



Revista Brasileira de Ciência do Solo

ISSN: 0100-0683

revista@sbccs.org.br

Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
Brasil

MAFRA, A. L.; MIKLÓS, A. A. W.; VOLKOFF, B.; MELFI, A. J.
PEDOGÊNESE NUMA SEQÜÊNCIA LATOSOLO-ESPODOSSOLO NA REGIÃO DO ALTO RIO
NEGRO, AMAZONAS

Revista Brasileira de Ciência do Solo, vol. 26, núm. 2, 2002, pp. 381-394
Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
Viçosa, Brasil

Disponível em: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180218325013>

- ▶ Como citar este artigo
- ▶ Número completo
- ▶ Mais artigos
- ▶ Home da revista no Redalyc

redalyc.org

Sistema de Informação Científica

Rede de Revistas Científicas da América Latina, Caribe, Espanha e Portugal
Projeto acadêmico sem fins lucrativos desenvolvido no âmbito da iniciativa Acesso Aberto

PEDOGÊNESE NUMA SEQÜÊNCIA LATOSSOLO-ESPODOSSOLO NA REGIÃO DO ALTO RIO NEGRO, AMAZONAS⁽¹⁾

A. L. MAFRA⁽²⁾, A. A. W. MIKLÓS⁽³⁾, B. VOLKOFF⁽⁴⁾ & A. J. MELFI⁽⁵⁾

RESUMO

O trabalho trata da formação de solos arenosos hidromórficos com morfologia de Espodossolo, encontrados em extensas planícies, onde ocorrem áreas isoladas de Latossolos, em terrenos ondulados e bem drenados de colinas. O objetivo do estudo é elucidar a existência de relação pedogenética num sistema Latossolo-Espodossolo, verificando o possível desenvolvimento dos solos arenosos por transformação dos Latossolos. Para tanto, foram caracterizados a morfologia dos solos e seus atributos físicos, químicos e mineralógicos. Os solos estudados apresentam desenvolvimento autóctone e filiação com a rocha granítica do embasamento, mostrando relação genética lateral entre si. Pode-se admitir transformação do Latossolo em areia branca, que se verifica numa escala métrica, de acordo com as condições de saturação hídrica crescente, provocando amarelecimento, seguido de gleização, na periferia da colina. Nesta zona, ocorre empobrecimento em argila em subsuperfície, que se estende lateralmente na planície, onde se encontram, de início, o material arenoso e, em seguida, os Espodossolos hidromórficos. Esta disposição evidencia o desenvolvimento dos Espodossolos posteriormente à formação das areias. O principal processo pedogeoquímico envolvido na perda de argila seria a acidólise, que provoca dissolução da gibbsita e caulinata. Nesse caso, a transformação dos solos teria papel preponderante na evolução do modelado com aplanaamento geral do relevo.

Termos para indexação: morfogênese; podzolização; solos hidromórficos; solos tropicais.

⁽¹⁾ Parte da Tese de Doutorado do primeiro autor, apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" – ESALQ. Recebido para publicação em março de 2000 e aprovado em outubro de 2001.

⁽²⁾ Professor da Universidade do Estado de Santa Catarina – UDESC. Caixa Postal 281, CEP 88520-000 Lages (SC). Bolsista do CNPq. E-mail: a2alm@cav.udesc.br

⁽³⁾ Professor da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo – USP. Caixa Postal 2530. CEP 05508-900 São Paulo (SP). E-mail: awmiklos@usp.br

⁽⁴⁾ Pesquisador aposentado do "Institut de Recherche pour le Développement" – IRD. E-mail: volkoff@ns.ird.fr

⁽⁵⁾ Professor Titular do Departamento de Solos e Nutrição de Plantas, ESALQ. E-mail: ajmelfi@usp.br

SUMMARY: *PEDOGENESIS IN AN OXISOL-SPODOSOL SEQUENCE AT THE UPPER RIO NEGRO REGION, AMAZONIA*

This paper deals with the genesis of hydromorphic sandy soils with spodosol morphology found in extensive flat surfaces, in which isolated zones with undulating relief emerge, containing well drained oxisols. The objective of this study was to explain the existence of pedogenetic relationship in an oxisol-spodosol system, and to verify the possible development of the sandy materials as a consequence of oxisol transformation. For this purpose, we characterized the morphology of the soils and their physical, chemical and mineralogical attributes. The studied soils showed autochthonous development and filiation to granitic rock of the crystalline basement, displaying lateral genetic relationship between them. Thus, we can admit the occurrence of oxisol transformation, verified in a metric scale, caused by increasing waterlogging conditions. As a result, soil yellowing was found, followed by gleization near the edge of the hill. In this zone, clay depletion was evidenced in the subsuperficial soil layer, extending laterally towards the plain, with the appearance of sandy materials (white sands) near the hill, followed by hydromorphic spodosol. This disposition suggests that evolution of the spodosol occurred after sand formation occurred later. The main pedogeochemical process involved in clay removal would be acidolysis, which causes gibbsite and kaolinite dissolution. Thus, soil transformation would probably have played a preponderant role in the landscape evolution resulting in overall relief planation.

Index terms: *hydromorphic soils, morphogenesis, podzolization, spodosol, tropical soil.*

INTRODUÇÃO

Os trabalhos de reconhecimento pedológico da região do alto rio Negro, na Amazônia brasileira, evidenciam extensas áreas com solos arenosos hidromórficos, como Neossolos Quartzarênicos e Espodossolos, que ocupam mais de 100.000 km², somente nos estados do Amazonas e Roraima (EMBRAPA, 1981), ocorrendo também na Colômbia e Venezuela (Gavaud et al., 1986).

Mais recentemente, estudos pedológicos em escala regional e local identificaram várias unidades pedogeomórficas, demonstrando a diversidade de solos na região. As áreas mais altas em relação à planície geral são formadas por elevações policonvexas, com até 80 m de altura e predominância de Latossolos Vermelho-Amarelos. Em outra unidade, caracterizada por colinas baixas isoladas com até 15 m de altura, ocorrem solos amarelados. A maior parte da área é constituída por superfícies aplainadas, com presença de areias brancas não estratificadas, que podem atingir cerca de 10 m de profundidade (Dubroeucq & Volkoff, 1998; Dubroeucq et al., 1999). Todas estas unidades apresentam-se ordenadamente distribuídas numa escala regional, revelando a existência de relação pedogenética entre elas (Grzebyk & Dubroeucq, 1994).

A formação desses solos arenosos pode ser atribuída a duas causas principais: das quais uma

seria relacionada com a deposição de sedimentos nas bordas dos vales (Klinge, 1965; Sombroek, 1984), e outra com a gênese das areias a processos pedogenéticos, que levariam à transformação de solos mais argilosos, como Latossolos, com progressiva perda de argila, ligada à condição de saturação hídrica (Lucas et al., 1984; Dubroeucq et al., 1991). Em apoio a esta hipótese, verifica-se que este sistema Latossolo-Espodossolo ocorre em diversas situações nas zonas tropicais úmidas, com relatos na América do Sul (Klinge, 1965; Volkoff, 1985), na África (Brammer, 1973; Schwartz, 1987) e na Indonésia (Thomas et al., 1999).

No caso da bacia do alto rio Negro, pouco se conhece sobre a formação desses solos arenosos, o que se deve à dificuldade de acesso e à impossibilidade da abertura de trincheiras num ambiente pantanoso, com uma camada arenosa e, algumas vezes, presença de horizonte Bh endurecido (Dubroeucq & Blancaneaux, 1987).

O presente artigo trata do estudo detalhado de uma paisagem na região do alto rio Negro, predominantemente plana, com solos arenosos hidromórficos como Neossolos Quartzarênicos e Espodossolos e colinas isoladas com Latossolos argilosos, e tem por objetivo caracterizar seus constituintes biofísico-químicos e mineralógicos, com vistas em elucidar a existência de uma relação genética Latossolo-Espodossolo.

MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo localiza-se no noroeste do estado do Amazonas ($01^{\circ}07'48''N$ e $66^{\circ}48'29''W$), no km 199,8 da rodovia BR307, nas proximidades de Cucuí (Figura 1). Os terrenos situam-se sobre o embasamento cristalino, com litologia representada por granitos do Complexo Guianense, formados no pré-cambriano. O clima é do tipo tropical constantemente úmido (Af), segundo a classificação de Köppen. A precipitação pluviométrica é próxima de 3.000 mm por ano, sem ocorrência de estação seca. A vegetação é do tipo floresta tropical densa nos terrenos elevados, passando para campinarana nas áreas aplainadas (Brasil, 1976).

