

## Significados Paleoambientais e Paleoclimáticos dos Paleossolos: Uma Revisão

CRISTINA PIERINI & ANA MARIA PIMENTEL MIZUSAKI

1. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,  
Caixa Postal 15001, CEP: 91509-900. Porto Alegre, RS. e-mail: crpierin@yahoo.com.br

(Recebido em 09/06. Aceito para publicação em 08/07)

**Abstract** - The majority of paleosols are described from continental deposits, most commonly from alluvial strata. In these continental records to much little is revealed of conditions between events of sedimentation. In alluvial sedimentary environments, a record of these conditions is not lost and gone forever. They may be interpreted from fossil soils formed on deposits of floods or others agents of deposition. Paleosols can be categorized according to the interplay among deposition, erosion, and the rate of pedogenesis when they formed. Paleosols can help to interpret the history of sediment deposition and the autogenic and allogenic processes that influenced a sedimentary basin. Paleosols are also helpful in stratigraphic studies, including sequence stratigraphic analyses. In addition to their stratigraphic applications, paleosols can be used to interpret landscapes of the past by analyzing paleosol-landscape associations at different spatial scales, ranging from local to basin-wide in scope. Ancient climatic conditions can be interpreted from modern soil analogs or by identifying particular pedogenic properties that modern studies show to have climatic significance. Stable carbon and oxygen isotopic composition are also used to interpret ancient climate. A variety of features of sequences of paleosols may provide quantifiable evidence of the causes and effects of paleoenvironmental change. Paleosols are abundant in some sequences and may provide a detail record of the past. The richness of this record reveals complexities which are fundamental to understanding the long-term accumulation of such sequences.

**Keywords** - paleosols, stratigraphic sequences, paleo-environmental studies.

### INTRODUÇÃO

A paleopedologia é o estudo de solos antigos e a palavra origina-se do grego antigo (*paleo* = antigo, *pedos* = terra). Os solos do passado, tanto os que foram soterrados em seqüências sedimentares, como aqueles que persistiram a mudanças de condições superficiais, são o principal objeto de estudo da paleopedologia.

Desta forma, paleossolo é um solo formado em condições atuantes no passado, preservado da erosão em superfícies antigas estáveis e que é, posteriormente, coberto por sedimentação mais recente, sendo assim, fossilizados no interior de seqüências sedimentares (Fig. 1). A faixa de pedogênese ou faixa de geração de solos é aquela que se encontra nos primeiros metros com colonização vegetal, incluindo uma zona superficial onde os poros do solo podem estar saturados por ar e água (zona de mistura e gravitacional) e uma zona subjacente vadosa, acima do nível freático (Fig. 2).

Os solos, que posteriormente podem transformar-se em paleossolos, podem ser formados em períodos de estabilidade ou não-deposição, indi-

cando, portanto, pausas na sedimentação ou até mesmo discordâncias importantes. Também podem ser formados em seqüências em que a sedimentação muito incipiente não é suficiente para inibir os processos de formação de solo.

As idéias sobre classificação e origem de solos foram muito úteis para o estudo da estratigrafia e geomorfologia de depósitos quaternários. Estudos com esse enfoque foram coordenados por uma Comissão em paleopedologia estabelecida em 1965 em Denver, USA. Esta comissão gerou uma publicação, um volume contendo vários artigos publicados por Yaalon (1971) com recomendações para o reconhecimento e classificação de paleossolos.

Muitos autores descrevem paleossolos utilizando classificações tais como a Taxonomia de Solos dos Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1975, 1998), da FAO (1974) e a de Duchaufour (1982). A classificação de Mack *et al.* (1993) é considerada específica para paleossolos. Essa classificação é baseada na presença de minerais estáveis (que dependem do tipo de paleossolo) e em propriedades morfológicas que tendem a ser preservadas quando um solo se transforma em paleossolo. Desta forma, a

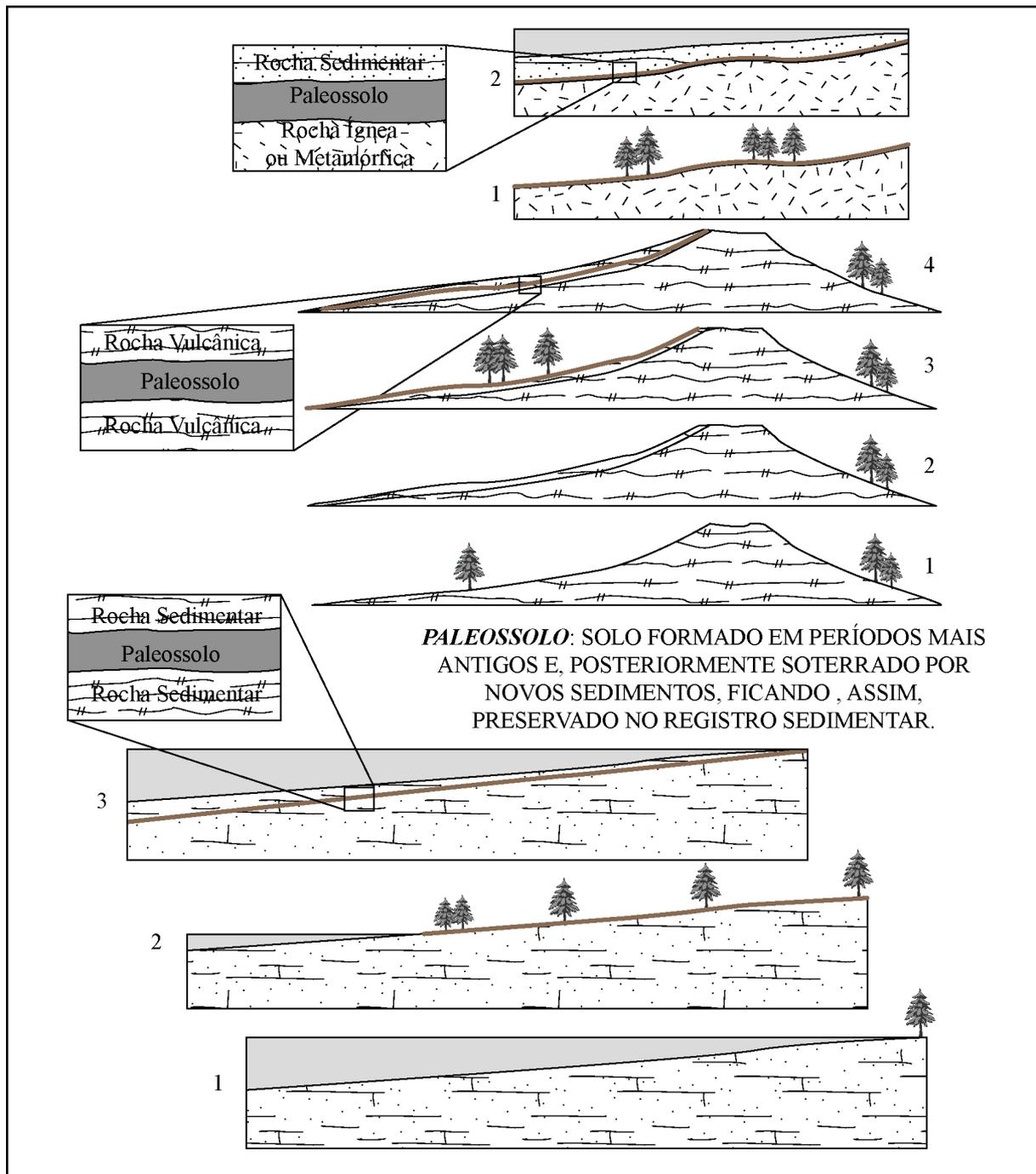


Figura 1 - Exemplos de preservação de paleossolos em seqüências sedimentares continentais. Os solos são formados em superfícies estáveis, durante períodos de não-deposição ou de baixa taxa de sedimentação. Quando a sedimentação é reativada, novos sedimentos são depositados sobre o solo pré-existente. Esse processo ocorre sucessivamente, permitindo, assim, que os solos formados sejam preservados no registro geológico como paleossolos.

classificação de Mack *et al.* (1993) é direcionada para a identificação de paleossolos em campo e se torna mais objetiva e simples e, assim, acessível a um número maior de geólogos. Esse tipo de classificação é importante, porém ainda gera controvérsias e tem sido discutido por autores como Kraus (1999) e Retallack (2001). Um ponto levantado é a dificuldade de interpretar ambientes de formação, já que é necessário estudar solos atuais para se chegar a mo-

delos de ambientes antigos. Para esses autores, o modelo de Mack *et al.* (1993) seria muito restrito.

As três feições mais importantes e úteis na distinção entre paleossolos e outros tipos de rochas são: marcas de raízes, horizontes de solo e as estruturas de solo. As marcas de raízes são, sem dúvida, as feições mais diagnósticas, pois na falta de outros indícios, a sua presença já é suficiente para indicar a formação de solo no passado, conforme

mostra Retallack (1988). Diferente de outros traços fósseis como tocas, os traços de raízes geralmente bifurcam e afinam no sentido basal e também possuem larguras bem variadas. O formato das raízes e a maneira como elas se bifurcam podem fornecer dados importantes quanto à natureza da drenagem (solos bem drenados ou não) e ou do tipo de vegetação existente (Fig. 3). A limitação está ligada à dificuldade em identificar raízes em rochas mais antigas que o Devoniano, pois as primeiras grandes plantas vasculares surgiram neste período.

Os processos intempéricos são responsáveis pela remobilização e acumulação de alguns elementos e minerais dentro do perfil de solo. O resultado dessas atividades é a formação dos horizontes de solo. A medida que os processos físicos e químicos vão atuando, a camada de sedimentos vai se tornando mais espessa e se diferenciando em subcamadas morfológicamente distintas. Esta diferenciação realiza-se por meio da incorporação da matéria orgânica e da migração da matéria mineral e orgânica no interior do solo.

O processo de incorporação da matéria orgânica envolve desde a transformação dos restos vegetais e animais em produtos solúveis (sobretudo hú-

mus) e produtos insolúveis (lignina, celulose e hemicelulose), até a incorporação propriamente dita desses produtos na fração mineral do solo (Salomão & Antunes, 1998). Os movimentos da matéria no solo dependem, fundamentalmente, da água gravitacional (migração descendente) e ascensional (migração ascendente). A migração descendente realiza-se por certos mecanismos, que dependem do tipo de elemento mobilizado (Duchaufour, 1977):

- *lixiviação* é um processo que envolve a migração de substâncias solúveis, principalmente sob a forma de sais;
- *queluviação* é a migração de certos elementos, como o ferro e o alumínio, sob a forma de complexos organometálicos ou quelatos; e
- *lessivage*, onde as partículas migram em suspensão, especialmente argilominerais.

