

# RELAÇÕES GENÉTICAS ENTRE LATOSSOLOS E CROSTAS LATERÍTICAS ALUMINOSAS E ALUMINO-FERRUGINOSAS NA REGIÃO DE PARAGOMINAS, PARÁ

ADRIANA MARIA COIMBRA HORBE\* & MARCONDES LIMA DA COSTA\*\*

**ABSTRACT** GENETIC RELATIONS BETWEEN, LATOSOLS AND ALUMINOUS AND ALUMINO-FERRUGINOUS LATERITIC CRUSTS IN THE PARAGOMINAS REGION, PARÁ Structural, textural, mineralogical and chemical data of two lateritic profiles located in Paragominas municipality, in the NE of Pará State, are studied. The profiles with three horizons: lower, intermediate and upper that correspond, respectively to massive lateritic crust, fragmented crust and soil, are formed by the weathering of the crust in wet climate with rain forest. In these conditions the lateritic crust form the top latosol by the loss of aluminium and iron as consequence of the dissolution of the gibbsite and hematite. The aluminium was combined with silicon forming kaolinite that accumulated in the top of the profile forming an in situ latosol. At the same time the hematite is hydrated forming goethite giving the yellow color of the latosol.

**Keywords.** -lateritic crust, bauxite, latosol, Belterra Clay, Amazon

**RESUMO** São apresentados os dados estruturais, texturais, mineralógicos e químicos de dois perfis lateríticos localizados no município de Paragominas, região NE do estado do Pará. Esses perfis, formados de três horizontes, inferior, intermediário e superior correspondentes, respectivamente, a crosta laterítica maciça, crosta laterítica fragmentada e latossolo, se formaram a partir do intemperismo da crosta em condições de clima úmido com cobertura de floresta. Sob essas condições a crosta foi desaluminizada e desferruginizada de modo que a gibbsita e hematita foram dissolvidas. O alumínio liberado se recombina com a sílica proveniente da lixiviação do quartzo e por aporte da vegetação levando a formação da caulinita que se acumulou no topo do perfil gerando o latossolo *in situ*. Ao mesmo tempo a hematita foi hidratada formando goethita dando a coloração amarelada ao latossolo.

**Palavras-chaves:** crosta laterítica, bauxita, latossolos, Argila de Belterra, Amazônia

**INTRODUÇÃO** Os latossolos, muito abundantes na região amazônica, são argilosos a areno-argilosos avermelhados a amarelados e recobrem horizontes saprolíticos, argilosos ou crostas lateríticas. A origem desses latossolos tem sido objeto de estudos de vários pesquisadores tanto no Brasil como na África Ocidental, regiões que apresentam grande parte de seu território coberto por crostas lateríticas e latossolos. Destacam-se, na Amazônia, os trabalhos de Truckenbrodt & Kotschoubey (1981), Lucas (1988 e 1997), Truckenbrodt *et al.* (1991), Lucas *et al.* (1993), Boulangé & Carvalho (1997), Kotschoubey *et al.* (1997), Horbe & Costa (1997 e submetido) e de Beauvais & Mazaltari (1988), Bilong *et al.* (1992), Beauvais & Colin (1993), Bitton & Volkoff (1993), Beauvais & Tardy (1993) dentre outros, na África.

A importância de estudar a relação entre as crostas lateríticas e os latossolos é buscar a definição da inter-relação genética entre eles que apresenta controvérsias quanto a origem, especialmente na Amazônia, podendo o latossolo estar relacionado a deposição de sedimentos lacustres, a fluxo de lama ou por degradação/intemperismo das crostas. O termo degradação é usado, especialmente, na África e Austrália, em parte devido a pouca espessura dos latossolos sugerindo mais um efeito de transformação física (Bilong *et al.* 1992, Beauvais & Colin 1993, Bitton & Volkoff 1993, Beauvais & Tardy 1993), enquanto que na Amazônia, eles são, em geral, mais desenvolvidos (Truckenbrodt & Kotschoubey 1981).

