desenvolvimento de uma cobertura vegetal (Tchakerian & Lancaster, 2002). A maior atividade dos canais fluviais pode ser também um importante elemento à geração de sedimentos para a posterior deposição eólica (Kocurek & Lancaster, 1999).

Na Formação Marília o modelo de construção de corpos geológicos envolve duas fases temporais distintas, que se alternam ciclicamente, e possuem a mesma grandeza espacial: a) fase de sedimentação eólica, caracterizada por depósitos arenosos com marcas onduladas eólicas, b) fase de pedogênese, que compreende dois períodos temporais distintos, ambos caracterizados por maior umidade atmosférica que a fase de sedimentação eólica. Durante os períodos mais áridos, se desenvolveram os perfis de *Aridisols* e *Entisols*, enquanto o desenvolvimento de *Alfisols* esteve condicionado a um aumento significativo na umidade atmosférica. Não é possível determinar se os perfis de *Vertisols* se desenvolveram durante os períodos mais secos ou úmidos, pois essa ordem de solo não possui significado climático e, apenas registra a variação sazonal entre condições mais secas e úmidas, porém, tais variações podem ser provocadas por mudanças no nível do lençol freático e não necessariamente indicam mudanças nos regimes pluviométricos (Ahmad, 1983). A ordem de grandeza temporal envolvida nos processos de formação também difere das ordens de *Aridisols* e *Alfisols*, pois ao contrário das duas ordens, os *Vertisols* podem se desenvolver em intervalos temporais pequenos, apresentando clara diferenciação de horizontes em menos de 1.000 anos (Yaalon & Kalmar, 1978).

Transições laterais entre paleossolos e depósitos das litofácies Arenito com laminação plano-paralela e Arenito com estratificação cruzada acanalada de base côncava nunca foram observadas. Admite-se, que a ausência de tais transições ocorra em razão de dois fatores: a) ambas as litofácies constituem o material de origem dos paleossolos, b) as litofácies possuem continuidade lateral limitada e, perfis de paleossolos podem ocorrer superpostos, com superfícies erodidas separando os diferentes perfis, ou em casos de perfis com evidência de poligenia, sem superfície de separação visível.

Não foi possível verificar a natureza da transição entre os paleossolos e a litofácies Arenitos conglomeráticos, pois os depósitos desta litofácies nunca formam o material de origem dos paleossolos e a

transição superior dos perfis em relação aos depósitos é marcada por superfície erodida. Aparentemente, esta litofácies não possui uma organização geométrica em meio às litofácies ou perfis de paleossolos, e ocorre de forma indiscriminada nas seções.

A identificação da origem dos sedimentos que formaram os depósitos eólicos ainda é incerta, assim como a capacidade dos rios em transportar e armazenar os sedimentos e a capacidade dos ventos em remover e transportar as areias que serviram à construção dos lençóis de areia. O suprimento de sedimentos (fornecimento) ocorreu provavelmente durante os períodos mais úmidos (períodos de maior atividade fluvial). Porém, nestes períodos, os sedimentos devem ter permanecido confinados em canais fluviais efêmeros e pequenos corpos marginais (depósitos de inundação), em razão da disponibilidade limitada e da baixa capacidade de transporte pelo vento em condições mais úmidas. Portanto, ao mesmo tempo em que aumentavam as taxas de suprimento nos períodos mais úmidos, a disponibilidade e a mobilidade dos sedimentos diminuía, em consequência do aumento dos índices de precipitação, que elevavam o nível médio do lençol freático e propiciavam o aumento da cobertura vegetal. Nos períodos mais secos, o suprimento de sedimentos diminuía, porém, os sedimentos retidos nos canais efêmeros passaram a sofrer mobilização e transporte pelo vento. Nestes períodos de deflação eólica, os horizontes superficiais decapitados dos solos também forneceram material ao transporte eólico.