Os horizontes de solo são classificados através de letras e números, que levam em consideração características como a cor, o tipo de limites, concentrações específicas de certos elementos ou minerais etc (Tabela 1). A determinação do tipo de horizonte permite a obtenção de informações sobre a vegetação, o tempo disponível para a formação de solo, entre outros parâmetros. A estruturação dos solos em

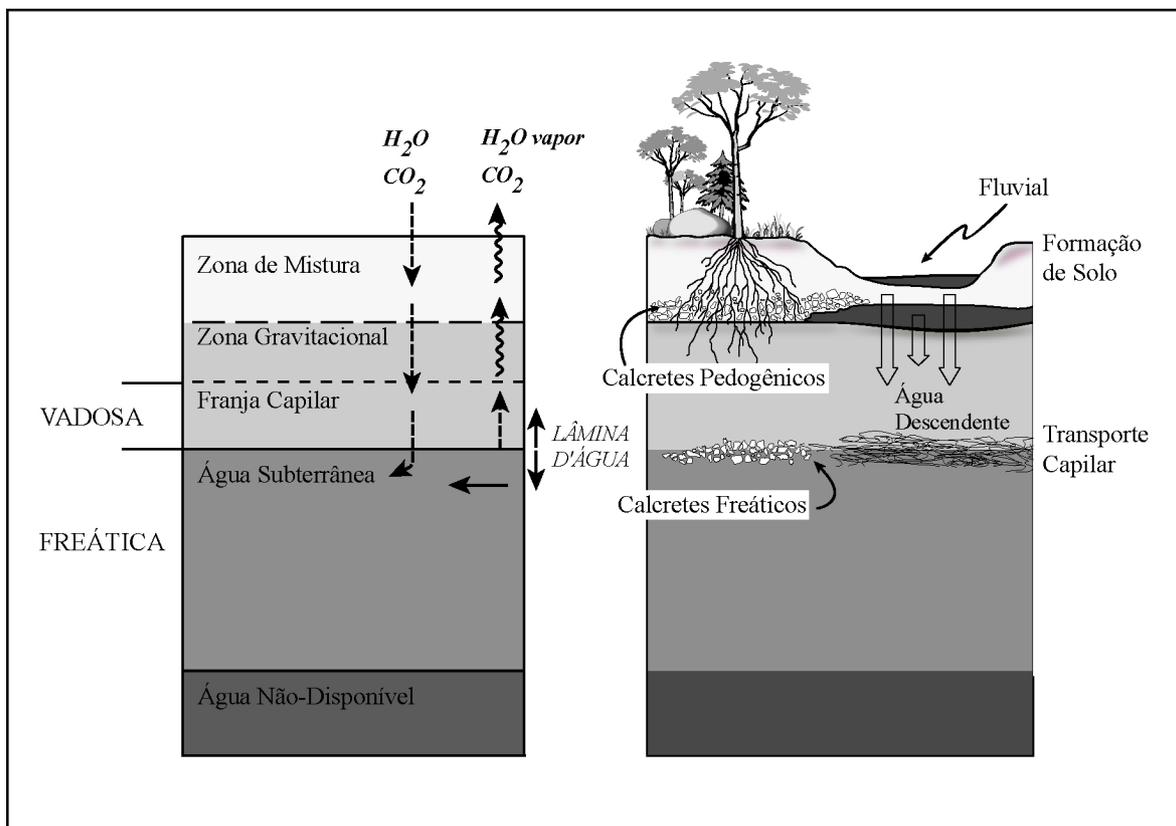


Figura 2 - Ilustração mostrando a subdivisão dos primeiros metros abaixo da superfície: primeiro, uma zona onde os poros do solo podem estar saturados por ar e água, seguida por uma zona vadosa e, logo após, freática. As duas primeiras constituem a zona pedogênica (mod. de Carlisle, 1983).

Tabela 1 - Simbologia descritiva para horizontes de solo (Retallack, 2001).

Categoria	Termo novo	Descrição	Termo Antigo
Horizontes Dominantes	O	Superfície de acumulação de material orgânico (turfa, lignita, carvão), revestindo partes argilosas ou arenosas do solo.	O
	A	Usualmente possui raízes e uma mistura de matéria orgânica e mineral. Forma a superfície de paleosolos com falta do horizonte O.	A
	E	Aparece branqueado por causa de suas cores claras. Menos orgânico, menos sesquioxídico, ou menos argiloso que o material subjacente.	A2
	B	Aparece enriquecido em alguns materiais comparando com os horizontes superiores e inferiores (por causa de sua cor mais escura, mais orgânica, ou mais argiloso) ou mais intemperizado que os outros horizontes.	B
	K	Tão impregnado em carbonato que forma uma camada maciça.	K
	C	Levemente mais intemperizado do que a rocha fresca; faltam propriedades de outros horizontes, mas mostra uma oxidação mineral média, acumulação média de carbonatos de sílica, sais solúveis ou processo de marmoreado moderado.	C
	R	Rocha não alterada e consolidada.	R
	Gradações entre os Horizontes Dominantes	AB	Contém características dos horizontes A e B, mas com domínio das características de A. Como o superior, com predomínio das características de B. Predominância de material de B (mais que 50%), mas com línguas de inclusões de materiais como do horizonte E.
BA		B1	
E/B		A&B	
Descrições Subordinadas	a	Matéria orgânica muito decomposta. Horizonte de solo enterrado (usado apenas para pedorelictos). Concreções ou nódulos. Matéria orgânica meio decomposta. Solo congelado, com evidência de cunhas de gelo, diques ou camadas. Forte processo de marmoreado, como nódulos de pirita ou de siderita. Acumulação iluvial de matéria orgânica. Matéria orgânica muito pouco decomposta. Acumulação de carbonatos, menor que no horizonte K. Evidência de forte cimentação original, como traços de raízes escapando para horizontes adjacentes. Evidência de acumulação de sódio, como níveis de halita. Acumulação residual de sesquióxidos. Arado ou outra atividade humana. Acumulação de sílica. Rocha original levemente intemperizada. Acumulação iluvial de sesquióxidos. Acumulação de argila. Plintita (no local, laterita pedogênica). Horizonte B colorido ou estruturado. Fragipan (camada originalmente cimentada por sílica ou argila e evitada por raízes). Acumulação de cristais de gesso ou níveis de cristais. Acumulação de outros sais ou níveis de cristais.	$\bar{b}$
	b		$\bar{b}$
	c		cn
	e		$\bar{e}$
	f		$\bar{f}$
	g		g
	h		h
	i		—
	k		ca
	m		m
	n		as
	o		—
	p		p
	q		si
	r		ox
	s		ir
	t		t
v	—		
w	—		
x	x		
y	cs		
z	sa		

**Nota:** Esta tabela foi adaptada de Guthrie & Witty (1982), comparando as propostas do novo USDA *Soil Survey Manual* com a edição de 1951. As letras minúsculas devem ser escritas logo após o horizonte principal. Os horizontes principais podem ser subdivididos por números (B1, B2, B3). Se o material original que gerou um paleosolo é de arenito e folhelho intercalados, ele pode gerar diferentes tipos de alteração em um mesmo perfil. Estas diferentes camadas separadas por descontinuidades são numeradas sem o número 1 (A, E, E/B, Bt, 2Bt, 2BC, 2C, 3C).

horizontes é resultado da atuação dos processos pedogenéticos que vão progressivamente destruindo as texturas e estratificações da rocha matriz. Essa destruição ocorre por causa dos processos de bioturbação produzidos por plantas e animais, intercalação de períodos úmidos e secos e de outros processos formadores de solo, como os processos de hidratação e salinização (Retallack, 1988).

A aparência quebradiça de muitos solos é causada pela formação de agregados estáveis de solos (*peds* ou torrões). Os *peds* são classificados de acordo com sua forma e tamanho e cada tipo diferente de *ped* está relacionado à uma condição climática específica que lhe dá origem. Os planos que envolvem os *peds* também podem ter origens variadas, como é o caso das películas de argilominerais que são formadas em solos cujo nível freático se encontra mais abaixo da superfície. Solos pantanosos, por exemplo, onde o nível freático ultrapassa a superfície, possuem poucas estruturas, mostrando apenas marcas de raízes (Retallack, 1988).

O reconhecimento e estudo de paleossolos tiveram início com trabalhos em seqüências Quaternárias, onde foi amplamente desenvolvido até os tempos atuais (Allen, 1947; Thorp & Reed, 1949; Catt, 1990; Smith & Mcfaul, 1997; Hall & Anderson, 2000; Retallack *et al.*, 2003; Rutter *et al.*, 2006; Kemp *et al.*, 2006). Novas técnicas foram sendo adicionadas ao estudo de paleossolos como a paleobotânica, através da identificação de vários tipos de plantas fósseis associadas a paleossolos (Retallack 1975, 1976, 1977). Também surgiram as pesquisas relativas a paleoecologia e paleoclimatologia, através do estudo de paleossolos como indicadores de condições atmosféricas (Sharp, 1940; Sidorenko, 1963; Retallack, 1991; Parrish, 1998; Stanley, 1998) e pesquisas na área de geoquímica em estudos sobre intemperismo (Goldich, 1938). Atualmente, o estudo de paleossolos ultrapassou a área acadêmica e já é usado como técnica auxiliar na exploração e exploração de petróleo, carvão e minério de urânio (Kimberley, 1992; Kraus & Bown, 1993; Retallack & Krull, 1999).

O interesse pelo estudo de paleossolos pré-quadernários surgiu nas últimas décadas do século passado (Ford, 1987; Holmes, 1992; Retallack, 1997; Kraus, 1999; Sheldon, 2006). Esse interesse justifica-se pelo fato de que os paleossolos têm se mostrado úteis para a solução de uma série de problemas geológicos e, desta forma, podem ser utilizados na interpretação da história da deposição dos sedimentos e dos processos alogênicos (clima, tectô-

nica) que influenciaram a sedimentação de uma determinada bacia. Paleossolos também são úteis em análises estratigráficas e na estratigrafia de seqüências.

Para esta discussão foi escolhido como tema o desenvolvimento e acumulação de paleossolos em seqüências sedimentares e a forma pela qual pode-se direcionar o seu estudo para a obtenção de interpretações paleoclimáticas e paleoambientais.

## FORMAÇÃO DE PALEOSSOLOS EM SEQÜÊNCIAS SEDIMENTARES

A formação e a preservação do paleossolo no registro sedimentar depende da taxa de sedimentação, de sua continuidade ou descontinuidade e, se ocorreram pausas, qual seu tempo de duração. A taxa de acumulação sedimentar varia ao longo do tempo, produzindo diferentes tipos de paleossolos em uma sucessão vertical. A sedimentação de paleossolos segue um padrão onde em um extremo, estão os paleossolos múltiplos que se formam em sucessões estratigráficas relativamente espessas, devido aos processos de agradação. Em outro extremo, estão os paleossolos desenvolvidos nos limites que representam, dentro do registro sedimentar da bacia, momentos de erosão e/ou não deposição importantes. Assim, muitas das superfícies que representam esses intervalos, diastemas e discordâncias, podem ser marcadas por paleossolos espessos e bem desenvolvidos (Kraus, 1999).