Para este trabalho, que complementa o anteriormente apresentado (Horbe & Costa 1997) foram selecionados perfis lateríticos situados na região compreendida pelos municípios de Paragominas e Açailândia que destaca-se no cenário geológico do Pará, juntamente com a região do baixo rio Amazonas, pelas suas grandes reservas de bauxita refratária e metalúrgica. Diversos trabalhos foram desenvolvidos na região, especialmente durante a década de 70 que, além de levarem a descobertas de novas jazidas, propiciaram o estudo de detalhe sobre a lateritização na região (Dennen & Norton 1977, Grubb 1979, Kronberg *et al.* 1979 e 1982, Hernalsteen 1982, Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Truckenbrodt *et al.* 1982 dentre outros). Sobre a bauxita ou crosta aluminosa, assim como sobre outros tipos de crosta laterítica (sílico-ferruginosas e ferro-aluminosas) observa-se, invariavelmente, espesso pacote de latossolo argiloso amarelado com espessuras de vários metros.

Esse trabalho visa, dessa forma, apresentar dados de estruturação, texturais, mineralógicos e químicos dos latossolos e das crostas lateríticas aluminoso-ferruginosas e aluminosas sotopostas objetivando contribuir para o entendimento da inter-relação genética entre esses materiais. Definir a relação de autoctonia e/ou aloctonia dos latossolos em relação ao material sotoposto permitirá melhor direcionar os trabalhos de mapeamento geológico, prospeção geoquímica e o uso do solo na Amazônia.

**LOCALIZAÇÃO, FIOGRAFIA E GEOLOGIA** Dois perfis localizados ao longo da BR-010 (Belém-Brasília), no município de

Paragominas, a NE do estado do Pará, foram selecionados para o presente estudo. O perfil 1 situa-se a 53 km a sul da sede do município e o dois na Mina de Camoai, 19 km a sul do anterior (Fig. 1).

A cobertura vegetal é do tipo floresta tropical, em grande parte desmatada, que recobre um relevo tabular, rebaixado (50 a 180m de altitude) com vales pouco encaixados. O clima é tropical quente e úmido com índice pluviométrico de 2000 mm/ano, com uma estação seca que vai de junho a novembro e outra, úmida, no restante do ano.

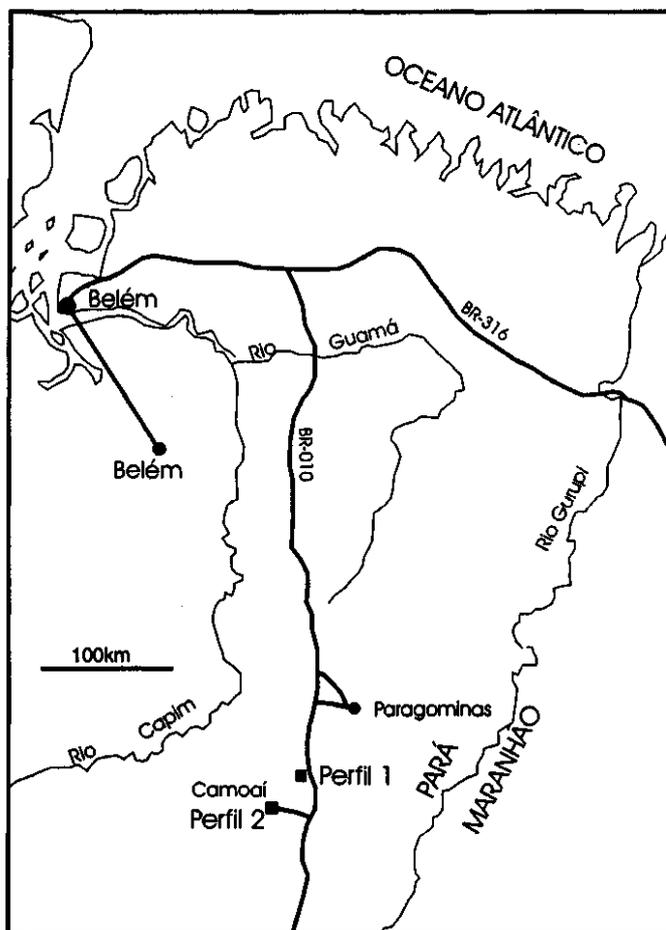


Figura 1 - Mapa de localização dos perfis estudados.