A altimetria do terreno foi efetuada a partir de dois transectos perpendiculares entre si, abrangendo

uma colina baixa e a planície circundante, numa área central de 120 x 120 m. A macromorfologia dos solos foi descrita quanto à cor, textura, estrutura, porosidade e consistência do solo (Lemos & Santos, 1996), em seis trincheiras. Na colina, a variabilidade dos atributos morfológicos do solo foi avaliada com auxílio de trado comum. Já na planície hidromórfica, para a realização das sondagens, foi necessária a utilização de um amostrador metálico com quatro centímetros de diâmetro e dois metros de comprimento e sistema de vedação na parte superior, desenvolvido pelo autor. A distância máxima entre os pontos de amostragem foi de 25 m. A micromorfologia dos materiais de alteração em meia-encosta e na borda da colina foi descrita em lâminas delgadas, obtidas a partir de amostras indeformadas (Castro, 1985), seguindo-se a terminologia apresentada por Bullock et al. (1985).

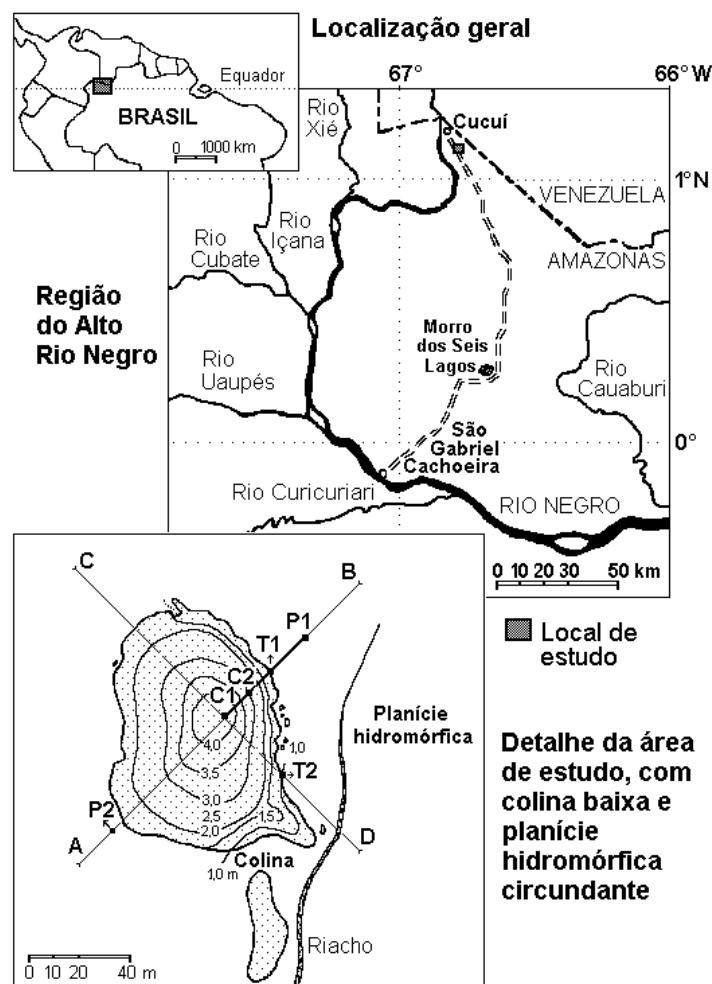


Figura 1. Localização da área de estudo na região do alto rio Negro, nas proximidades de Cucuí, AM, às margens da rodovia BR 307, com detalhe da colina estudada, mostrando os alinhamentos AB e CD e as curvas de nível equidistantes em 0,5 m.

A uniformidade dos materiais do solo e a filiação ao granito foram avaliadas pelo exame morfoscópico dos grãos de areia grossa (2,0-0,25 mm) e fina (0,25-0,05 mm) ao microscópio ótico, estimando-se arredondamento e esfericidade por comparação (Krumbein & Sloss, 1963). As classes de arredondamento consideradas foram: angular (< 0,20); subangular (0,21-0,40); subarredondada (0,41-0,60); arredondada (0,61-0,80) e bem arredondada (> 0,80). Para esfericidade foram consideradas quatro classes: bastonada (< 0,40); tabular (0,41-0,60); ovalada (0,61-0,80) e eqüidimensional (> 0,81). A partir do produto das freqüências de 100 grãos e dos valores médios de intervalo de classe, foram obtidas as médias ponderadas de arredondamento e esfericidade (Suguiio, 1973).

Os atributos físicos do solo analisados foram densidade e granulometria. A densidade foi estimada em amostras coletadas em anéis volumétricos de 100 cm³, com três repetições. A granulometria foi analisada pelo método do densímetro, em amostras dispersas com hexametafosfato de sódio e hidróxido de sódio (Camargo et al., 1986). As areias foram separadas em cinco frações: (a) muito grossa, de 2,0 a 1,0 mm; (b) grossa, de 1,0 a 0,5 mm; (c) média, de 0,5 a 0,25 mm; (d) fina, de 0,25 a 0,1 mm e (e) muito fina, de 0,1 a 0,05 mm, a partir das quais foi calculado o diâmetro médio (Folk & Ward, 1957), empregando-se o programa "Phi" (Van Lier & Vidal-Torrado, 1992).

As determinações químicas foram pH em água e KCl M, carbono orgânico, bases trocáveis (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Al³⁺, H + Al e CTC. Os teores de Si, Al e Fe foram determinados em extrato de solo submetido ao ataque sulfúrico, a partir dos quais foi calculado o índice Ki (Camargo et al., 1986).

Os perfis de solo foram classificados com base nos atributos morfológicos e analíticos de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999).

A mineralogia das frações silte e argila foi caracterizada por difração de raios-X, em equipamento Philips PW 1830, com tubo de cobre, operado a 30 mA e 40 kV, com velocidade de 2°2θ por minuto. As amostras foram previamente submetidas à eliminação de matéria orgânica e óxidos de ferro. O silte foi separado por centrifugação, em amostras dispersas com NaOH 0,1 M, montadas na forma de pó e irradiadas de 5 a 60°2θ. As argilas foram saturadas com K e Mg, analisadas na forma orientada de 5 a 30°2θ, sendo tratadas com etilenoglicol e aquecidas a 350 e 550°C, quando necessário (Jackson, 1969; Camargo et al., 1986). A identificação dos minerais foi feita de acordo com as distâncias interplanares (Brindley & Brown, 1984; Moore & Reynolds, 1989).

A estimativa da concentração de gibbsita e caulinita na fração argila foi feita por análise térmica

diferencial em amostras livres de matéria orgânica e óxidos de ferro, e saturadas com Mg. A quantificação baseou-se nas áreas dos picos endotérmicos, a 320°C, para gibbsita, e a 550°C, para caulinita, calculados em relação a uma curva-padrão com concentrações crescentes para cada um desses minerais (Camargo et al., 1986).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Aspecto superficial do terreno

A área de estudo situa-se numa planície, onde emergem terrenos pouco elevados com até 3 m de altura e superfície convexa. A colina estudada tem uma área de aproximadamente 0,6 ha, limites recortados e arredondados, com aspecto amebóide e digitado em algumas porções. A zona de contato entre colina e planície apresenta variações quanto à forma e desnível do terreno, profundidade da rocha e quantidade de matacões. Na porção oeste da colina, em vertentes mais longas, os contornos da zona de contato são pouco recortados, e a rocha, menos fraturada, aflora, estando disposta acima do nível do lençol freático da planície. Nas demais porções, onde as vertentes são mais curtas, surgem barrancos inclinados na borda da colina. A rocha encontra-se em subsuperfície, bastante fraturada. É comum a presença de matacões isolados na superfície da planície hidromórfica perto da colina. No sopé da colina, podem ocorrer rebaixamentos do terreno, formando depressões fechadas, que adquirem dimensões métricas, com forma amebóide e contornos arredondados. O solo nas paredes de tais depressões é bruno-amarelado, relativamente argiloso e, na sua base, é arenoso com muito cascalho granítico.

Na planície hidromórfica, a superfície do solo apresenta montículos cônicos-arredondados, com até 30 cm de altura e densidade de um a cinco por m⁻². Estas estruturas são formadas por dejeções de minhocas, constituídas por material organomineral. O lençol freático situa-se entre 10 e 20 cm de profundidade, aflorando nas proximidades do eixo de drenagem, onde ocorrem inúmeras depressões centimétricas isoladas. À medida que se aproximam do eixo de drenagem, essas depressões tornam-se mais abundantes e interligadas.