### Paleossolos no Brasil

Os paleossolos são pouco estudados no Brasil, apesar de serem registros importantes em bacias sedimentares continentais. Os trabalhos são mais freqüentes em paleossolos cenozóicos (Mabesoone & Lobo, 1980; Nogueira *et al.*, 1999; Vieira *et al.*, 2001; Horbe *et al.*, 2004; Rossetti & Santos Jr., 2004; Ladeira & Santos, 2005; 2006) e existem poucos registros de estudos em seqüências mais antigas. De forma geral os trabalhos concentram-se no reconhecimento e caracterização de formações de calcretes e silcretes.

Silcretes são formados quando materias inconsolidados (sedimentos, saprólito, solos) tornam-se crostas endurecidas devido à cimentação pós-deposicional por sílica, que pode ser opala, quartzo criptocristalino, entre outras formas (Wright, 1995). Os silcretes, portanto, podem ser formados em am-

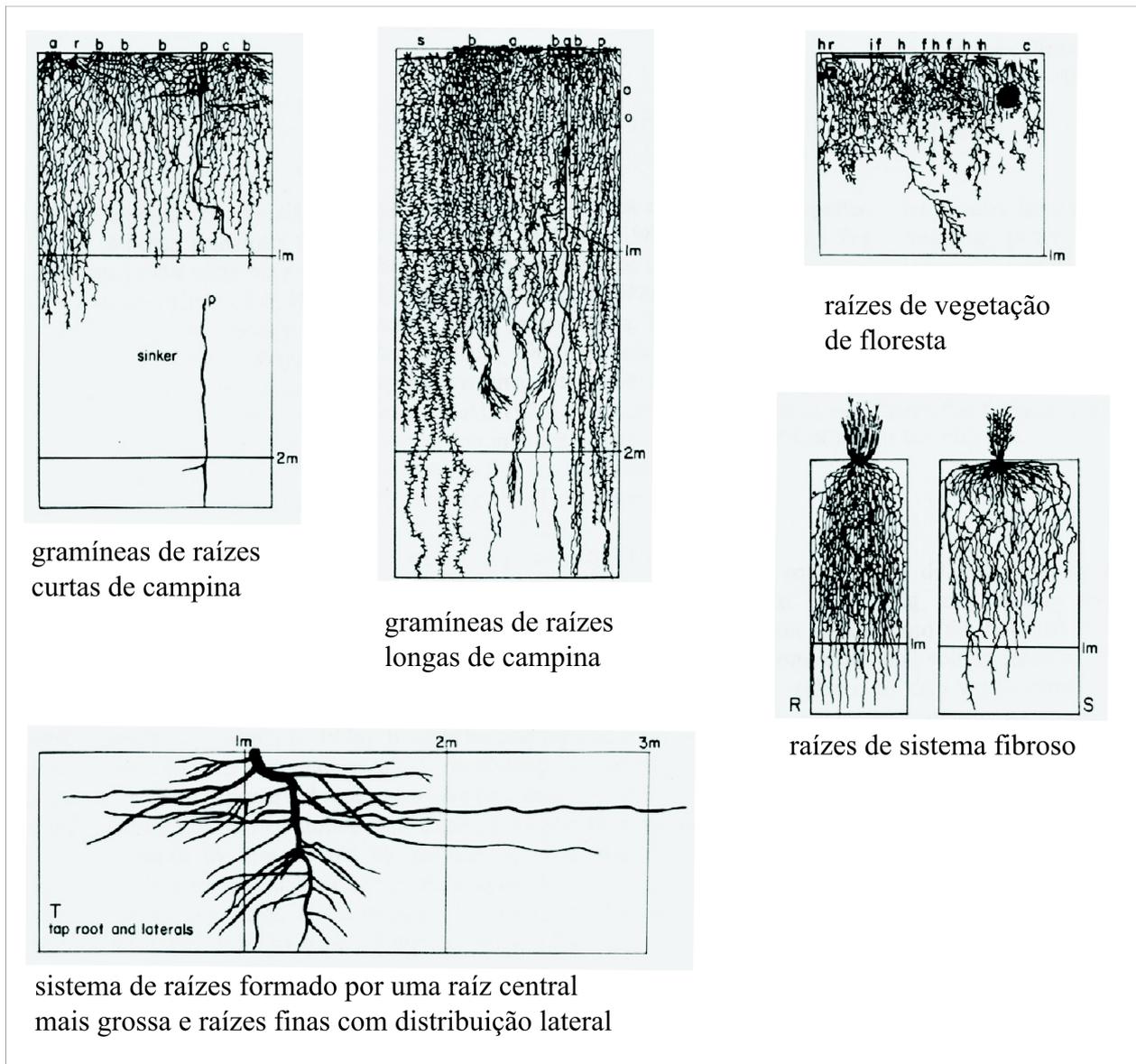


Figura 3 - Alguns exemplos de padrões de ramificações de raízes (mod. de Retallack, 1988).

bientes diagenéticos ou durante os processos formadores de solo. Neste último caso, a dissolução da sílica se dá através da água meteórica, que pode formar soluções com até 6 ppm de  $\text{SiO}_2$ . Silcretes são, normalmente, indicativos de climas áridos com forte sazonalidade (Leckie & Cheel, 1990), mas também podem ser encontrados em ambientes úmidos (Summerfield, 1983).

Acumulações carbonáticas que ocorrem próximas à superfície têm sido genericamente designadas pelo termo “calcrete” (ou caliche), sendo constituídas principalmente por carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) sob uma variedade de arranjos macroscópicos. Estas acumulações são resultado da introdução e cimentação de  $\text{CaCO}_3$  em perfis de solo,

rochas encaixantes e sedimentos, em áreas onde o nível freático das águas subterrâneas é superficial e se torna saturado em carbonato de cálcio (Wright & Tucker, 1991).

Fernandes & Coimbra (2000) fazem uma revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru que se desenvolve no Cretáceo superior, na parte centro-sul da Plataforma Sul-Americana. Os autores subdividiram a bacia em dois grandes grupos parcialmente cronocorrelatos: Caiuá e Bauru. O preenchimento da Bacia Bauru se deu em clima semi-árido e árido, entre o Coniaciano e Maastrichtiano (Ks), intervalo definido com base na idade de fósseis de dinossauros, idade absoluta de intercalações de rochas vulcânicas (Coutinho *et al*,

1982) e na correlação com a deposição da Formação Santos (Pereira & Feijó, 1994), na Bacia de Santos.

Na Formação Araçatuba (Bacia Bauru), os autores documentam a presença de siltitos e arenitos muito finos com freqüente cimentação carbonática que pode formar crostas tabulares horizontais, paralelas à estratificação. Ainda que em geral maciços, os estratos podem apresentar, no topo, estratificação plano-paralela, moldes e pseudomorfos de cristais fibrorradiados (gipsita), gretas de ressecção e marcas de raízes. No Membro Serra da Galga (Formação Marília), foram documentados níveis de arenitos parcialmente cimentados por  $\text{CaCO}_3$  e, eventualmente, com a ocorrência de crostas de sílex de espessuras centimétricas. Também foram encontrados vestígios de paleossolos no membro Ponte Alta (Formação Marília). No entanto os paleossolos encontrados em diversas unidades não se prestaram a correlações devido às constantes descontinuidades laterais características do ambiente deposicional.

Os estudos de silcretes no Brasil não são de cunho específico, isto é, normalmente mostram apenas a sua presença sem que haja uma análise mais detalhada de sua caracterização. Alguns trabalhos na região do Triângulo Mineiro (Alves, 1995; Ribeiro & Gomes, 1996; Ribeiro, 1997; Ribeiro & Alves, 1997) identificaram a presença de silcretes, frequentemente associado a calcretes. Ribeiro (2000), faz um estudo mais detalhado dos silcretes presentes no membro Serra da Galga (Formação Marília, Bacia Bauru). Os conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos desta formação estariam associados caracterizando a deposição de um sistema fluvial do tipo entrelaçado sob condições de um clima semi-árido. De acordo com a autora, esse regime climático prevê flutuações no nível do lençol freático que permitem, através de um processo de evaporação, a formação de crostas endurecidas (calcretes e silcretes) na superfície deposicional ou próxima desta.

Os trabalhos de Rossetti (2004) e Paz & Rossetti (2006) descrevem superfícies de paleo-intemperismo que ocorrem no nordeste do Brasil (depósitos do Cretáceo superior e Cenozóico) com o objetivo de obter informações estratigráficas que auxiliem nas correlações inter-baciais e discutir a gênese destas superfícies. Estes trabalhos envolveram o estudo de seqüências da sub-bacia Cameté (sistemas de grabens do Marajó), Bacias de São Luís e Grajaú, assim como seqüências ao longo da plataforma Bragantina. As superfícies de paleo-intemperismo que ocorrem no intervalo do Cretáceo superior ao Quaternário no nordeste brasileiro, representam uma série de eventos de soterramento e de re-

exposição, em alguns casos, sob diferentes condições climáticas. As superfícies são, normalmente, associadas à formação de solos lateríticos, indicando um clima tropical com intercalações bem definidas entre períodos úmidos e períodos mais secos.

### **Paleossolos em Sistemas Agradacionais e Paleossolos associados a Discordâncias**

Os paleossolos podem ser classificados de acordo com o balanço entre o acúmulo sedimentar e a taxa de pedogênese (Marriott & Wright, 1993; Wright & Marriott, 1996). Os paleossolos múltiplos formam-se quando a erosão é insignificante e a taxa de sedimentação é rápida, mas não constante, caracterizando-se por serem paleossolos fracamente desenvolvidos. Em perfis desse tipo, os processos pedogênicos atuaram por um curto espaço de tempo e não é possível identificar horizontes de solo bem definidos, ou outras características típicas da interação dos sedimentos com os processos superficiais que definem a pedogênese. Por esse motivo, é muito comum que, em perfis de paleossolos pouco desenvolvidos, seja possível identificar ainda as texturas e estruturas da rocha matriz.