A frequência dos eventos de deposição eólica pode estar diretamente associada aos depósitos de canais efêmeros e depósitos de inundação. Corpos lacustres ou de *playa lake* – que poderiam atuar como níveis de base locais ou regionais – e, poderiam ter permitido a acumulação e o armazenamento de sedimentos, para a deflação e deposição eólica, não foram encontrados.

A falta de dados paleoclimáticos e cronológicos inviabiliza a quantificação das taxas de suprimento e disponibilidade de sedimentos que atuaram na construção dos lençóis de areia eólica. A capacidade de transporte, que é função da força dos ventos, também é um fator de difícil quantificação. A ampliação da área de estudo, assim como a comparação com sistemas análogos modernos, podem constituir elementos adicionais à identificação da área fonte de sedimentos e contribuir para a melhor compreensão dos fatores que controlaram os episódios de deposição eólica.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise da sucessão vertical da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru revelou

que depósitos eólicos e perfis de paleossolos constituem os principais corpos geológicos que ocorrem na

Formação Marília. O contexto paleoambiental no qual se formaram os depósitos envolveu ampla sedimentação eólica em extensas superfícies de lençóis de areia. A morfologia da superfície, com característica essencialmente plana, permitiu a deposição de areias em pequenas estruturas onduladas assimétricas ou pequenas dunas sem faces de avalanche, que formaram corpos tabulares com estratificação cavalgante transladante subcrítica. A superfície era recortada por poucos e rasos canais fluviais efêmeros, que permitiram a formação de corpos conglomeráticos, contribuíram com a deposição de areias mais grossas à superfície dos lençóis e formaram estruturas canalizadas que permitiram o armazenamento temporário de sedimentos, para a posterior deflação e deposição eólica. Alter-

nados a tais eventos de sedimentação, ocorreram outros caracterizados por estabilidade da superfície morfológica e pedogênese dos corpos previamente depositados. Mudanças paleoclimáticas, que afetaram diretamente a disponibilidade hídrica do sistema, controlaram as diferentes fases de sedimentação eólica e desenvolvimento de solos. Durante as fases mais úmidas, com o crescimento e expansão da cobertura vegetal, houve a estabilização da superfície morfológica, que inibiu a atividade de deflação eólica e permitiu a formação de solos que se diferenciaram em quatro ordens de acordo com as variações nos fatores de formação de solos, que foram determinadas principalmente pelo clima, material de origem e tempo de formação.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (processos 07/00140-6 e 07/02079-2) pelo auxílio financeiro, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão da bolsa de doutorado ao primeiro autor e a *International Association of Sedimentologists* pelo auxílio financeiro através do *PhD Grant* e *Travel Grant* ao primeiro autor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. AHMAD, N. Vertisols. In: WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; HALL, G.F. (Eds.), **Pedogenesis and Soil Taxonomy II. The Soil Orders**. Amsterdam: Elsevier, p. 91-123, 1983.
2. ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. **Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro**. Rio de Janeiro: Boletim da Divisão de Geologia de Minas, Departamento Nacional de Produção Mineral, v. 143, p. 1-96, 1953.
3. BACHMAN, G.O. & MACHETTE, M.N. **Calcic soils and calcretes in the southwestern United States**. United States Geological Survey: Open-File Report, v. 77-797, 163 p., 1977.
4. BAGNOLD, R.A. **The Physics of Blow Sand and Desert Dunes**. London: Methuen, 265 p., 1941.
5. BARCELOS, J.H. **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**. Rio Claro, 1984. 190 p. Tese (Livro Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
6. BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista e nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6. **Atas...** Rio Claro:UNESP, 1987, p. 313-321.
7. BASILICI, G.; DAL' BO, P.F.F.; LADEIRA, F.S.B. Climate-induced sediment-paleosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília Formation (North-West Bauru Basin, Brazil). **Sedimentology**, v. 56, p. 1876-1904, 2009.
8. BASILICI, G. & DAL' BO, P.F.F. Anatomy and controlling factors of a Late Cretaceous aeolian sand sheet: the Marília and the Adamantina formations, NW Bauru Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 226, p. 71-93, 2010.
9. BATEZELLI, A. **Análise da sedimentação cretácea no triângulo mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. Rio Claro, 2003. 183 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
10. BATEZELLI, A.; SAAD, A.R.; PERINOTTO, J.A.J.; FULFARO, V.J. Análise estratigráfica aplicada à porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, p. 253-268, 2006.
11. BIRKELAND, P.W. **Soils and Geomorphology**, 3rd edition. New York: Oxford University Press, 430 p., 1999.
12. CATT, J.A. Paleopedology manual. **Quaternary International**, v. 6, p. 1-95, 1990.
13. COULOMBE, C.E.; DIXON, J.B.; WILDING, L.P. Mineralogy and chemistry of Vertisols. In: AHMAD, N. & MERMUT, A. (Eds.), **Vertisols and Technologies for their Management**. Amsterdam: Elsevier, v. 24, p. 115-200, 1996.
14. CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha SE22-Goiania**. Brasília: Programa Geologia do Brasil, CPRM. CD-ROM, 2004.
15. DAL' BO, P.F.F. & BASILICI, G. Estimativas de paleoprecipitação e gênese de feições cálcicas e argílicas em paleossolos da Formação Marília (Neocretáceo da Bacia Bauru). **Geociências**, v. 29, n. 1, p. 33-47, 2010.
16. FELIX-HENNINGSEN, P.; KANDEL, A.W.; CONARD, N.J. The significance of calcretes and paleosols on ancient dunes of the western Cape, South Africa, as stratigraphic markers and paleoenvironmental indicators. In: FÜLEKY, G. (Ed.), **Papers of the 1st International Conference on Archaeology and Soils**, p. 45-52, 2003.

17. FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratiográfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 3, p. 164-176, 1994.
18. FRYBERGER, S.G. & SCHENK, C.J. Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. **Sedimentary Geology**, v. 55, p. 1-15, 1988.
19. FULFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J.; BARCELOS, J.H. A margem goiana do Grupo Bauru: implicações na litoestratigrafia e paleogeografia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3, 1994, Rio Claro, **Boletim...** Rio Claro, 1994, p. 81-84.
20. GILE, L.H.; PETERSON, F.F.; GROSSMAN, R.B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. **Soil Science**, v. 101, p. 347-354, 1966.
21. GOUDIE, A.S. **Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes**. Oxford: Clarendon, 174 p., 1973.
22. GUSTAVSON, T.C. Buried Vertisols in lacustrine facies of the Pliocene Fort Hancock Formation, Hueco Bolson, west Texas and Chihuahua, Mexico. **Geological Society of America Bulletin**, v. 103, p. 448-460, 1991.
23. GUSTAVSON, T.C. & HOLLIDAY, V.T. Eolian sedimentation and soil development on semi-arid to subhumid grassland, Tertiary Ogallala and Quaternary Blackwater Draw Formations, Texas and New Mexico High Plains. **Journal of Sedimentary Research**, v. 69, n. 3, p. 622-634, 1999.
24. GUSTAVSON, T.C. & WINKLER, D.A. Depositional facies of the Miocene-Pliocene Ogallala Formation, northwestern Texas and eastern New Mexico. **Geology**, v. 16, p. 203-206, 1988.
25. HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; SPERING, D.R.; WALKER, R.G. **Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences**. Dallas: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, SEPM Short Course, v. 2, 153 p., 1975.
26. HUNTER, R.E. Basic types of stratification in small eolian dunes. **Sedimentology**, v. 24, p. 361-387, 1977.
27. JENNY, H.J. **Factors of soil formation**. New York: McGraw-Hill, 281 p., 1941.
28. KHADKIKAR, A.S.; MERH, S.S.; MALIK, J.N.; CHAMYAL, L.S. Calcretes in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks. **Sedimentary Geology**, v. 116, p. 251-260, 1998.
29. KOCUREK, G. & LANCASTER, N. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. **Sedimentology**, v. 46, p. 505-515, 1999.
30. KOCUREK, G. & NIELSON, J. Conditions favourable to the formation of warm-climate aeolian sand sheets. **Sedimentology**, v. 33, p. 795-816, 1986.
31. KÖEPPEN, W. **Climatología: Con un Estudio de los Climas de la Tierra**. Pánuco: Fondo de Cultura Económica, 478 p., 1948.
32. KOSTER, E.A. Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review. **Journal of Quaternary Science**, v. 3, n. 1, p. 69-83, 1988.
33. LANCASTER, N. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto sand sea. In: PYE, K. & LANCASTER, N. (Eds.), **Aeolian Sedimentation, Ancient and Modern**. Oxford: International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 16, p. 71-83, 1993.