Os dois perfis desenvolveram-se a partir de arenitos argilosos caulínicos, conglomerados e pelitos da Formação Itapecuru, que sofreram lateritização a partir do início do Terciário, com desenvolvimento de crosta aluminó-ferruginosa a aluminosa (Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Truckenbrodt *et al.* 1982, Costa 1991, Kotschoubey *et al.* 1997).

**MATERIAIS E MÉTODOS** Somente a porção superior dos perfis, isto é, o latossolo e a crosta laterítica sotoposta foram selecionados para este estudo. Os materiais coletadas, a cada metro, apresentam duas frações granulométricas contrastantes: a- material mais grosseiro com granulação maior que 2,0 cm denominado de fragmento e b- material mais fino que corresponde a matriz argilosa a areno-argilosa dependendo da sua granulometria. Os fragmentos quando constituídos de nódulos envolvidos por plasma internodular são chamados de fragmentos concrecionários. Cada um desses materiais foi considerado nova amostra.

Nos fragmentos (10 amostras) e na matriz (17 amostras) foram feitas análises de difração de Raios-X e químicas para SiO<sub>2</sub> e perda ao fogo (PF) por gravimetria; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> por volumetria; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> por colorimetria; V, Cr, B, Mo, Zr, Ga, Y, Sc e Nb (este último somente para o perfil 1) por espectrografia ótica de emissão; Ni, Pb, Mn e Cu por absorção atômica e ETR (somente no perfil 2) por espectrometria de plasma. A interação das análises de difração de Raios-X e de óxidos maiores permitiram calcular a composição mineralógica cujos resultados são semi quantitativos. Análises de microsonda eletrônica para SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> restringiram-se aos fragmentos da crosta do perfil 2. Foram realizadas análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) com espectrômetro de energia dispersiva (EDS) acoplado e de microsonda eletrônica visando os aspectos micromorfológicos, microtexturais e químicos.

**PERFIL 1 - LATOSSOLO SOBRE CROSTA ALUMINO-FERRUGINOSA** Estruturação do perfil É possível diferenciar três horizontes da base para o topo do perfil (Fig. 2):

*Horizonte Inferior:* constituído pela crosta aluminó-ferruginosa maciça com matriz argilosa preenchendo fissuras e fraturas. Apresenta, em média, 3,6 m de espessura.

*Horizonte Intermediário:* constituído por fragmentos centimétricos, isolados, de estrutura concrecionária. Apresentam composição aluminó-ferruginosa e subordinadamente ferruginosa, estando envolvidos por matriz argilosa avermelhada. Espessura média de 1,0 m.

*Horizonte Superior ou Latossolo:* constituído por matriz argilosa com raros nódulos milimétricos aluminó-ferruginosos e ferruginosos amarelados e avermelhados dispersos e discordantes. É muito homogêneo, sem estruturação visível, de coloração avermelhada tendendo a ocre e microagregada no topo. Apresenta espessura máxima de 13,8 m.

**Aspectos texturais da crosta e fragmentos** A crosta do horizonte inferior é texturalmente heterogênea, sendo formada por porções compactas, maciças a porosas, às vezes cavernosas, de col-

oração rosada a avermelhada. Ocorrem, localmente, porções marrons ferruginizadas com formas ovóides a arredondadas sugerindo segregação. É correlacionável as crostas definidas como maciças por Tardy (1993).

Os fragmentos concrecionários do horizonte intermediário são constituídos por dois tipos de materiais: a) concreções ferruginosas, isoladas, com até 2 cm de diâmetro, zonadas, com núcleo hematítico avermelhado e poroso e córtex, com 1 a 2 mm de espessura, de material goethítico marrom escuro; b) concreções com até 5 cm de diâmetro formadas por nódulos ferruginosos e aluminosos rosados, envolvidos por plasma internodular amarelo a creme de composição gibbsítica (Fig. 3). A concreção b, que pode ser correlacionada com as crostas pisolíticas e nodulares de Tardy (1993), apresenta os contatos dos nódulos com o plasma internodular difusos sugerindo um processo de desferificação. A porção ferruginosa desta concreção é, provavelmente, a fonte da concreção a.