Se a razão de pedogênese excede a razão de deposição, vários eventos de formação de paleossolos acumulam-se em seções verticais e paleossolos compostos podem ser formados. Esses perfis são mais desenvolvidos em aos anteriores e, em uma sucessão vertical com vários eventos de formação de solos, já não é mais possível identificar as características originais da rocha matriz. Por outro lado, se a erosão for insignificante e a sedimentação não for constante, são gerados paleossolos espessos, denominados cumulativos (Fig. 4) (Kraus, 1999). Os perfis de paleossolos compostos normalmente são formados em discordâncias que podem representar intervalos de tempo significativos na bacia sedimentar de milhões, ou até mesmo, de dezenas de milhões de anos. Para a formação de solo é necessário, pelo menos, um certo período de estabilidade (ou seja, de não sedimentação ou de sedimentação descontínua). Esse período de estabilidade na sedimentação é necessário para que os processos pedogenéticos como o estabelecimento de vegetação e lixiviação de argilminerais, ocorram. Nesse último caso, paleossolos que marcam discordâncias regionais, são excepcionalmente espessos e bem desenvolvidos, indicando longos períodos de desenvolvimento de solo e de estabilidade da superfície deposicional. Por exemplo, um perfil de oxissolo do Paleogeno (64,4 a 23,7 Ma) descrito por Abbott *et al.* (1976), gerado

em uma discordância de origem tectônica, apresenta 30 m de espessura e essa deve ser sua espessura mínima, pois seu limite superior é representado por uma superfície erosiva.

Em sistemas fluviais, por exemplo, os depósitos de canal podem mostrar pouca evidência de pedogênese devido à sedimentação muito rápida ou podem conter paleossolos múltiplos. Neste caso, paleossolos múltiplos com perfis pouco desenvolvidos, formam-se nos depósitos de diques marginais, enquanto os perfis cumulativos desenvolvem-se em áreas da planície de inundação (Kraus & Aslan, 1999).

Processos autogênicos são aqueles relacionados ao próprio sistema deposicional, enquanto que os processos alogênicos são externos, independentes do tipo de processo sedimentar que atua na bacia. Na verdade, pode-se dizer que os processos alogênicos determinam o tipo e a intensidade dos processos de sedimentação que ocorrem em uma determinada bacia. Esses grupos de processos, que operam em escalas intermediárias ( $10^3$  a  $10^4$  anos), influenciam na formação de paleossolos através da geração de pausas na sedimentação e erosão localizada. Um exemplo de processo autogênico são as avulsões em sistemas fluviais, ou seja, a modificação da posição dos canais fluviais dentro da planície de inundação. Desta forma, quando o canal abandona sua posição atual na planície de inundação, interrompe a sedimentação naquela porção onde ocorria a erosão fluvial por um período de  $10^3$  anos, que é a periodicidade da avulsão, segundo Bridge & Leeder (1979). Desta maneira podem ser formados dois tipos de paleossolos: (1) paleossolos cumulativos, bem desenvolvidos, que se formam nos depósitos de planície de inundação e (2) paleossolos compostos ou cumulativos pouco desenvolvidos e observados nos depósitos de avulsão (Kraus & Gwinn, 1997).

As modificações climáticas estão entre os controles externos que influenciam no desenvolvimento de solos como, por exemplo, em depósitos de *loess* quaternários. Muitas sucessões de depósitos de *loess* do Quaternário desenvolvem uma sucessão vertical marcada pela alternância entre depósitos que não apresentam modificações pedogenéticas e depósitos de paleossolos bem desenvolvidos (Frakes & Sun, 1994; Pesci, 1995). Essa alternância produz uma estratigrafia de depósitos de *loess*/paleossolos. Os paleossolos são formados em períodos de redução do aporte sedimentar associados aos períodos de clima mais úmido, enquanto que as camadas de *loess* sem alterações pedogenéticas são depositadas durante os períodos secos, quando a sedimentação se

sobrepeem à pedogênese, inibindo o desenvolvimento de solos. Alguns sedimentos de *loess* pré-quaternários também mostraram a mesma relação conforme Soregan *et al.* (1997), que descreveram paleossolos e depósitos de *loess* na Formação Maroon, Paleozóico superior. Nessa seqüência os paleossolos também estão relacionados a condições de clima mais úmido e os depósitos de *loess*, ao clima seco.

### Análise Estratigráfica

O reconhecimento de que muitos paleossolos formam depósitos individuais e distintos, com extensões laterais expressivas, trouxe à tona a possibilidade de utilizá-los para subdividir depósitos quaternários (Pesci, 1995), assim como depósitos terciários e também em rochas mais antigas (Abbott *et al.*, 1976). Desta forma, níveis de paleossolos começaram a ser utilizados, com crescente interesse no seu significado estratigráfico em seqüências sedimentares, por marcarem discordâncias regionais.

Diversos autores já enfatizaram a importância do estudo de paleossolos na estratigrafia de seqüências, pela proposição de modelos teóricos (Wright & Marriott, 1993) e, com mais freqüência, através de trabalhos práticos (McCarthy & Plint, 1998). Wright & Marriott (1993) propõem um modelo relacionando variações no nível do mar, espaço de acomodação, arquitetura fluvial e desenvolvimento de solos e paleossolos. Deste modo, o modelo prevê o grau de pedogênese, maturidade e drenagem de solos formados em planícies costeiras em diferentes períodos de um ciclo de variação do nível do mar.

O modelo sugere que durante períodos de nível de mar baixo, com a incisão fluvial e formação de vales, desenvolvem-se paleossolos maduros e bem drenados nos terraços, onde ocorre uma diminuição na deposição fluvial. Com a subida do nível do mar, é gerado espaço de acomodação sedimentar, a freqüência de inundação dos rios aumenta e formam-se solos com características hidromórficas. A subida progressiva do nível do mar aumenta a taxa de sedimentação, possibilitando a formação de solos pouco desenvolvidos. Aos poucos, a velocidade de subida do nível do mar diminui, até atingir uma taxa nula. Nessa etapa, o espaço disponível para o acúmulo sedimentar é reduzido e os rios voltam a retrabalhar os sedimentos depositados na planície de inundação. A baixa razão de acreção sedimentar é favorável ao desenvolvimento de paleossolos maduros, no entanto, o seu

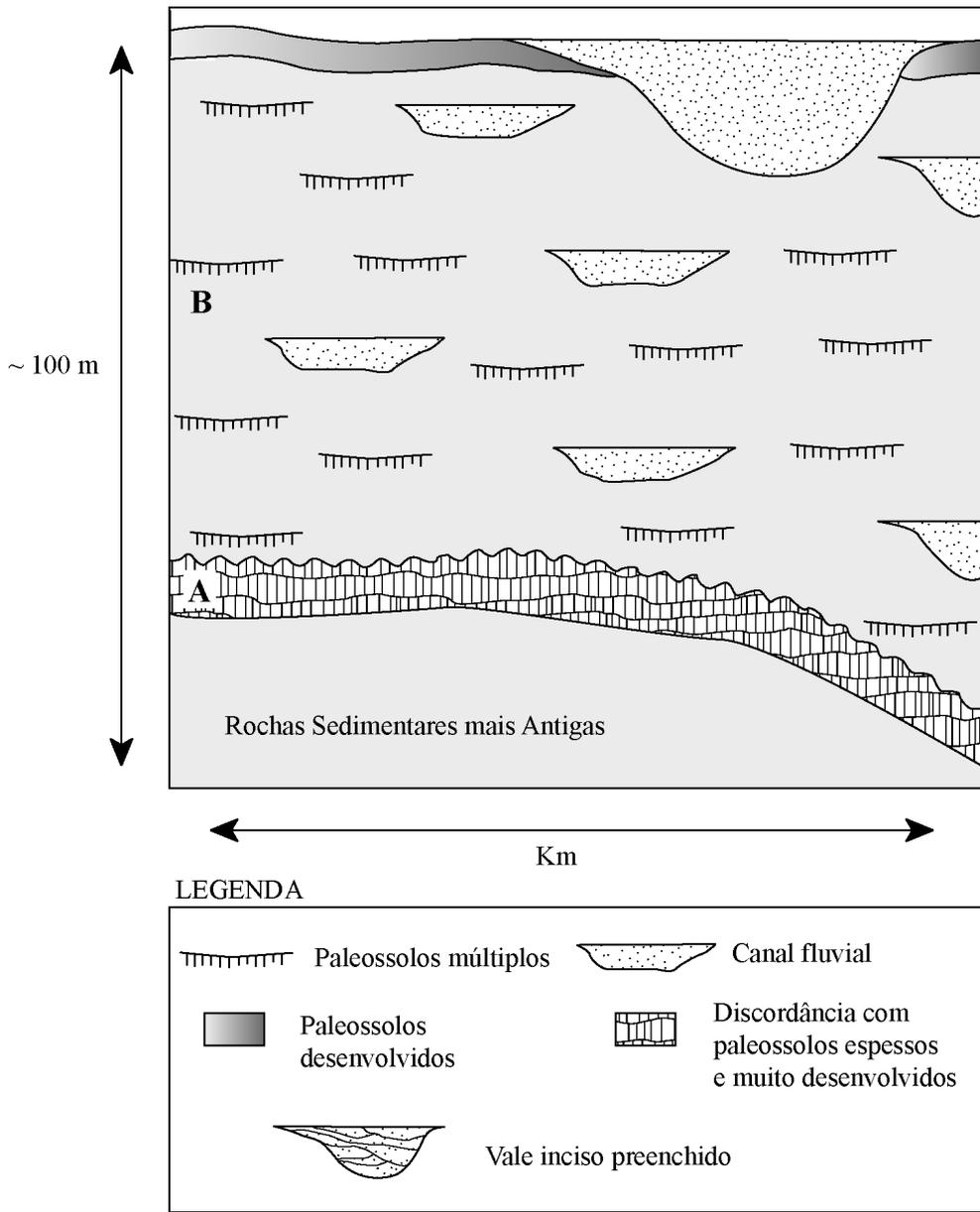


Figura 4 - Diagrama mostrando a variedade de paleossolos formados em uma sucessão vertical: (A) seqüência espessa de paleossolos fortemente alterados, formados em uma superfície discordante, devido ao longo período de estabilidade do terreno e exposição subaérea; (B) seqüência espessa de paleossolos múltiplos, pouco desenvolvidos, formados nos depósitos de planície de inundação, devido à erosão insignificante e sedimentação constante; (C) uma pausa moderadamente longa produz paleossolos bem desenvolvidos, mais que os paleossolos em B, mas menos que os paleossolos em A. Esses paleossolos são recobertos por seqüências de paleossolos múltiplos (mod. de Kraus, 1999).

potencial de preservação no registro sedimentar pode ser baixo, devido ao retrabalhamento pelo sistema fluvial durante as suas migrações laterais.