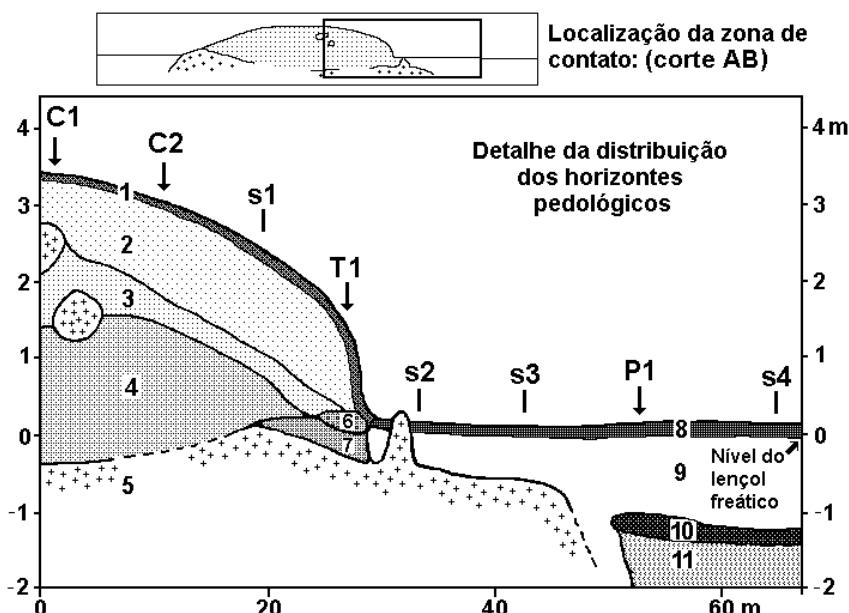
Macromorfologia do solo

Os solos da colina são bem drenados, argiloarenosos a argilosos, com seqüência de horizontes A, BA, Bw, BC, C e C/R, classificados como Latossolos Amarelos. O horizonte Bw é pouco espesso, com menos de 1,5 m de espessura, tem estrutura composta, macia e granular muito pequena forte; no topo da colina, é amarelado e em meia-encosta, bruno-forte. Em direção à base, a estrutura torna-se

progressivamente maciça. O saprolito que compõe os horizontes C e C/R é espesso e avermelhado na porção superior da colina (Figura 2), passando a amarelado e menos espesso em direção à parte inferior das vertentes. Nas bordas da colina, o horizonte Bw, com espessura reduzida, sobrepõe-se a um material maciço e mosqueado. Mais abaixo, em profundidade, sob condições de hidromorfismo permanente, encontra-se um saprolito composto por porções acinzentadas isoladas, que coalescem em direção à base do perfil. À medida que o material vai-se tornando progressivamente acinzentado, a textura também muda, tornando-se gradualmente arenosa. Essa diferenciação concomitante em cor e textura ocorre de forma semelhante lateralmente, com passagem progressiva do saprolito acinzentado para as areias brancas na planície hidromórfica adjacente, numa distância de um a cinco metros.

Na planície, os solos são arenosos, com horizonte A bruno-escuro, organomineral, recobrindo uma camada de areia branca com até 80 cm de espessura, que constitui o horizonte E, disposto diretamente sobre a rocha, numa faixa de 10-20 m de largura em volta da colina. À medida que se distancia da colina, a rocha se aprofunda e a camada de areia branca fica mais espessa, recobrindo o horizonte espódico (Bh) enriquecido em matéria orgânica, localizado sobrejacente ao saprolito (Perfil P1).

O horizonte Bh, na maior parte da área, tem consistência solta. A distribuição da matéria orgânica é heterogênea e aparece em porções milimétricas arredondadas no contato com o horizonte E. Estas porções isoladas coalescem em profundidade, formando uma camada escura, onde surgem pontuações milimétricas de areia branca. Este horizonte Bh ocorre sobre um material de



a) Colina:

1. Bruno-escuro (10YR 4/3); franco-arenosa; granular (Hor. A) e amarelo-brunado (10YR 6/8); franco-argilo-arenosa; granular (Hor. BA);
2. Amarelo-brunado (10YR 6/8); argilo-arenosa; maciça a granular muito pequena forte (Hor. Bw)
3. Amarelo-brunado (10YR 6/8) a bruno-forte (7.5YR 5/8); argilo-arenosa; maciça a granular muito pequena forte (Hor. BC)
4. Vermelho (2.5YR 5/8) a amarelo-brunado (10YR 6/8); franco-argilo-arenosa com cascalho e fragmentos de rocha (Hor. C)
5. Rocha (granito)
6. Oliva-claro-acinzentado (5Y 6/4) com mosqueados amarelo-avermelhados (5YR 6/6); franco-arenosa a argilo-arenosa; maciça (Hor. BCg ou CBg)
7. Bruno-oliváceo (2.5Y 4/4) a cinzento-brunado-claro (2.5Y6/2); franco-arenosa a arenosa (Hor. Cg)

b) Planície hidromórfica:

1. Bruno-escuro (10YR 4/3); arenosa; granular (Hor. A)
2. Cinzento-brunado-claro (10YR 6/2); arenosa; grãos simples (Hor. E)
3. Bruno-acinzentado-muito-escuro (10YR 3/2) a bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2); arenosa; grãos simples (Hor. E/Bh)
4. Cinzento-claro (2.5Y 7/2); areia-franca a franco-arenosa; maciça (Hor. Cg)

Figura 2. Localização e distribuição dos horizontes pedológicos em corte bidimensional de parte do alinhamento AB (s= tradagens ou sondagens).

alteração cinzento-claro, argilo-arenoso a argiloso que compõe o horizonte Cg. Em uma parte da planície, na porção a oeste da colina, o horizonte Bh tem consistência dura e é mais rico em matéria orgânica. Neste caso, a rocha sã e o saprolito estão mais próximos da superfície, a cerca de 1,4 m de profundidade no perfil P2. A presença de micas e feldspatos alterados é abundante e a presença de litorrelíquias centimétricas no topo do horizonte Bh é comum neste caso. Os solos da planície hidromórfica com presença do horizonte Bh foram classificados como Espodossolos Cárbicos.

Micromorfologia do solo e morfoscopia dos grãos

O exame micromorfológico do material de alteração evidencia a passagem do saprolito avermelhado na porção superior das vertentes,

chegando ao saprolito acinzentado na borda da colina (Quadro 1). Confirmam-se as variações na cor e textura, observadas na descrição macromorfológica.

Na porção intermediária da colina, perfil C2, o saprolito composto pelo horizonte C mostra-se apedal, com microestrutura maciça, sem delimitação de agregados. O material é poroso com vazios irregulares interconectados, normalmente inferiores a 50 µm de diâmetro. Os constituintes relacionam-se com os minerais do granito, com predomínio de grãos de quartzo e presença freqüente de micas e feldspatos alterados. O material argiloso é predominantemente avermelhado com zonas amareladas, comuns, isoladas a parcialmente interconectadas (Figura 3a). A trama é porfírica a enáulica e como feições pedológicas ocorrem nódulos ferruginosos típicos, moderadamente impregnados e pseudomorfos de micas e feldspatos.

Quadro 1. Atributos micromorfológicos dos materiais de alteração em meia-encosta (C2) e na borda da colina (T1)