34. LANCASTER, N. Controls on aeolian activity: some new perspectives from the Kelso Dunes, Mojave Desert, California. **Journal of Arid Environments**, v. 27, p. 113-124, 1994.
35. LANCASTER, N. & TCHAKERIAN, V.P. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. **Geomorphology**, v. 17, p. 151-166, 1996.
36. LOOPE, D.B. Rhizoliths in ancient aeolianites. **Sedimentary Geology**, v. 56, p. 301-314, 1988.
37. MACK, G.H. & JAMES, W.C. **Paleosols for Sedimentologists**. Cincinnati: Geological Society of America, Short Course Notes, 127 p., 1992.
38. MACK, G.H.; JAMES, W.C.; MONGER, H.C. Classification of paleosols. **Geological Society of America Bulletin**, v. 105, p. 129-136, 1993.
39. MAHANEY, W.C. **Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications**. Oxford: Oxford University Press, 237 p., 2002.
40. MARRIOTT, S.B. & WRIGHT, V.P. Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. **Journal of the Geological Society of London**, v. 150, p. 1109-1120, 1993.
41. MOUNTNEY, N.P. Aeolian facies model. In: POSAMENTIER, H.W. & WALKER, R.G. (Eds.), **Facies Models Revisited**. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, Special Publication, v. 84, p. 19-83, 2006.
42. NETTLETON, W.D. & PETERSON, F.F. Aridisols. In: WILDING, L.P.; SMECK, N.E.; HALL, G.F. (Eds.), **Pedogenesis and Soil Taxonomy II. The Soil Orders**. Amsterdam: Elsevier, p. 165-215, 1983.
43. RETALLACK, G.J. **Soils of the Past**. Oxford: Blackwell, 404 p., 2001.
44. SCHAEZTL, R.J. & ANDERSON, S.N. **Soils: Genesis and Geomorphology**. Cambridge: University Press, 832 p., 2005.
45. SHELDON, N.D.; RETALLACK, G.J.; TANAKA, S. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene boundary in Oregon. **Journal of Geology**, v. 110, p. 687-696, 2002.
46. SOIL SURVEY STAFF. **Soil Survey Manual**. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18. Washington, DC, 437 p., 1993.
47. SOIL SURVEY STAFF. **Soil Taxonomy**, 2nd edition. U.S. Department of Agriculture, Natural Resource Conservation Service 436. Washington, DC, 871 p., 1999.
48. TCHAKERIAN, V.P. Late Quaternary aeolian geomorphology of the Dale Lake sand sheet, southern Mojave Desert, California. **Physical Geography**, v. 12, n. 4, p. 347-369, 1991.
49. TCHAKERIAN, V.P. & LANCASTER, N. Late Quaternary arid/humid cycles in the Mojave Desert and western Great Basin of North America. **Quaternary Science Reviews**, v. 21, p. 799-810, 2002.
50. VANSTONE, S.D. Early Carboniferous (Mississippian) paleosols from southwest Britain: influence of climatic change on soil development. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 6, n. 4, p. 445-457, 1991.
51. YAALON, D.H. & KALMAR, D. Dynamics of cracking and swelling clay soils: displacement of skeletal grains, optimum depth of slickensides, and rate of intra-pedonic turbation. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 3, n. 1, p. 31-42, 1978.

*Manuscrito Recebido em: 18 de agosto de 2010
Revisado e Aceito em: 15 de agosto de 2011*