Contrariamente a outros modelos, Wright & Marriott (1993) admitem que as maiores razões de agradação seriam características do trato de sistema transgressivo (TST) e que o trato de sistema de mar alto (TSMA), teria baixas taxas de agradação por causa do pouco espaço de acomodação disponibilizado. Por esse motivo, o TST seria caracterizado por abundantes depósitos de transbordamento com paleossolos pouco desenvolvidos, enquanto que os

depósitos do TSMA teriam depósitos de transbordamento menos expressivos, com paleossolos bem desenvolvidos. Outros estudos como o de Shanley & McCabe (1994) mostram que, ao contrário do proposto por Wright & Marriott (1993), paleossolos seriam mais comuns em depósitos do TSMA. De qualquer forma, esses e outros modelos, definem uma crescente importância no estudo de paleossolos relacionado à estratigrafia de seqüências.

Os trabalhos em estratigrafia de seqüências geralmente enfatizam a importância dos paleossolos para o reconhecimento de limites de seqüência de

interflúvios e para a diferenciação entre vales incisivos de canais arenosos (Aitken & Flint, 1996). Ainda assim, trabalhos como os de McCarthy & Flint (1998) e Álvaro *et al.* (2003), consideram às suas características micromorfológicas associadas a critérios de campo e as relações estratigráficas para obter um melhor entendimento da seqüência de eventos que formaram um determinado tipo de paleossolo em um limite de seqüência.

### **Relações Laterais e Verticais em Paleossolos Aluviais**

Nos ambientes fluviais, o registro das condições existentes durante períodos de não-deposição ou erosão são preservadas, podendo ser interpretadas, em depósitos de paleossolos. Os principais fatores que controlam o sistema fluvial são tempo, relevo, geologia, clima, vegetação, nível de base, escoamento superficial, sistema de drenagem, inclinação, morfologia, tipologia dos canais e padrão de deposição (Schumm, 1977).

Assim como as rochas sedimentares exibem uma variação lateral em suas características, as propriedades dos solos variam lateralmente em resposta a diferentes condições climáticas. Desta forma o tipo de solo desenvolvido reflete a sua posição específica na topografia. Por exemplo, em uma planície aluvial os solos desenvolvidos em depósitos próximos aos canais fluviais (depósitos de diques marginais e de transbordamento) são solos bem drenados. Isso ocorre porque esses paleossolos formam-se em áreas elevadas em relação à planície adjacente, em depósitos geralmente formados por areias finas e siltes permeáveis. Esses solos podem mostrar evidências da atuação de processos de oxidação como o desenvolvimento de cores castanhas e avermelhadas em seus horizontes superficiais.

Os solos desenvolvidos na planície de inundação, estão em uma posição topográfica inferior em relação àqueles desenvolvidos próximo aos canais fluviais. Por esse motivo, possuem um padrão de drenagem pobre, ou seja, a posição do lençol freático está mais próxima à superfície. Esses solos são denominados hidromórficos e possuem uma maior quantidade de matéria orgânica (melhor preservada em ambientes anaeróbicos, livre das bactérias decompositoras) e cores acizentadas, típicas de condições redutoras. O desenvolvimento dos solos varia de acordo com sua posição no relevo por causa das diferenças de microclima, condições de drenagem e do deslocamento vertical dos constituintes do solo (Bown & Kraus, 1987; Platt & Keller, 1992).

A seqüência vertical dos depósitos de transbordamentos da Formação Willwood, Eoceno da bacia de Bighorn, EUA (Kraus, 1987) apresenta três tipos de *pedofácies* (conforme designação proposta por Bown & Kraus, 1987). De acordo com Kraus (1987), os paleossolos simples e compostos refletem os controles fluviais autocíclicos. A superimposição a esses ciclos de menor escala dá origem às megaseqüências, que possuem centenas de metros de espessura. Enquanto as seqüências simples e compostas representam padrões locais dos depósitos de planície de inundação, as megaseqüências refletem as mudanças nas taxas de sedimentação produzidas por processos alocíclicos. Entretanto, as pedofácies não são capazes de explicar todas as variações laterais de sucessões de paleossolos (Wright, 1992). Autores como Kraus (1997) e Kraus & Aslan (1999) discutiram as limitações do conceito de pedofácies. Segundo North (1996), o conceito de pedofácies seria melhor aplicado às sucessões agradacionais espessas formadas por perfis de paleossolos compostos e cumulativos.

As distribuições de seqüências de paleossolos em sistemas fluviais obedecem a uma dinâmica autocíclica, controlada pelas avulsões do próprio sistema aluvial e a uma dinâmica alocíclica (formação de megaseqüências), que abrange longos intervalos de tempo (de 100.000 até 1 Ma) e que é determinada pela atividade tectônica ou pelas condições climáticas. Os fatores autocíclicos e alocíclicos do sistema fluvial determinam variações laterais e verticais de paleossolos (Kraus & Bown, 1988).

Solos menos desenvolvidos são comumente formados próximos às áreas de rápida sedimentação: nos canais, diques marginais ou depósitos de rompimento de dique marginal. Ao contrário, solos mais desenvolvidos encontram-se nas porções mais distantes da planície de inundação em relação aos canais fluviais (Fig. 5). Existe, portanto, uma progressão lateral contínua e gradual de estágios de maturidade de solos das áreas de canal, para as áreas de planície (Kraus & Brown, 1988). Desta forma, a razão de acumulação sedimentar diminui com o aumento da distância em relação ao canal. Isto ocorre porque a espessura dos sedimentos, depositados por transbordamentos dentro da planície, diminui a medida que esses depósitos se afastam dos canais. Portanto, as áreas mais distais da planície são inundadas com menor freqüência do que as áreas próximas aos canais fluviais. Conseqüentemente, existe uma relação inversa entre a maturidade dos solos e a taxa de sedimentação.

A determinação das variações verticais e laterais de paleossolos pode fornecer informações importantes em relação ao sistema de drenagem de planícies aluviais.

Os paleossolos mostram-se mais desenvolvidos com o aumento de sua idade ou de seu tempo de desenvolvimento, com as condições climáticas mais secas e com perfis bem drenados (nível freático mais profundo) em direção ao topo de cada seqüência. Isto ocorre, até que seu desenvolvimento seja interrompido por uma discordância e formação, na base da nova seqüência, de paleossolos fracamente desenvolvidos em climas úmidos e sistemas de perfis mal drenados (nível freático mais próximo à superfície deposicional) (Retallack, 2001).

O estudo de solos modernos sugere que diferentes composições mineralógicas de paleos-

solos correspondem a diferentes granulometrias do material fonte e que essas diferenças podem influenciar no desenvolvimento dos solos (Kraus, 1999). Nos sistemas fluviais, por exemplo, os sedimentos de tamanho areia e silte são depositados preferencialmente nas proximidades dos canais fluviais (depósitos de diques marginais e de extravasamento de dique marginal) e são constituídos principalmente por quartzo, feldspato e fragmentos líticos. Por outro lado, os sedimentos mais finos (argilas) são tipicamente acumulados nas planícies de inundação e são compostos, em sua maioria, por argilominerais como clorita, esmectita e ilita, dependendo das condições climáticas vigentes. Aslan & Autin (1998), mostram que as diferentes composições químicas e mineralógicas da rocha matriz têm grande impacto sobre a química dos solos aluviais e

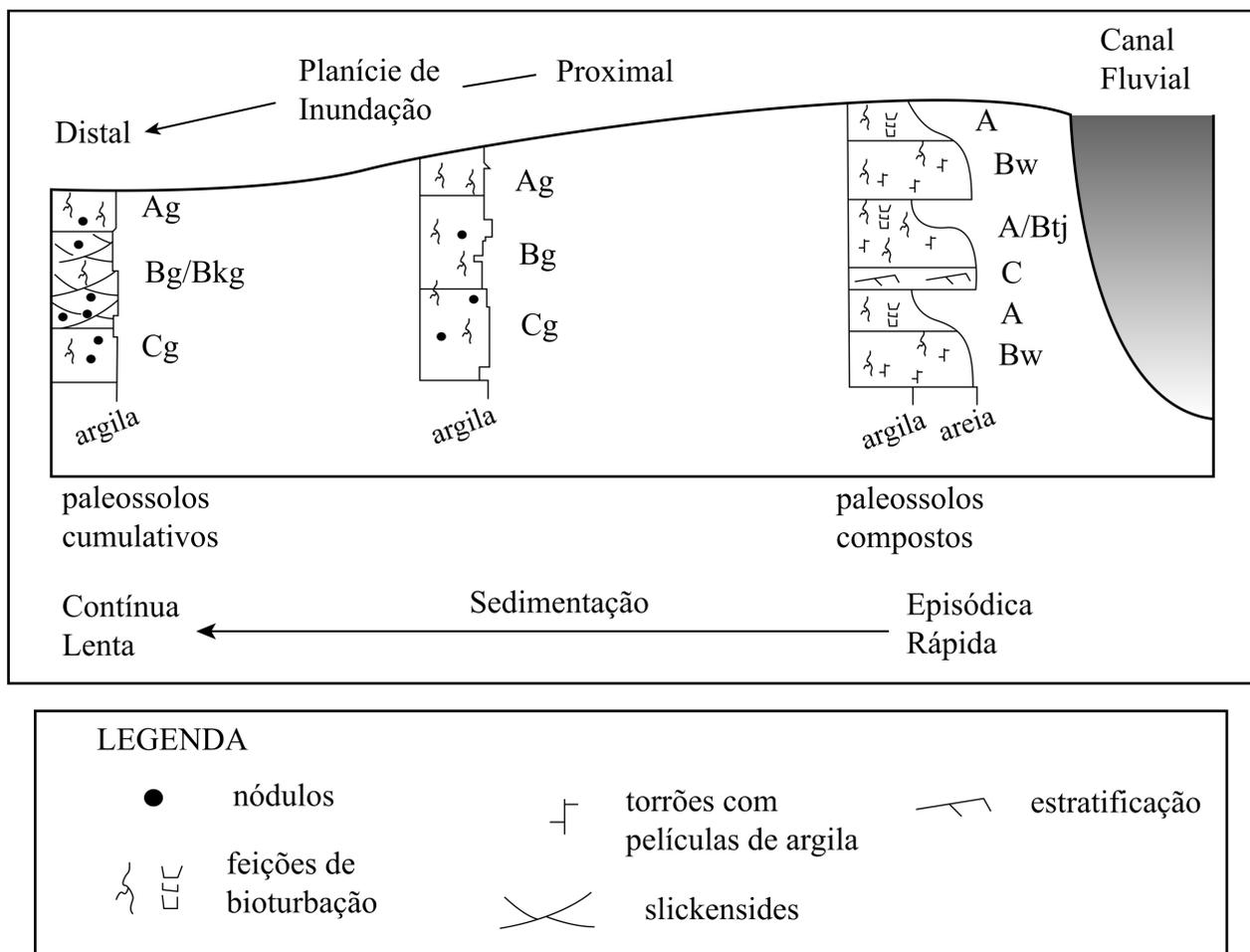


Figura 5 - Diagrama mostrando as variações laterais de "pedofácies". Paleossolos compostos geralmente são formados próximos ao canal fluvial devido à sedimentação rápida e episódica. Paleossolos cumulativos formam-se mais afastados dos depósitos de canal, devido à sedimentação lenta e contínua. A = horizonte A; Ag = horizonte A com feições de hidromorfismo; Bw = horizonte B mostrando desenvolvimento de coloração característica ou de estruturas pedogênicas, mas com pouco acúmulo de argilas por iluviação; Bg = horizonte B com feições de hidromorfismo; Btj = horizonte B com acúmulo incipiente de argila; C = horizonte C; Cg = horizonte C com feições de hidromorfismo (modif. de Bown & Kraus, 1987).

sobre os processos de intemperismo.