Atributo	C2 Hor.C 170-180 cm	T1 Hor. BCg 110-120 cm	T1 Hor. CBg/Cg 130-140 cm
Microestrutura e porosidade	Apedral, predomínio de microestrutura maciça com numerosos vazios irregulares interconectados, sem delimitação de agregados. Poros inferiores a 50 µm, freqüentes a comuns, distribuição aleatória. Algumas porções pouco freqüentes um pouco mais adensadas	Apedral, microestrutura maciça com transição nítida para porções isoladas com empilhamento de grãos simples, arranjo solto, formato irregular e distribuição aleatória. Algumas porções pouco freqüentes com estrutura granular moderadamente desenvolvida	Apedral, microestrutura maciça muito porosa passando gradualmente para grãos parcialmente ligados por material fino. Transição nítida para porções com empilhamento de grãos simples, comuns, arranjo solto, formato irregular e interconectadas
Esqueleto	Predomínio de quartzo, granulometria heterogênea, formato ovalado e contornos subangulares. Micas e feldspatos freqüentes, parcialmente intemperizados. Alguns fragmentos milimétricos de granito	Predomínio de quartzo, granulometria mais grossa nas porções com areia branca e predomínio de areia fina nos agregados granulares. Formato ovalado e contornos subangulares. Micas e feldspatos raros	Predomínio de quartzo, com maior quantidade de cascalho em relação ao horizonte BCg. Formato ovalado e contornos subangulares. Micas pouco freqüentes e feldspatos comuns
Plasma	Argiloso avermelhado com porções irregulares amareladas comuns, isoladas a parcialmente interconectadas, transição nítida. Birrefringência granoestriada e indiferenciada em pontos isolados	Argiloso amarelo-oliváceo, com porções isoladas amarelo-avermelhadas. Birrefringência indiferenciada juntamente com pontos isolados e ocasionais com birrefringência granoestriada	Argiloso bruno-acinzentado, com pontos raros e isolados amarelo-avermelhados. Birrefringência indiferenciada e pontos isolados pouco comuns com birrefringência granoestriada
Trama	Porfírica associada a inúmeras porções com trama enáulica, coincidindo com as zonas mais porosas do material	Enáulica nas zonas porosas e mônica nas porções com areia branca. Trama porfírica nos agregados granulares	Enáulica a gefúrica nas zonas com microestrutura maciça e mônica nas porções com grãos simples
Feições	a) Nódulos ferruginosos típicos, raros, arredondados, moderadamente impregnados; b) Pseudomorfos de mica freqüentes, pouco impregnados com óxidos de ferro; c) Pseudomorfos de feldspatos ocasionais, parcial a completamente preenchidos por gibbsita microcristalina	a) Mosqueados amarelo-avermelhados em torno dos canais de raízes, moderadamente impregnados por óxidos de ferro; b) Pseudomorfos de feldspatos raros; c) Pedotúbulos com 1,5 mm de diâmetro, preenchimento parcial e descontínuo com agregados granulares	a) Mosqueados amarelo-avermelhados, fraca a moderadamente impregnados por óxidos de ferro; b) Pseudomorfos de feldspatos ocasionais; c) Nódulos ferruginosos típicos e concêntricos, raros a ocasionais, arredondados, fraca a moderadamente impregnados

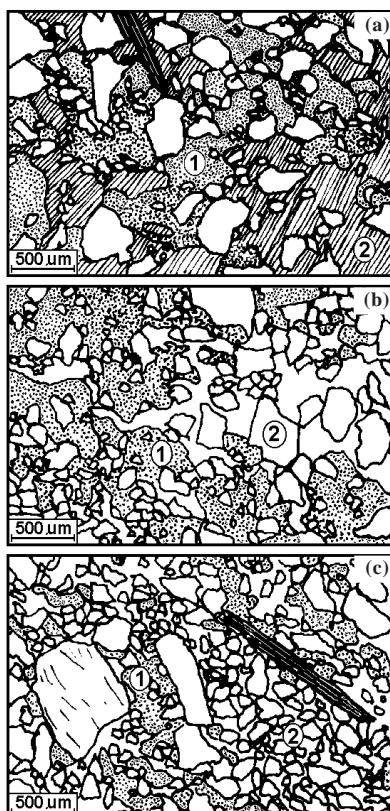


Figura 3. Representação esquemática da microestrutura dos materiais de alteração na porção superior (a) e na borda da colina (b, c).

Na borda da colina, perfil T1, o material de alteração presente em subsuperfície pouco abaixo do nível do lençol freático, compõe o horizonte BCg, é também apedal, com microestrutura maciça. Neste caso, ocorrem porções isoladas com empilhamento de grãos simples, com arranjo solto, formato irregular e granulometria ligeiramente mais grossa em relação ao fundo matricial adjacente. O plasma é argiloso amarelo-oliváceo. A trama é predominantemente enáulica, passando a mórica nas porções com areia branca (Figura 3b). A mudança de coloração dos materiais de avermelhado com manchas amareladas no saprolito, em meia-encosta, para amarelo-oliváceo, na borda da colina, mostra relação com as condições crescentes de hidromorfismo. Nota-se também perda de argila no mesmo sentido.

Na base do perfil T1, na borda da colina, o saprolito em condições de hidromorfismo permanente apresenta-se acinzentado, com aumento em quantidade e tamanho das porções arenosas com estrutura em grãos simples. A quantidade de plasma argiloso também diminui em relação à porção superior anteriormente descrita (Horizonte BCg), o que se manifesta pela trama enáulica e gefúrica nas zonas maciças, passando a mórica nas porções com areia branca (Figura 3c).

Horizonte C em meia-encosta (C2), sendo: (1) porções irregulares e interconectadas amareladas associadas ao material avermelhado. Nota-se a trama porfírica a enáulica relacionada com textura franco-argilo-arenosa

Horizonte BCg na borda da colina (T1), sendo: (1) zonas amarelo-oliváceas mais argilosas, com trama enáulica e (2) porções isoladas com areia branca e trama mórica.

Horizonte CBg/Cg na borda da colina (T1), sendo (1) zonas bruno-acinzentado com trama enáulica a gefúrica e (2) porções interconectadas com areia branca. A perda de argila é ainda mais evidente em relação à amostra anterior

A caracterização morfoscópica envolvendo o arredondamento e esfericidade dos grãos de quartzo não permite distingui-los, se provenientes dos solos da colina ou da planície hidromórfica, revelando uma relação genética entre eles, bem como sua filiação em relação ao granito subjacente. Os materiais apresentam arredondamento entre 0,2 e 0,4; correspondendo ao formato subangular. Os valores de esfericidade situam-se entre 0,6 e 0,8; caracterizando grãos ovalados (Figura 4). As partículas mais finas têm formato mais arredondado e eqüidimensional em relação aos grãos maiores, o que pode ser considerado como uma evidência do intemperismo químico, que age mais intensamente sobre os grãos de menor tamanho e maior superfície específica.

Densidade e granulometria do solo

Os materiais presentes na porção superior da colina apresentam densidade do solo entre 1,17 e 1,34 g cm⁻³, no horizonte Bw, e valores próximos de 1,30 g cm⁻³, no horizonte C (Quadro 2). Na borda da colina, o saprolito acinzentado é mais adensado, com densidade de 1,41 g cm⁻³, chegando a 1,59 g cm⁻³ no material mosquedo.

Quanto à granulometria, os solos na porção superior da colina apresentam teores de argila de 300 a 360 g kg⁻¹ no horizonte Bw (Quadro 2). Na borda da colina, o teor de argila do horizonte amarelo-superior permanece constante no perfil T2 e diminui no perfil T1. As maiores

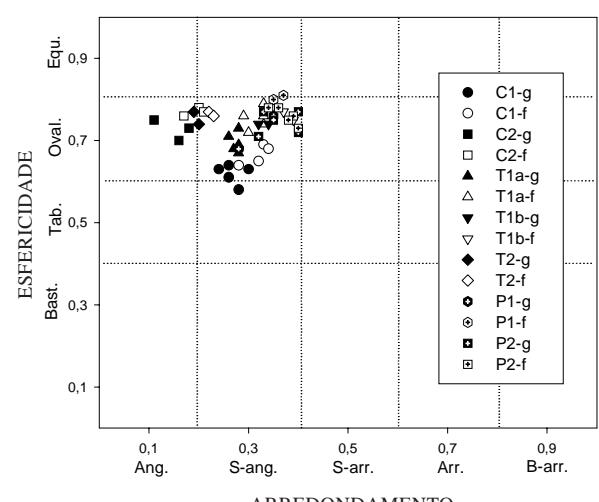


Figura 4. Valores de arredondamento e esfericidade dos grãos grandes (g) e pequenos (f) nos materiais analisados na seqüência Latossolo-Espodossolo, sendo: Equ = eqüidimensional; Oval = ovalado; Tab = tabular; Bast = bastonado e Ang = angular; S-ang = subangular; S-arr = subarredondado; Arr = arredondado; B-arr = bem arredondado.

diferenças na composição granulométrica ocorrem no sentido vertical, entre o conjunto latossólico e o saprolito acinzentado hidromórfico, cujo teor varia de 80 a 140 g kg⁻¹ de argila. A perda de argila acentua-se em direção à planície adjacente à colina, onde a areia branca se sobrepõe diretamente sobre a rocha.