## OS PALEOSSOLOS E AS RECONSTITUIÇÕES PALEOCLIMÁTICAS E PALEO-AMBIENTAIS

O estudo de paleossolos teve grande impulso durante as últimas décadas, inclusive os de idade pré-quaternária, pela possibilidade de obter-se informações importantes para a solução de reconstituições paleoambientais. O reconhecimento da distribuição dos diferentes tipos de paleossolos em paleo-superfícies tem sido uma importante ferramenta para as investigações paleoambientais, principalmente paleoclimáticas, vigentes em bacias continentais antigas e para determinar a importância relativa de processos autocíclicos e alocíclicos que determinam o padrão da sedimentação nessas bacias.

Essas informações podem ser obtidas através da classificação de paleossolos (Mack, 1992) ou, ainda, com o auxílio de informações resultantes da aplicação de técnicas analíticas, principalmente, de isótopos estáveis (Driese *et al.*, 1992).

### Análogos Atuais

O clima tem sido considerado como um dos cinco fatores que determinam as características físicas e químicas de solos e paleossolos. Outros fatores incluem, a composição e textura do material fonte, topografia, vegetação e o tempo de desenvolvimento do solo (Birkeland, 1984; Retallack, 1990). Em paleossolos, a diagênese posterior aos processos pedogênicos pode mascarar as feições adquiridas durante a formação do solo (Retallack, 1991). Portanto, é importante identificar todas as variáveis que possam ter afetado as propriedades de um paleossolo, antes de utilizá-lo em interpretações paleoclimáticas.

O trabalho de Bestland (1997) é um exemplo da utilização de classificações no auxílio em interpretações paleoclimáticas. Nesse trabalho, o autor utilizou paleossolos para interpretar mudanças climáticas através do limite Eoceno-Oligoceno. Os paleossolos mais antigos dessa seqüência formados sob condições úmidas e sub-tropicais, foram classificados como “ultissolos”, enquanto os mais jovens, compostos por esmectidas e formados em ambiente temperado úmido, foram interpretados como “alfissolo”.

Mack & James (1994), em uma interpretação unificadora, geraram um mapa de paleossolos semelhante ao Mapa de Solos do Mundo (Soil Map of

the World; FAO, 1974) onde são associados solos modernos a zonas climáticas específicas. Os autores propuseram um modelo para distribuição global de zonas paleoclimáticas com a predição de seus paleossolos diagnósticos. As zonas paleoclimáticas foram estabelecidas em analogia com zonas climáticas modernas e por associações características de ordens de paleossolos, de acordo com a classificação de Mack *et al.* (1993). Desta forma solos muito alterados, como oxissolos e argilissolos seriam característicos de paleoclimas equatoriais úmidos, onde as temperaturas e precipitação anuais são altas e mostram pouca variação sazonal. argilissolos, spodosolos e gleyssolos seriam mais freqüentes em latitudes médias com climas úmidos (precipitação média anual superior a 1000 mm/ano), enquanto que os Calcissolos seriam indicativos de zonas paleoclimáticas subtropicais com clima seco (precipitação média anual inferior a 1000 mm/ano). O desenvolvimento de paleossolos na zona polar seria incipiente, devido às baixas precipitações anuais associadas às baixas temperaturas. O modelo proposto por Mack & James (1994) não é apropriado para paleossolos que se formaram antes do advento das primeiras plantas vasculares.

Demko *et al.* (2004) utilizaram a classificação de paleossolos de Mack *et al.* (1993) na identificação de evidências paleoclimáticas e paleoambientais nos paleossolos da Formação Morrison do Jurássico superior da região de Western Interior, EUA. Com base na identificação de horizontes característicos, condições de drenagem e outros dados, os autores concluíram que os paleossolos expostos nos perfis da Formação Morrison constituíam excelentes registros das condições paleoclimáticas e paleoidrológicas do Jurássico superior. Os paleossolos de planície de inundação e de margem lacustre teriam sido formados de dezenas a centenas de anos e mostrariam evidências de clima semi-árido com precipitação sazonal. As variações laterais mostrariam que a bacia seria mais seca a oeste e sul e as variações verticais, sugeririam que as condições paleoclimáticas da bacia se tornaram mais úmidas com o passar do tempo.

Os argilominerais presentes em paleossolos também permitem detectar e interpretar variações climáticas. Robert & Kennett (1994), por exemplo, concluíram que teria havido crescente aumento do teor de esmectita e correspondente diminuição do teor de illita, em sedimentos argilosos da Antártida durante o Paleoceno superior. Esta mudança na composição dos argilominerais também corresponderia à variação isotópica que marca um máximo ter

mal no final do Paleoceno (Zachos *et al.*, 1993). Os autores concluíram que o aumento do teor de esmectita teria resultado do recrudescimento do intemperismo químico devido às altas temperaturas e chuvas neste período.

### Análises Isotópicas

Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  para carbonato de cálcio em solos dependem da composição isotópica das águas meteóricas das quais o carbonato precipita. A composição isotópica das águas meteóricas, por sua vez, depende da temperatura média anual. Por outro lado, a composição do isótopo de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) em solos modernos, tende a ser maior em áreas de climas quentes, porque o tipo de vegetação existente ( $\text{C}_3$  versus  $\text{C}_4$ ) depende da temperatura. Plantas que produzem  $\text{C}_3$  (árvores, arbustos, gramíneas de clima frio), possuem valores de  $\delta^{13}\text{C}$  ao redor de -27 ‰, enquanto que plantas que produzem  $\text{C}_4$  (gramíneas de climas quentes) possuem valores em torno de -12 ‰ (Cerling, 1984; Cerling & Quade, 1993). Por causa dessas relações entre composição isotópica e temperatura, paleossolos com carbonato de cálcio vêm sendo estudados para a reconstrução de paleoclimas.

Vitali *et al.* (2002) apresentaram um estudo de caracterização isotópica (isótopos de hidrogênio e oxigênio) e mineralógica (argilominerais) em paleossolos cretáceos da Formação Dunvegan (Canadá). Os dados isotópicos foram utilizados para: 1) diferenciar argilominerais detríticos dos neoformados; 2) estimar a temperatura e a composição isotópica da água durante a formação dos argilominerais pedogênicos e 3) detectar as flutuações climáticas e ambientais durante a formação destes paleossolos.

A Formação Dunvegan é constituída por sedimentos deltaicos depositados durante 2 Ma por rios que corriam na direção sudeste, paralelos ao sistema de cordilheiras. A planície deltaica de Dunvegan exibia relêvo muito suave, formado pela intercalação de arenitos finos a muito finos e siltitos laminados, representando depósitos de planície de inundação, dique marginal, transbordamento de dique marginal, canal fluvial e lago. A superfície dos lobos deltaicos encontra-se profundamente entalhada por sistema de vales, que são preenchidos por novos sedimentos submetidos à intensa pedogênese.

Essa intensa pedogênese teria originado paleossolos maduros e espessos caracterizados pela presença de um horizonte argiloso bem desenvolvido, similares aos modernos alfissolos e ultissolos. As análises de difração de raios-X mostraram que a

fração < 2  $\mu\text{m}$  é constituída por uma mistura de argilominerais detríticos e pedogênicos, enquanto que a fração < 0,2  $\mu\text{m}$  é composta quase completamente por argilominerais formados durante a pedogênese. A caulinita e ilita (provavelmente herdada das rochas clásticas, das quais formaram-se os paleossolos), vermiculita dioctaédrica (comuns em solos de regiões temperadas úmidas) e argilominerais interestratificados são os principais componentes da fração < 2  $\mu\text{m}$ . Por outro lado, a fração < 0,2  $\mu\text{m}$ , é composta exclusivamente por argilominerais interestratificados. Os autores concluíram que os argilominerais pedogênicos deste paleossolo, provavelmente refletem a variabilidade dos materiais fonte e a intensidade da duração dos processos de formação de solo (estimada em 100 Ma).

Para o estudo isotópico o primeiro passo foi comparar os valores obtidos de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  nas frações < 2  $\mu\text{m}$  e < 0,2  $\mu\text{m}$  com os valores dos argilominerais detríticos (Fig. 6). Os altos valores de  $\delta\text{D}$  para a fração < 2  $\mu\text{m}$  refletem a mistura dos argilominerais detríticos e pedogênicos, enquanto que os baixos valores de  $\delta\text{D}$  para a fração < 0,2  $\mu\text{m}$ , carregam a assinatura isotópica da temperatura e composição da água presente no solo durante a pedogênese.

Utilizando alguns geotermômetros como parâmetro, foi possível encontrar valores entre -12,9 e -11,6 ‰ de  $\delta^{18}\text{O}$  e valores entre -82 e -81 ‰ de  $\delta\text{D}$  para a água envolvida na pedogênese deste paleossolo. Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta\text{D}$  inferidos neste trabalho para a pedogênese, são representativos da água meteórica local que é modificada por variações sazonais na composição da precipitação. Dentro do solo, essa água meteórica mistura-se com a umidade pré-existente e também é afetada pelos processos de formação de solo (como por exemplo, evaporação, influência sazonal da água proveniente das plantas, entre outros).

Os valores obtidos neste trabalho fornecem uma estimativa da composição isotópica da paleoprecipitação no início do Cretáceo superior em uma paleolatidade de 65° N. Estes valores são maiores do que os encontrados para as precipitações atuais e indicariam a existência de massas úmidas concentradas em  $^{18}\text{O}$  e D, sugerindo condições mais quentes durante o Cretáceo superior do que nos tempos atuais.

Desta forma, foi possível observar que as relações isotópicas (em termos de isótopos estáveis) de minerais pedogênicos provenientes de paleossolos registram parâmetros climáticos importantes durante a formação do solo, como a temperatura e a

composição da água do solo. Existe uma vantagem em se obter estas medidas isotópicas a partir de argilominerais pedogênicos, já que esses são mais comuns que os carbonatos pedogênicos e podem registrar tanto as composições isotópicas de hidrogênio e de oxigênio das águas meteóricas presentes durante a formação do solo.