Os solos da colina e da planície mostram predomínio de areia fina na camada superficial, com aumento do diâmetro médio das areias em profundidade, o que evidencia participação do intemperismo químico na fragmentação progressiva do quartzo em direção ao topo dos perfis. A variação mais acentuada na relação AF/AT observada em

Quadro 2. Densidade e granulometria do solo na seqüência Latossolo-Espodossolo

Amostra analisada	Profundidade	Densidade do solo	Fração granulométrica				Relação		Diâmetro médio
			Cascalho	Areia	Silte	Argila	Silte/argila	AF/AT ⁽¹⁾	
	cm	g cm ⁻³	g kg ⁻¹						mm
C1: topo, Latossolo Amarelo distrófico argilosólico									
BA	10-20	1,19	16	540	190	270	0,70	0,33	0,27
Bw	50-70	1,17	16	480	170	350	0,49	0,35	0,30
BC	140-160	1,24	95	500	140	360	0,39	0,28	0,36
C	200-220	1,27	64	530	220	250	0,88	0,26	0,41
C2: meia encosta, Latossolo Amarelo distrófico típico									
BA	10-20	1,21	9	650	150	200	0,75	0,22	0,40
Bw	50-60	1,34	40	530	160	310	0,52	0,30	0,29
BC	140-160	1,33	142	590	140	270	0,52	0,25	0,40
C	180-200	-- ⁽²⁾	69	570	210	220	0,95	0,25	0,43
T1a: borda da colina, Latossolo Amarelo distrófico cármbico									
BA	10-20	1,12	6	700	160	140	--	0,34	0,29
Bw1	50-60	1,34	9	620	190	190	1,00	0,37	0,30
Bw2	85-95	1,33	14	560	220	220	1,00	0,32	0,28
BCg	110-120	1,50	10	650	190	160	1,18	0,34	0,35
CBg	125-135	1,59	16	640	200	160	1,25	0,41	0,26
C	140-150	1,41	178	720	140	140	--	0,26	0,37
T1b: planície hidromórfica, a 5 metros de T1a, Neossolo Quartzarênico Psamítico típico									
A	0-20	--	16	730	190	80	--	0,41	0,24
C	50-60	--	54	940	20	40	--	0,34	0,33
T2: borda da colina, Gleissolo Háplico Tb distrófico incéptico									
BA	10-20	1,33	31	480	230	290	0,79	0,31	0,27
Bi	40-60	1,45	45	490	190	320	0,59	0,31	0,31
BCg	60-80	--	387	530	180	290	0,62	0,26	0,39
CBg	80-100	1,49	370	670	130	200	0,65	0,15	0,56
C	120-140	--	235	740	140	120	--	0,15	0,59
	140-160	--	190	800	120	80	--	0,13	0,62
P1: planície hidromórfica, Espodossolo Cárbico hidromórfico típico									
Exc. ⁽³⁾	10-0	--	0	710	230	60	--	0,54	0,17
A	0-10	--	0	730	210	60	--	0,51	0,18
E	30-40	--	0	840	120	40	--	0,50	0,21
E	60-70	--	6	900	80	20	--	0,32	0,34
E/Bh	120-130	--	36	900	40	60	--	0,29	0,41
Cg	150-160	--	96	720	140	140	--	0,33	0,36
P2: planície hidromórfica, Espodossolo Cárbico hidromórfico dúrico									
Exc	15-0	0,99	0	740	200	60	--	0,46	0,24
A	0-20	0,73	0	750	210	40	--	0,40	0,25
E	40-50	1,66	4	940	40	20	--	0,27	0,40
Bh	75-85	1,51	22	870	90	40	--	0,28	0,42
BhC	110-120	1,52	54	820	80	100	--	0,27	0,42
C	140-150	1,17	39	660	170	170	1,00	0,23	0,48

⁽¹⁾ Areia fina/areia total. ⁽²⁾ Não analisado. ⁽³⁾ Excreções de minhocas.

subsuperfície no perfil T2 pode ser relacionada com a presença de nódulos ferruginosos e gibbsíticos, que representam cerca de 80 % da fração cascalho deste solo. Estes nódulos estão também presentes na fração areia, aumentando o diâmetro médio das partículas.

A distribuição das frações de areia mostra-se relativamente uniforme entre os materiais presentes na planície e na colina (Grupo 2, Figura 5). Os materiais com granulometria mais fina (Grupo 1) constituem o material da planície hidromórfica sob interferência das minhocas, que provocam seleção das partículas finas. As areias mais grossas (Grupo 3) relacionam-se com a presença de nódulos encontrados no perfil T2.

Atributos químicos do solo

O pH em água dos solos varia de 4,4 a 5,2 na colina, diminuindo para 3,7 e 4,9, na planície hidromórfica (Quadro 3). A soma de bases é baixa, indicando ambientes com intensa desalcalinização. Na planície hidromórfica, nota-se maior teor de carbono orgânico (C_{org}) nas camadas superficiais e no horizonte Bh endurecido (P2). Os teores de Al trocável são mais altos em subsuperfície, na borda da colina e nos solos da planície hidromórfica, especialmente no horizonte Bh e no saprolito subjacente. A capacidade de troca catiônica (CTC) mostra relação com os teores de C_{org} e com a quantidade de argila. A maior CTC observada em

subsuperfície no perfil P2 poderia ser atribuída à extração de formas amorfas de Al pelo acetato de cálcio, as quais estariam possivelmente ligadas à matéria orgânica. Isto inclusive se reflete nos maiores teores de Al trocável obtidos neste solo.

Os teores de silício obtidos por ataque sulfúrico nos horizontes superficiais dos solos do topo da colina são baixos, relacionados com valores de Ki próximos de 0,5, indicando uma mineralogia oxídica. Em profundidade, a quantidade de Si, Al e Fe é crescente, com maiores teores encontrados no saprolito. Os maiores teores de Fe encontrados em subsuperfície no perfil T2 podem ser atribuídos à contribuição de micronódulos de ferro presentes na terra fina (< 2 mm).

Os solos na planície hidromórfica apresentam teores variáveis de Si e Al, sendo mais elevados na base dos perfis. A quantidade de Si em relação ao Al é maior, quando comparada à dos materiais da colina, resultando em valores de Ki variando de 1 a 2. Os teores de Fe nesses solos são muito baixos, em decorrência do ambiente redutor.

Composição mineralógica

Em geral, o quartzo é o mineral mais abundante nas areias. Na colina, os teores de feldspatos e micas na fração areia fina do horizonte Bw são inferiores a 4 %; em profundidade, os teores são crescentes.

A fração silte mostra predomínio de quartzo, com presença mais nítida de feldspatos do tipo microclínio em direção à base dos perfis. Os minerais secundários; tais como: gibbsita, caulinita e interestratificados vermiculita-ilita, são encontrados em algumas amostras (Figura 6). A gibbsita aparece na maioria das amostras analisadas e a caulinita ocorre em maior intensidade na base do perfil P1, na planície hidromórfica. A vermiculita-ilita (V-I) é encontrada tanto no saprolito da colina, como abaixo do horizonte Bh endurecido na planície hidromórfica, sendo, neste último caso, associada à mica.

Em outro perfil da planície hidromórfica (P1), as micas ocorrem com pouca intensidade. A fração silte, a exemplo dos grãos de areia, tem composição mineralógica relacionada com o material de origem, especialmente pela presença de feldspatos potássicos, interestratificados vermiculita-ilita e micas. A distribuição destes minerais também evidencia uma relação entre Latossolos da colina e os solos da planície hidromórfica, apontando para uma provável evolução pedogenética entre eles.

Os minerais da fração argila nos solos da colina são a gibbsita, que ocorre com picos de maior intensidade relativa nos difratogramas e, secundariamente, a caulinita, o quartzo e os minerais 2:1 (Figura 6). Esta identificação semiquantitativa de caulinita e gibbsita nos difratogramas foi também confirmada pela avaliação quantitativa feita por análise térmica diferencial. Os minerais 2:1 são

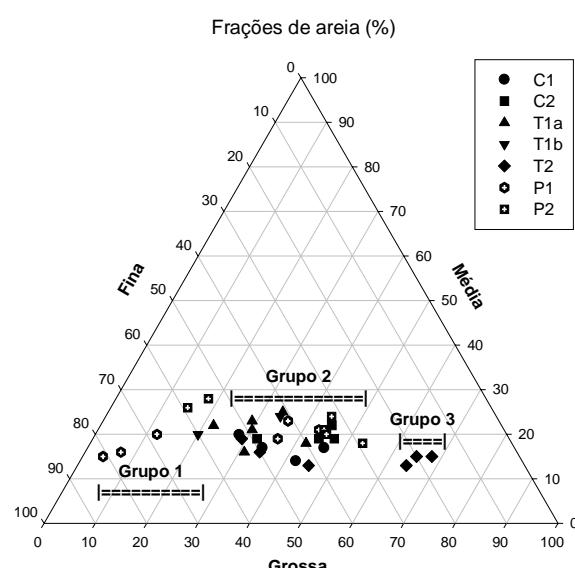


Figura 5. Distribuição das frações de areia na seqüência Latossolo-Espodossolo, sendo: Areia grossa = 2-0,5 mm; Média = 0,5-0,25 mm; Fina = 0,25-0,05 mm; Grupo 1: material selecionado pelas minhocas; Grupo 2: materiais de alteração do granito; Grupo 3: material com nódulos (perfil T2).

Quadro 3. Atributos químicos do solo na seqüência Latossolo-Espodossolo

Amostra analisada	Profundidade	pH						Ataque sulfúrico					
		Água	KCl	Al ³⁺	SB ⁽¹⁾	CTC	V ⁽²⁾	m ⁽³⁾	C. org. ⁽⁴⁾	Si	Al	Fe	Ki
	cm	mmol. kg ⁻¹						g kg ⁻¹					
C1: topo da colina, Latossolo Amarelo distrófico argilosólico													
A	0-2	4,4	3,4	24	4,8	143	3	83	99	-- ⁽⁶⁾	--	--	--
BA	10-20	4,5	3,9	9	2,7	53	5	77	14	12	51	20	0,46
Bw	50-70	5,0	4,3	1	2,7	59	5	27	8	24	81	37	0,56
BC	140-160	5,0	4,2	1	2,4	33	7	29	6	20	82	38	0,47
C	200-220	4,9	4,1	2	2,9	33	9	41	5	47	105	52	0,85
T1: borda da colina, Latossolo Amarelo distrófico cámbaro													
A	0-3	4,6	3,8	12	2,9	70	4	81	22	--	--	--	--
BA	10-20	4,5	3,7	14	3,1	73	4	82	23	13	35	10	0,70
Bw1	50-60	4,8	4,1	4	2,4	39	6	63	11	13	47	13	0,54
Bw2	85-95	4,6	4,0	4	2,6	53	5	61	8	--	--	--	--
BCg	110-120	4,7	3,9	9	3,0	45	7	75	8	14	48	10	0,57
BCg	125-135	4,5	3,9	10	2,4	44	5	81	8	13	52	9	0,47
C	140-150	4,8	4,0	10	2,3	52	4	81	10	9	35	3	0,47
T2: borda da colina, Gleissolo Háplico Tb distrófico incéptico													
BA	10-20	4,7	3,8	12	4,4	55	8	73	19	--	--	--	--
Bi	40-60	5,0	4,5	3	2,3	23	10	57	8	5	78	22	0,11
CBg	80-100	5,2	4,5	2	3,4	14	24	37	5	19	100	60	0,37
C	140-160	5,3	4,2	7	3,7	18	21	65	3	24	87	47	0,52
P1: planície hidromórfica, Espodossolo Cárbico hidromórfico típico													
Exc. ⁽⁵⁾	10-0	4,3	2,8	15	4,8	96	5	76	40	--	--	--	--
A	0-10	4,4	3,5	16	4,4	116	4	78	28	--	--	--	--
E/Bh	120-130	4,5	3,7	9	3,2	35	9	74	8	--	--	--	--
Cg	150-160	4,8	3,8	13	2,5	44	6	84	8	42	38	0,3	2,14
P2: planície hidromórfica, Espodossolo Cárbico hidromórfico dúrico													
Exc.	15-0	4,9	3,2	14	2,7	87	3	84	28	5	4	0,4	2,10
A	0-20	4,2	3,1	16	2,8	93	3	85	30	9	3	0,5	6,33
E	40-50	4,7	3,6	2	2,1	12	17	49	2	7	2	0,9	8,50
Bh	75-85	3,9	3,3	46	2,1	198	1	96	35	5	4	0,1	2,63
BCh	110-120	4,1	3,5	56	2,1	268	1	96	17	9	20	2,5	0,88
C	140-150	4,2	3,7	49	2,7	265	1	95	17	28	58	2,9	0,93

⁽¹⁾ Soma de bases (K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺). ⁽²⁾ Saturação por bases. ⁽³⁾ Saturação por alumínio. ⁽⁴⁾ Carbono orgânico. ⁽⁵⁾ Excreções de minhocas. ⁽⁶⁾ não analisado.

vermiculitas, ilitas, interestratificados ilita-vermiculita (I-V) e vermiculita-ilita (V-I), mais evidentes em subsuperfície. As ilitas somente ocorrem no horizonte C na porção superior da colina. As vermiculitas apresentam preenchimento parcial com hidróxido de alumínio nas entrecamadas, o que se comprova pela contração a 1,0 nm quando aquecidas a 350°C e pelo espaçamento constante em 1,4 nm nas amostras saturadas com K e Mg. Os interestratificados I-V e V-I mostram comportamento intermediário entre vermiculita e ilita, com espaçamento basal normalmente entre 1,1 e 1,3 nm, dependendo da proporção de cada um desses minerais simples que os compõem.

Na planície hidromórfica, o perfil P1 mostra predominio de caulinita na fração argila do saprolito.

No perfil P2, com horizonte Bh endurecido, a gibbsita é o mineral secundário predominante, associado a caulinita, ilitas e ilita-vermiculita em subsuperfície, no horizonte C.

Uniformidade e filiação dos materiais

Os solos na colina apresentam as seguintes evidências de filiação genética em relação ao material de origem subjacente: (a) diminuição progressiva no diâmetro das areias em direção à superfície, (b) uniformidade quanto à esfericidade e arredondamento dos grãos de quartzo e (c) composição mineralógica dependente dos constituintes do granito, com modificações progressivas na estrutura de microgranular para maciça e na quantidade de micas e feldspatos no esqueleto.

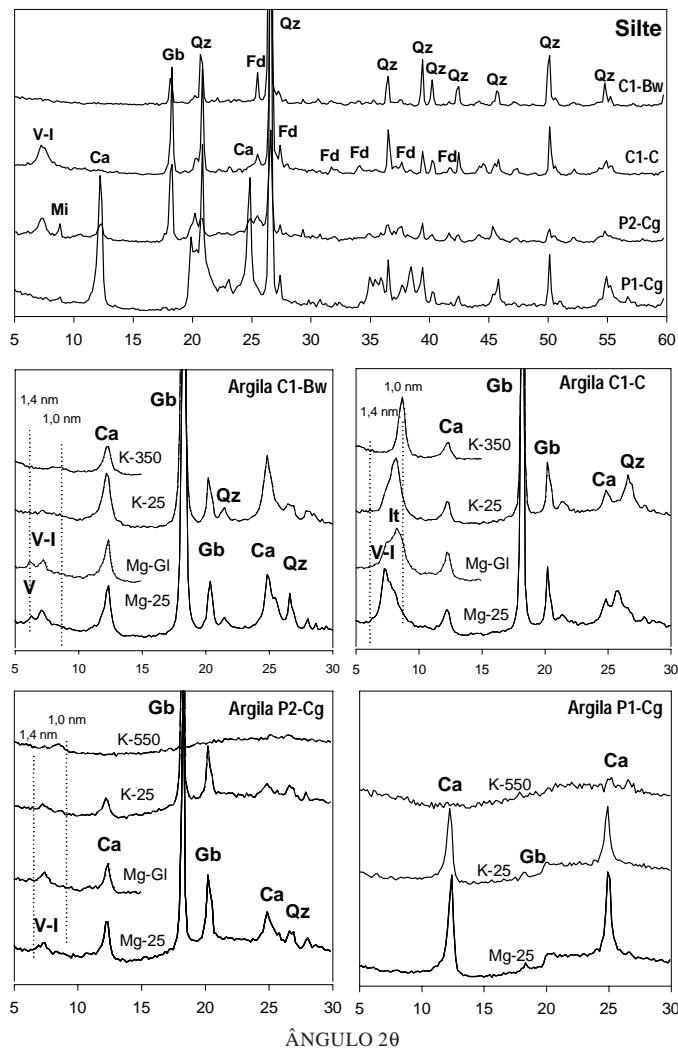


Figura 6. Difratogramas de raios-X da fração silte e argila deferrificada, sendo: Ca = caulinita, Fd = feldspatos; Gb = gibbsita; I-V = ilita-vermiculita; It = illitas; Mi = micas; Qz = quartzo; V = vermiculitas; V-I = vermiculita-ilita.

Várias evidências também comprovam a relação genética entre os solos da planície hidromórfica e o substrato rochoso, quais sejam: (a) presença de litorrelíquias no topo do horizonte Bh endurecido, (b) uniformidade na distribuição das frações de areia e no arredondamento e esfericidade dos grãos de quartzo, (c) ausência de qualquer evidência que testemunharia uma estrutura sedimentar nas areias brancas e (d) disposição organizada dos materiais de alteração relacionados com o aprofundamento progressivo da rocha à medida que se distancia da colina. Numa faixa circundando a colina, tem-se a presença de areia branca diretamente sobre a rocha. Nas porções mais afastadas da colina, verificam-se saprolito de granito ou material arenoso-argiloso claro de alteração em subsuperfície, que se aprofundam e são cobertos pela camada de areia branca.