No entanto, é preciso estar atento ao fato de que o uso da composição isotópica em minerais de paleossolos apresenta vários problemas. Um deles é a superposição de fatores climáticos, que pode ocorrer se as razões de acumulação sedimentar forem muito lentas. Se a sedimentação ocorre de uma unidade ocorre de forma muito lenta, o clima vigente pode mudar fazendo com que o carbonato pedogênico precipite sob mais de um regime climático, fazendo com que os sedimentos depositados durante esse longo período de tempo contenham uma mistura isotópica (Cerling, 1984). A composição do isótopo de oxigênio, por sua vez, é mais sujeita às modificações diagenéticas já que os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  podem ser depletados como resultado da recristalização. Mora *et al.* (1998) comprovaram que o isótopo de oxigênio analisado em calcitas e ilitas pedogênicas sofreu variações durante o soterramento e, por tanto, neste caso, não seria apropriado para interpretações paleoclimáticas e paleoambientais.

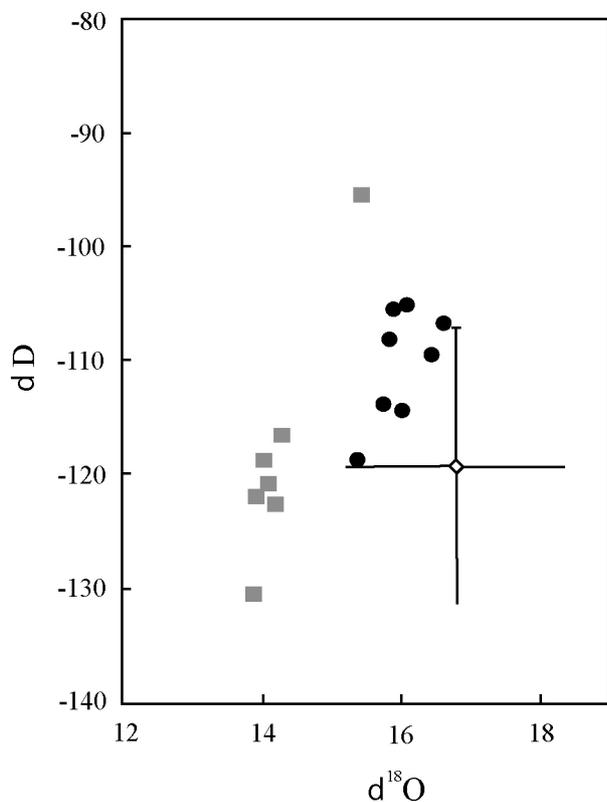


Figura 6 - Gráfico com os valores de  $\delta\text{D}$  versus  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$  das frações < 2 - (círculos) e < 0,2 -  $\mu\text{m}$  (quadrados) (Vitali *et al.*, 2002(mod.).

## Limitações

Dependendo da duração do tempo de exposição dos paleossolos e da quantidade de dados levados em consideração, o estudo de paleoclimas pode ser prejudicado. Em muitas situações pode ser difícil distinguir controles climáticos de outros mecanismos que podem provocar variações verticais nos perfis de paleossolos, como modificações eodiagenéticas. Para obterem-se dados paleoclimáticos (como paleotemperaturas, teor de  $\text{CO}_2$  atmosférico e outros) confiáveis, o carbonato coletado dos paleossolos deve ter indiscutivelmente uma origem pedogênica e não ter sofrido modificações diagenéticas (Kraus, 1999). Os processos diagênéticos podem ser um problema na obliteração de feições pedogênicas, no entanto existem estudos em paleossolos do Eoceno inferior (Cerling, 1991) e do Devoniano (Driese & Mora, 1993) que mostram que os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de carbonatos em paleossolos teriam sido pouco afetados pela diagênese.

## CONCLUSÕES

Segundo Pettijohn (1975), cerca de 75% das rochas expostas na superfície terrestre são sedimentares e como muitas destas rochas são formadas em ambientes terrestres sujeitos à pedogênese, os paleossolos são amplamente distribuídos no registro geológico (Kraus, 1999). O seu registro na escala de tempo geológico também é bastante extenso, indo até o período Pré-Cambriano (Driese *et al.*, 1995).

Paleossolos podem oferecer critérios de correlação de depósitos continentais, tanto em escala local como regional, pois muitos solos antigos são de fácil reconhecimento e encontram-se expostos por extensas áreas e, por esse motivo podem representar importantes camadas-guia.

Os paleossolos podem fornecer informações sobre as características de paisagens antigas, bem como também fornecem informações sobre a acumulação de seqüências sedimentares não-marinhas. O seu estudo contribui para a obtenção de maiores informações sobre a natureza, tempo e forma da deposição aluvial. O estudo de paleossolos pode ser considerado como mais uma ferramenta, dentro de um conjunto de observações, para o melhor entendimento dos sistemas sedimentares continentais.

**Agradecimentos** - A primeira autora agradece especialmente a ANP (Agência Nacional do Petróleo) pela concessão de bolsa de estudos e ao Instituto de Geociências da Universidade Federal

do Rio Grande do Sul pela infraestrutura concedida. Os autores também agradecem os comentários relevantes e as correções do revisor.

## REFERÊNCIAS

- Abbott, P. L., Minch, J. A. & Peterson, G. L. 1976. Pre-Eocene paleosol south of Tijuana, Baja California, Mexico. **Journal of Sedimentary Petrology**, **46**: 355-361.
- Aitken, J. F. & Flint, S. S. 1996. Variable expressions of interfluvial sequence boundaries in the Brathitt Group (Pennsylvanian), eastern Kentucky, USA. In: Howell, J.A. & Aitken, J. F. (eds.). **High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications**. Geological Society of London. p. 193-206 (Special Publication of Geological Society of London, n. 104).
- Allen, P. 1947. Notes on Wealden fossil soil beds. **Geologists Association Proceedings**, **57**: 303-314.
- Álvarez, J. J., Vliet-Lanoë, B. V., Vennin, E. & Blanc-Valleron, M. M. 2003. Lower Cambrian paleosols from the Cantabrian Mountains (northern Spain): a comparison with Neogene-Quaternary estuarine analogues. **Sedimentary Geology**, **163**: 67-84.
- Alves, J. M. P. 1995. **Petrologia e diagênese do Membro Ponte Alta, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná na região do Triângulo Mineiro**. Dissertação de Mestrado, 102p. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Aslan, A. & Autin, W. J. 1998. Holocene flood-plain soil formation in the southern lower Mississippi Valley: implications for interpreting alluvial paleosols. **Geological Society of America Bulletin**, **110**: 433-449.
- Bestland, E. A. 1997. Alluvial terraces and paleosols as indicators of early Oligocene climate change (John Day Formation, Oregon). **Journal of Sedimentary Research**, **67A**: 840-855.
- Birkeland, P. W. 1984. **Soils and Geomorphology**. Oxford University Press, New York, 372 pp.
- Bown, T. M. & Kraus, M. J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology**, **57** (4): 587-601.
- Bridge, J. S. & Leeder, M. R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. **Sedimentology** **26**: 599-623.
- Carlisle, D. 1983. Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. In: Wilson, R. C. L. (ed.), **Residual Deposits**. Geological Society of London Special Publication 11, 185-195.
- Catt, J. A. 1990. Paleopedology manual. **Quaternary International**, **51/52**: 84.
- Cerling, T. E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationships to climate. **Earth Science Planet Letter**, **71**: 229-240.
- Cerling, T. E. 1991. Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. **American Journal of Science**, **291**: 377-400.
- Cerling, T. E. & Quade, J. 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. **Climatic Change in Continental Isotopic Records**. American Geophysical Union, p. 217-231.
- Coutinho, J. M. V., Coimbra, A. M., Brandi Neto, M. & Rocha, G. A. 1982. Lavas alcalinas analcímicas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO LATINAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires. **Actas...**, **2**: 185-195.
- Demko, T. M., Currie, B. S. & Nicoll, K. A. 2004. Regional paleoclimatic and stratigraphic implications of paleosols and fluvial/overbank architecture in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. **Sedimentary Geology**, **167**: 115-135.
- Driese, S. G. & Mora, C. I. 1993. Physico-chemical environment of pedogenic carbonate formation in Devonian vertic paleosols, central Appalachians, USA. **Sedimentology**, **40**: 199-216.
- Driese, S. G., Mora, C. I., Cotter, E. & Foreman, J. L. 1992. Paleopedology and stable isotope chemistry of Late Silurian vertic paleosols, Bloomsburg Formation, Central Pennsylvania. **Journal of Sedimentary Petrology**, **62** (5): 825-841.
- Driese, S. G., Simpson, E. L. & Eriksson, K. A. 1995. Redoximorphic paleosols in alluvial and lacustrine deposits, 1.8 Ga Lochness Formation, Mount Isa, Australia; pedogenic processes and implications for paleoclimate. **Journal of Sedimentary Research**, **65A**: 675-689.
- Duchaufour, P. 1977. **Pedologie: pedogenèse et classification**. Paris, Masson v.1.477p.
- Duchaufour, P. 1982. **Pedology**. Allen and Unwin, London, 448 pp.
- Fernandes, L. A. & Coimbra, A. M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, **30**(4): 717-728.
- Food and Agriculture Organization/United Nations Scientific and Cultural Organization 1974. **Soil Map of the World**. Vol. I, Legend. Unesco, Paris.
- Ford, A. B. 1987. Chemical characteristics of greywacke and paleosol of early Oligocene or older sedimentary breccia, Ross Sea, DSDP site 270. In: Thomson, M. R. A., Crame, I. A. & Thomson, J. W. (eds.). **Geological Evolution of Antarctica**. Cambridge University Press, Cambridge. p. 293-297.
- Frakes, L. A. & Sun, J. 1994. A carbon isotope record of the upper Chinese loess sequence: estimates of plant types during stadials and interstadials. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **108**: 183-189.
- Goldich, S. S. 1938. A study in rock weathering. **Journal of Geology**, **46**: 17-58.
- Hall, R. D. & Anderson, A. K. 2000. Comparative soil development of Quaternary paleosols of the central United States. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **158**: 109-145.
- Holmes, M. A. 1992. Cretaceous subtropical weathering followed by cooling as 60°S latitude: the mineral composition of southern Kerguelen Plateau sediment, Leg 120. **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, **120**: 99-111.
- Horbe, A. M. C., Horbe, M. A. & Suguio, K. 2004. Tropical Spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil. **Geoderma**, **119**: 55-68.
- Kemp, R. A., Zárate, M., Toms, P., King, M., Sanabria, J. & Arguello, G. 2006. Late quaternary paleosols, stratigraphy and landscape evolution in the Northern Pampa, Argentina. **Quaternary Research**, **66**: 119-132.
- Kimberley, M. M. 1992. Significance of Precambrian paleosols. In: Schidlowski, M., Golubic, S., Kimberley, M. M., McKirdy, D. M. & Trudinger, D. A. (eds.). **Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources**. Springer, Berlin. p. 115-129.
- Kraus, M. J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology**, **57** (4): 602-612.
- Kraus, M. J. 1997. Lower Eocene alluvial paleosols: pedogenic development, stratigraphic relationships and paleosol/landscape associations. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **129**: 387-406.
- Kraus, M. J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. **Earth-Science Reviews**, **47**: 41-70.
- Kraus, M. J. & Aslan, A. 1999. Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. In: Thiry, M. (ed.) **Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits**. International Association of Sedimentology, p. 303-321 (Special Publication of International Association of Sedimentology, n. 27).
- Kraus, M. J. & Bown, T. M. 1988. Pedofacies analysis; a new approach to reconstructing ancient fluvial sequences. In: Reinhardt, J. & Sigleo, W. R. (eds.). **Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Techniques and Applications**. Geological Society of America. p. 143-152 (Geological Society of America Special Paper, n. 216).
- Kraus, M. J. & Gwinn, B. 1997. Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. **Sedimentary Geology**, **114**: 33-54.
- Ladeira, F. S. B. & Santos, M. 2005. O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri, SP. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, **6**: 3-20.
- Ladeira, F. S. B. & Santos, M. 2006. Tectonics and Cenozoic paleosols in Itaqueri's Hill (São Paulo - Brazil): implications for the long-term geomorphological evolution. **Zeitschrift für Geomorphologie**.