A composição mineralógica oferece outras evidências da dependência entre os constituintes do solo e o granito na planície hidromórfica. Verificou-se a presença de ilita e vermiculita-ilita, na fração argila, de micas, na fração silte, e de feldspatos, nas frações silte e areia fina, inclusive no conjunto arenoso superior (E).

Diferenciação dos solos da colina e formação das areias brancas

Os solos na colina têm horizonte Bw pouco espesso, ao mesmo tempo que apresentam alteração bastante avançada dos minerais primários, restando pequena quantidade (< 4 %) de feldspatos e micas nas areias, coexistindo com grandes quantidades de gibbsita na fração argila. A formação deste mineral

como resultado da alteração de rochas ácidas como o granito necessita de meio com drenagem rápida e com baixa atividade de H_4SiO_4 em solução (Macias & Chesworth, 1992). Esses Latossolos com mineralogia da fração argila predominantemente gibbsítica diferem de outros Latossolos Amarelos da Amazônia brasileira, caracterizados principalmente em áreas sedimentares, com mineralogia das argilas predominantemente caulinítica (Kitagawa & Moller, 1979). O avançado estádio de intemperismo desses solos pode ser constatado pela baixa relação silte/argila (Resende et al., 1995) e pelos baixos valores de K_i , que refletem perda intensa de silício, enquadrando-os no domínio da hidrólise total ou alitização, segundo Melfi & Pedro (1977).

Nesses solos da colina, observam-se variações laterais influenciadas pelo hidromorfismo, com mudança na cor do saprolito, passando de vermelho para amarelado (Figura 3a) e depois para acinzentado na borda da colina. Essa diferenciação relaciona-se com a dissolução dos óxidos de ferro, sendo a hematita preferencialmente atacada em relação à goethita (Jeanroy et al., 1994). A partir daí, em meio alagado, os óxidos de ferro são eliminados na forma reduzida. A deferruginização constatada no material acinzentado em subsuperfície na borda da colina está ligada à perda da estrutura em agregados, conferindo aspecto maciço e ocasionando aumento da densidade do solo (Quadro 2).

O desenvolvimento das zonas arenosas abaixo do conjunto latossólico na borda da colina ocorre da seguinte forma: inicialmente, aparecem pontuações milimétricas descoloridas e isoladas, que surgem no material mosquedoado (Figura 3b). Em profundidade, essas porções arenosas tornam-se maiores e coalescem (Figura 3c). Esta disposição em pontuações localizadas que progressivamente formam o conjunto arenoso em subsuperfície, abaixo do material amarelo latossólico, em contato com a planície hidromórfica, evidencia a transformação lateral dos Latossolos em areias. Os contornos fortemente recortados na zona de contato colina-planície, com presença de depressões fechadas no sopé da colina e montículos arredondados que constituem relíquias de uma parte da colina, totalmente isolados pelo material arenoso, reforçam a existência de uma relação entre os Latossolos e as areias da planície hidromórfica.

Processos pedogenéticos envolvidos

A formação de solos arenosos como Espodossolos tem sido verificada em diferentes condições nas regiões tropicais úmidas. Inicialmente, pensava-se que os Espodossolos tropicais somente se desenvolvessem a partir de rochas arenosas, tais como: quartzitos, arenitos ou outros materiais resultantes de coluvionamento e transporte eólico ou hídrico. No caso dos Espodossolos e outros solos arenosos que ocorrem nas baixadas da bacia

amazônica, sua formação foi inicialmente atribuída à deposição de sedimentos nas bordas dos vales (Klinge, 1965; Sombroek, 1984).

A erosão mecânica poderia ser um dos processos envolvidos na diferenciação textural dos materiais na borda da colina, a qual seria favorecida pela desestabilização da agregação, em virtude da perda dos óxidos de ferro. A ação da erosão superficial parece exercer papel secundário nos solos estudados, pois a superfície do solo encontra-se constantemente coberta pelas plantas e serapilheira, protegendo-o contra a desagregação. Na superfície do solo, não foram identificados sinais de erosão hídrica, assim como não foram constatados nos perfis estudados quaisquer sinais macro ou micromorfológicos que indicassem transporte ou deposição de argilas. Além disso, a ação da erosão mecânica dificilmente poderia explicar a formação de barrancos com as paredes acentuadamente inclinadas e o desenvolvimento de uma depressão fechada.

Em contraposição à hipótese de origem sedimentar, vários estudos realizados na Guiana Francesa e no Brasil têm mostrado que Espodossolos podem ser formados pela transformação de uma cobertura latossólica inicial, sobre vários tipos de material de origem (Lucas et al., 1984; Andrade, 1990; Dubroeucq et al., 1991). Neste caso, o Espodossolo é considerado como um estádio final de degradação das coberturas pedológicas tropicais (Boulet et al., 1984).

Esta hipótese de evolução pedogenética mostra-se mais adequada para explicar a diferenciação Latossolo-Espodossolo por nós estudada, baseando-se nas evidências de uniformidade e filiação dos materiais ao granito e na disposição organizada dos constituintes do solo da colina à planície.

A ferrólise é um dos processos pedogenéticos indicado como responsável na transformação de Latossolos para solos arenosos em outras situações na Amazônia. Este processo foi inicialmente verificado em planossolos do Paquistão, que desenvolviam gradiente textural abrupto entre o horizonte A e B, numa estreita camada de alguns centímetros, em condições contrastadas de umectação e dessecação (Brinkman, 1970). Andrade (1990) refere-se à participação deste processo, agindo juntamente com a acidólise, para explicar a diferenciação de solos formados sobre rochas cristalinas, na região sul de Roraima.

Em outro estudo, esses dois processos são citados como responsáveis pela diferenciação de Latossolos em Neossolos Quartzarenícios, desenvolvidos sobre sedimentos da Formação Barreiras no sul do Pará (Demattê et al., 1994). Salienta-se, entretanto, que esse processo de ferrólise supostamente não se desenvolve no ambiente por nós estudado, onde os solos são constantemente úmidos e as flutuações do nível freático são pouco intensas.

Muito provavelmente, o processo pedogenético envolvido com mais destaque na perda de argila nesses solos é a erosão geoquímica ou dissolução, favorecida pela desestabilização estrutural, em virtude da perda dos óxidos de ferro. Este processo parece ser o mais verossímil tanto na explicação da formação das depressões fechadas, como das demais diferenciações pedológicas verticais e laterais constatadas.

A dissolução das argilas e o consequente empobrecimento dos materiais ocorrem neste ambiente principalmente em decorrência da acidólise (Melfi & Pedro, 1978), a partir da solubilização das argilas em pH baixo (< 5) e da ação de soluções que contêm ácidos orgânicos provenientes da decomposição parcial da fitomassa em meio anaeróbio. Muitos desses ácidos são capazes de complexar o Al, intensificando a destruição dos minerais (Ribeiro, 1998). A acidez pode também ser advinda da absorção de cátions pelas plantas e, ou, resultante do CO₂ produzido pela respiração radicular (Grimaldi & Pedro, 1996). Algumas determinações da acidez das águas escuras efetuadas no rio Negro, em Cucuí, AM, nas proximidades do local de estudo, indicaram valores de pH entre 3,5 e 4,5 (UnB, 1999); semelhantes aos valores relatados por Sioli (1975) em avaliações feitas na região do alto rio Negro.

Transformação Latossolo-Espodossolo

A transformação de Latossolos em solos arenosos como Espodossolos foi verificada na Amazônia em materiais formados sobre rochas sedimentares (Lucas, 1989) ou mesmo sobre o embasamento cristalino (Andrade, 1990; Dubroeucq & Volkoff, 1998). Nestes estudos, observa-se o desenvolvimento do processo de acidólise no interior do conjunto latossólico, que mostra gradual empobrecimento lateral em argila em direção à porção inferior das vertentes. Isto difere do caso ora em estudo, onde esta diferenciação é mais abrupta e se processa numa escala métrica, principalmente abaixo do nível do lençol freático, agindo sobre o saprolito.

A formação dos solos na planície hidromórfica envolve a transformação de uma cobertura latossólica preexistente, cuja dinâmica lateral com dissolução dos argilominerais deixaria como resíduo o esqueleto quartzoso, formando uma camada de areia branca sobre a rocha. Esta interpretação é corroborada em Dubroeucq et al. (1991); Dubroeucq & Volkoff (1998) e Thomas et al. (1999).

CONCLUSÕES

1. A cobertura pedológica composta por solos arenosos hidromórficos associados a Latossolos mostra evidências morfológicas e analíticas que indicariam um desenvolvimento autóctone e sua filiação ao granito subjacente.

2. Os Latossolos transformar-se-iam em subsuperfície, a partir das bordas da colina, dependendo das condições de saturação hídrica. A formação do material arenoso na base do conjunto latossólico, decorrente do contato com as águas ácidas da planície hidromórfica, desestabilizaria e degradaria as argilas.

3. O principal processo pedogeoquímico envolvido na perda de argila na borda da colina seria a acidólise, provocando dissolução de gibbsita e caulinita.

4. A formação do horizonte Bh e, consequentemente, do Espodossolo hidromórfico seria posterior à formação das areias brancas hidromórficas que circundam a colina.

5. O mecanismo envolvido na transformação dos Latossolos em areias brancas hidromórficas pode ser ainda o principal mecanismo responsável pelo aplainamento geral do terreno observado nesta região.

AGRADECIMENTOS

Trabalho financiado pelo Ministério da Ciência e Tecnologia (PRONEX, 1997) e pela Fundação de Amparo à Pesquisa do estado de São Paulo. Os autores agradecem ao Dr. Enio Fraga da Silva (EMBRAPA, Solos), pelo auxílio na classificação dos solos, e ao Engenheiro Ney Pinheiro Sampaio, do Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera (NUPEGEL/USP), pela obtenção dos difratogramas de raios-X.

LITERATURA CITADA

- ANDRADE, H. Evolução de uma seqüência de solos argilosos até arenosos no Complexo Guianense da Amazônia. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 1990. 179p. (Tese de Doutorado)
- BOULET, R.; CHAUVEL, A. & LUCAS, Y. Les systèmes de transformation en pédologie. In: Livre Jubilaire du Cinquantenaire de Association Française pour l'Etude du Sol. Paris, AFES, 1984. p.167-179.
- BRAMMER, H. Pozols in Zambia. *Geoderma*, 10:249-250, 1973.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha NA.19 Pico da Neblina. Rio de Janeiro: MME/DNPM, 1976. 374p. (Levantamento de Recursos Naturais, 11)
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. London, Mineralogical Society, 1984. 495p.
- BRINKMAN, R. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3:199-206, 1970.
- BULLOCK, P.; FEDEROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T. Handbook for soil thin section description. London, Waine Research Publications, 1985. 152p.

- CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A. & VALADARES, J.M.A.S. Métodos de análise química, mineralógica e física de solos. Campinas, Instituto Agronômico de Campinas, 1986. 94p. (Boletim Técnico, 106)
- CASTRO, S.S. Impregnação de amostras de solo para confecção de lâmina delgada. B. Inf. SBCS, 10:44, 1985.
- DEMATTE, J.A.M.; ALOISI, R.R. & DEMATTE, J.L.I. Seqüência Latossolo Amarelo, Podzólico Amarelo, Areias Quartzosas sobre material da Formação Barreiras na região de Tucuruí, Estado do Pará. Sci. Agric., 51:345-356, 1994.
- DUBROEUCQ, D. & BLANCANEAUX, P. Les podzols du haut rio Negro, région de Marao, Venezuela. Environnement et relations lithologiques. In: RIGHI, D. & CHAUVEL, A., eds. Podzols et podzolisation. Paris, INRA, 1987. p.37-52.
- DUBROEUCQ, D. & VOLKOFF, B. From Oxisols to Spodosols and Histosols: evolution of the soil mantles in the rio Negro basin (Amazonia). Catena, 32:245-280, 1998.
- DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B. & FAURE, P. Les couvertures pédologiques à Podzols du bassin du haut rio Negro (Amazonie). Étude Gestion Sol, 6:131-153, 1999.
- DUBROEUCQ, D.; VOLKOFF, B. & PEDRO, G. La couverture pédologique du bouclier du nord de l'Amazonie (bassin du Haut rio Negro). Séquence évolutive des sols et son rôle dans l'aplanissement généralisé des zones tropicales perhumides. C. R. Acad. Sci., Sér II, 312:663-671, 1991.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Mapa de solos do Brasil. Rio de Janeiro, EMBRAPA/SNLCS, 1981. (Escala 1:5.000.000)
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro, 1999. 412p.
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. Brazos river bar: a study on the significance of grain-size parameters. J. Sed. Petrol., 27:3-26, 1957.
- GAVAUD, M.; BLANCANEAUX, P.; DUBROEUCQ, D. & POUYLLAU, M. Les paysages pédologiques de l'Amazonie vénézuélienne. Cah. Orstom, Sér. Pédol., 22:265-284, 1986.
- GRIMALDI, C. & PEDRO, G. Importance de l'hydrolyse acide dans les systèmes pédologiques des régions tropicales humides. C.R. Acad. Sci., Paris, Sér. IIa, 323:483-492, 1996.
- GRZEBYK, M. & DUBROEUCQ, D. Quantitative analysis of distribution of soil types: existence of an evolutionary sequence in Amazonia. Geoderma, 62:285-298, 1994.
- JACKSON, M.L. Soil chemical analysis: Advanced Course. Madison, University of Wisconsin, 1969. 895p.
- JEANROY, E.; RAJOT, J.L.; PILLON, P. & HERBILLON, A.J. Differential dissolution of hematite and goethite in dithionite and its implication on soil yellowing. Geoderma, 50:79-94, 1991.
- KITAGAWA, Y. & MOLLER, R.F. Clay mineralogy of some typical soils in the brazilian amazon region. Pesq. Agropec. Bras., 14:201-228, 1979.
- KLINGE, H. Podzol soils in the amazon basin. J. Soil Sci., 16:95-103, 1965.
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. Stratigraphy and sedimentation. 2.ed. San Francisco, W.H. Freeman and Company, 1963. 660p.
- LEMOS, R.C. & SANTOS, R.D. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 3.ed. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1996. 83p.
- LUCAS, Y. Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. Paris, Université Poitiers, 1989. 157p. (Tese de Doctorado)
- LUCAS Y.; CHAUVEL A.; BOULET R.; RANZANI G. & SCATOLINI F. Transição Latossolos-podzóis sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. R. Bras. Ci. Solo, 8:325-335, 1984.
- MACIAS, F. & CHESWORTH, W. Weathering in humid regions, with emphasis on igneous rocks and their metamorphic equivalents. In: MARTINI, I.P. & CHESWORTH, W., eds. Weathering, soils and paleosols. Amsterdam, Elsevier, 1992. p.283-306. (Developments in Earth Surface Processes, 2)
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. 1. Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogegeoquímica. R. Bras. Geoc., 7:271-286, 1977.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. R. Bras. Geoc., 8:11-22, 1978.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS Jr., R.C. X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals. Oxford, Oxford University Press, 1989. 332p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. & CORRÊA, G.F. Pedologia: base para distinção de ambientes. Viçosa, NEPUT, 1995. 304p.
- RIBEIRO, L.P. Os Latossolos Amarelos do Recôncavo Bahiano: gênese, evolução e degradação. Salvador, Seplantec, CADCT, 1998. 99p.
- SCHWARTZ, D. Les podzols tropicaux sur sables Bateke en R.P. du Congo. Description, caractérisation, genèse. In: RIGHI, D. & CHAUVEL, A., eds. Podzols et podzolisation. Paris, INRA, 1987. p.25-36.
- SIOLI, H. Tropical rivers as expressions of their terrestrial environments. In: GOLLEY, F.B. & MEDINA, E., eds. Tropical ecological systems: Trends in terrestrial and aquatic research. Berlin, Springer Verlag, 1975. p.275-288.
- SOMBROEK, W.G. Soil of the Amazon region. In: The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. Dordrecht, W. Junk Publication, 1984. p.522-535.
- SUGUIO, K. Introdução à sedimentologia. São Paulo, Edgar Blucher/EDUSP, 1973. 317p.
- THOMAS, M.F.; THORP, M. & McALISTER, J. Equatorial weathering, landform development and formation of white sands in north western Kalimantan, Indonesia. Catena, 36:205-232, 1999.
- UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB. Hidrologia e geoquímica da bacia amazônica. <http://www.unb.br/ig/hibam/campanhas>. 29/Dez/1999.
- van LIER, Q.J. & VIDAL-TORRADO, P. Phi: programa de microcomputador para análise estatística da granulometria de sedimentos. R. Bras. Ci. Solo, 16:277-281, 1992.
- VOLKOFF, B. Organizations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. Cah. Orstom, Sér. Péd., 21:225-236, 1985.