**Supplementband, 145:** 37-62.

- Leckie, D. A., Cheel, R. J., 1990. Nodular silcretes of the Cypress Hills Formation (upper Eocene to middle Miocene) of southern Saskatchewan, Canada. **Sedimentology**, **37**: 445-454.
- Mabesoone, J. M. & Lobo, H. M. C. 1980. Paleosols as stratigraphic indicators for the cenozoic history of northeastern Brazil. **Catena**, **7(1)**: 67-78.
- Mack, G. H. 1992. Paleosols as an indicator of climatic change at the early-late Cretaceous boundary, southwestern New Mexico. **Journal of Sedimentary Petrology**, **62** (3): 483-494.
- Mack, G. H. & James, W. C. 1994. Paleoclimate and the global distribution of paleosols. **The Journal of Geology**, **102**: 360-366.
- Mack, G. H., James, W. C. & Monger, H. C. 1993. Classification of paleosols. **Geological Society of America Bulletin**, **105**: 129-136.
- Marriott, S. B. & Wright, V. P. 1993. Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. **Journal of Geological Society of London**, **150**: 1109-1120.
- McCarthy, P. J. & Plint, A. G. 1998. Recognition of interfluvial sequence boundaries: integrating paleopedology and sequence stratigraphy. **Geology**, **26**: 387-390.
- Mora, C. I., Sheldon, B. T., Elliott, W. C. & Driese, S. G. 1998. An oxygen isotope study of illite and calcite in three Appalachian Paleozoic vertic paleosols. **Journal of Sedimentary Research**, **68**: 456-464.
- Nogueira, A. C. R., Vieira, L. C. & Suguio, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, Serra Negra, Anais... São Paulo, 1999, p. 261-266.
- North, C. P. 1996. The prediction and modeling of subsurface fluvial stratigraphy. In: Carling, P. A. & Dawson, M. R. (eds.). **Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy**. Wiley, Chichester, p. 395-508.
- Parrish, J. T. 1998. **Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record**. Columbia University Press, New York.
- Paz, J. D. F. & Rossetti, D. F. 2006. Paleohydrology of an Upper Aptian lacustrine system from northeastern Brazil: Integration of facies and isotopic geochemistry. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **241**: 247-266.
- Pereira, M. J. & Feijó, F. J. 1994. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **8(1)**: 219-234.
- Pesci, M. 1995. The role of principles and methods in loess-paleosol investigations. **Geojournal**, **36**: 117-131.
- Pettijohn, F. J. 1975. **Sedimentary Rocks**. Third edn. New York, Harper and Row, 628p.
- Platt, N. H. & Keller, B. 1992. Distal alluvial deposits in a foreland basin setting - the lower freshwater Molasse (lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and paleosols. **Sedimentology**, **39**: 545-565.
- Retallack, G. J. 1975. The life and times of a Triassic lycopod. **Alcheringa**, **1**: 3-29.
- Retallack, G. J. 1976. Triassic paleosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales. Part I. Features of the paleosols. **Geological Society of Australia Journal**, **23**: 383-399.
- Retallack, G. J. 1977. Triassic paleosols in the upper Narrabeen Group of New South Wales. Part II. Classification and reconstruction. **Geological Society of Australia Journal**, **24**: 19-35.
- Retallack, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. In: Reinhardt, J. & Sigleo, W. R. (eds) **Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Techniques and Applications**. Geological Society of America, Special Paper 216: 1-20.
- Retallack, G. J. 1990. The work of dung beetles and its fossil record. In: Boucot, A. J. (ed.). **Evolutionary Paleobiology of Behavior**. Elsevier, Amsterdam: 214-226.
- Retallack, G. J. 1991. **Miocene Paleosols and Ape Habitats of Pakistan and Kenya**. Oxford University Press, New York.
- Retallack, G. J. 1997. **A Colour Guide to Paleosols**. Wiley, Chichester.
- Retallack, G. J. 2001. **Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology**. Blackwell Science, London, 404p.
- Retallack, G. J. & Krull, E. S. 1999. Ecosystem shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica. **Australian Journal of Earth Sciences**, **46**: 785-812.
- Retallack, G. J., Sheldon, N. D., Cogoini, M. & Elmore, R. D. 2003. Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, **198**: 373-380.
- Ribeiro, D. T. P. 1997. **Diagênese e Petrologia das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná) na região de Uberaba, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado, 108p. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Ribeiro, D. T. P. & Gomes, N. S. 1996. Aspectos diagenéticos das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília (Cretáceo da Bacia do Paraná) no Triângulo Mineiro, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996 **Anais...** **1**: 184-186.
- Ribeiro, D. T. P. & Alves, J. M. P. 1997. Evolução diagenética das rochas da Formação Marília, na região de Uberaba, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 9, Ouro Preto. **Anais...** **14**: 117-118.
- Robert, C. & Kennett, J. P. 1994. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay-mineral evidence. **Geology**, **22**: 211-214.
- Rossetti, D. F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, **169**: 151-174.
- Rossetti, D. F. & Santos Jr., A. 2004. Facies architecture in a tectonically influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, northern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **17**: 267-284.
- Rutter, N. W., Velichko, A. A., Dlussky, K. G., Morozova, T. D., Little, E. C., Nechaev, V. P. & Evans, M. E. 2006. New insights in the loess/paleosol Quaternary stratigraphy from key sections in the U. S. Midwest. **Catena**, **67**: 15-34.
- Salomão, F. X. T. & Antunes, F. S. 1998. Solos em Pedologia. In: Oliveira, A. M. S., Brito, S. N. A. (eds.). **Geologia de Engenharia**. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, São Paulo: 87-99.
- Schumm, S. A. 1977. **The Fluvial System**. New York, Wiley, 338p.
- Shanley, K. W. & McCabe, P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geology Bulletin**, **78**: 544-568.
- Sharp, R. P. 1940. The ep-Archaeon and ep-Algonkian erosion surfaces, Grand Canyon, Arizona. **Geological Society of America Bulletin** **51**: 1235-1269.
- Sheldon, N. D. 2006. Precambrian paleosols and atmospheric CO<sub>2</sub> levels. **Precambrian Research**, **147**: 148-155.
- Sidorenko, A. V. 1963. Problemy osadochnoi geologii dokembria (Problems in Precambrian sedimentary geology). **Sovietskay Geologiskh**, **4**: 3-23.
- Smith, G. D. & McFaul, M. 1997. Paleoenvironmental and geochronologic implications of the late Quaternary sediments and paleosols: north-central to southwestern San Juan Basin, New Mexico. **Geomorphology**, **21**: 107-138.
- Soil Survey Staff 1975. **Soil Taxonomy**. U. S. Dept. Agri. Handbook 436, 754 pp.
- Soil Survey Staff 1988. **Keys to Soil Taxonomy**, 8<sup>th</sup> edn. U. S. Dept. Agri. Nat. Res. Conserv. Serv., 327 p.
- Soregan, G. S., Elmore, R. D., Katz, B., Cogoini, M. and Banerjee, S. 1997. Pedogenically enhanced magnetic susceptibility variations preserved in Paleozoic loessite. **Geology**, **25**: 1003-1006.
- Stanley, S. M. 1998. **Earth System History**. Freeman, New York.
- Summerfield, M. A. 1983. Silcrete. In: Goudie, A. S., Pye, K. (Eds.), **Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitates and Residua in the Near-surface Environments**. Academic Press, London, pp. 59-91.
- Thorp, J. & Reed, E. C. 1949. Is there laterite in rocks of the Dakota Group? **Science**, **109**: 69.
- Vieira, L. C., Horbe, A. M. C. & Nogueira, A. C. R. et al. 2001. Caracterização geoquímica de paleossolos da Formação Alter do Chão em Manaus, AM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 8 Curitiba. **Resumos...**, p. 72-73.
- Vitali, F., Longstaffe, F. J., McCarthy, P. J., Plint, A. G. & Caldwell, W. G. E. 2002. Stable isotopic investigation of clay minerals and pedogenesis in an interfluvial paleosol from the Cenomanian

- Dunvegan Formation, N.E. British Columbia, Canada. **Chemical Geology**, **192**: 269-287.
- Wright, V. P. 1992b. Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models. In: Martini, I. P. & Chesworth, W. (eds.), **Weathering, Soils and Paleosols**. Elsevier, Amsterdam, p. 475-499.
- Wright, V. P. 1995. Losses and gains in weathering profiles and duripans. In: A. Parker and B. W. Sellwood (eds.), **Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology**. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 95-123.
- Wright, V. P., Tucker, M. E. 1991. Calcretes: an introduction. In: Wright, V. P., Tucker, M. E. (eds.), **International Association of Sedimentology Rep. Ser. 2**, 1-22.
- Wright, V. P. & Marriott, S. B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain storage. **Sedimentary Geology**, **86**: 203-210.
- Wright, V. P. & Marriott, S. B. 1996. A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. **Journal of Geological Society of London**, **153**: 907-913.
- Yaalon, D. H. 1971. **Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols**. International Society for Soil Science and Israel University Press, 350p.
- Zachos, J. C., Lohmann, K. C., Walker, J. C. G. & Wise, S. W. 1993. Abrupt climatic change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. **The Journal of Geology**, **101**: 191-213.