Análises de microscópio eletrônico da crosta e do plasma internodular mostram que são constituídos de gibbsita micro (com cristais bem formados) a criptocristalina sendo esta última a que predomina, especialmente no plasma internodular, enquanto a microcristalina está restrita a pequenas cavidades (Fig. 4 A e B). Na gibbsita microcristalina é possível observar a forma hexagonal dos seus cristais e bordas de corrosão (Fig. 4 B e C).

No horizonte inferior ocorre, preenchendo fraturas, fissuras e poros, uma matriz argilosa avermelhada que passa a envolver totalmente os

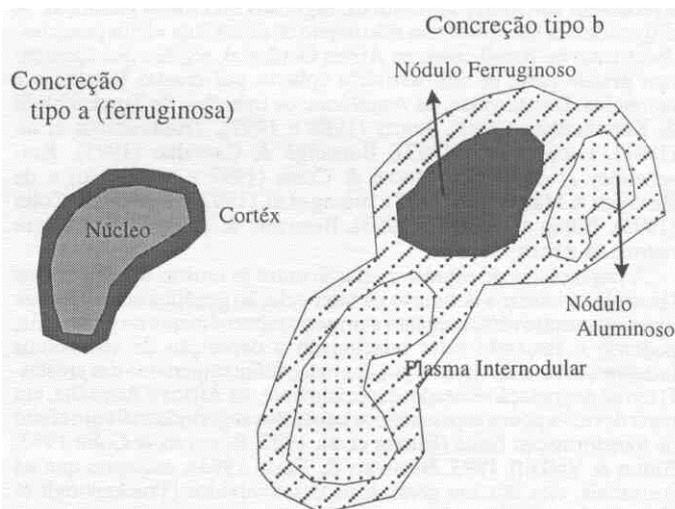


Figura 3 - Desenho esquemático das concreções tipo a e b encontradas no horizonte intermediário do perfil 1.

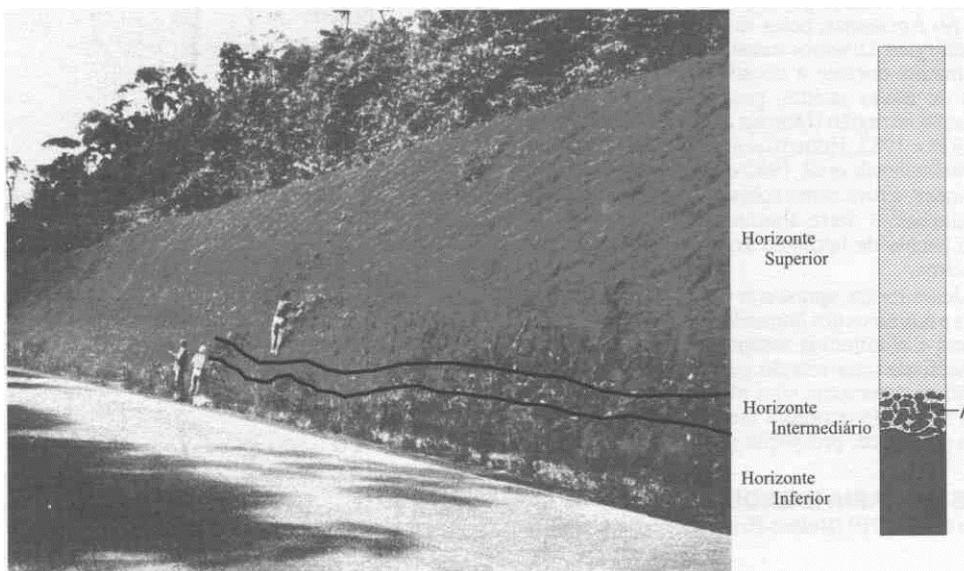
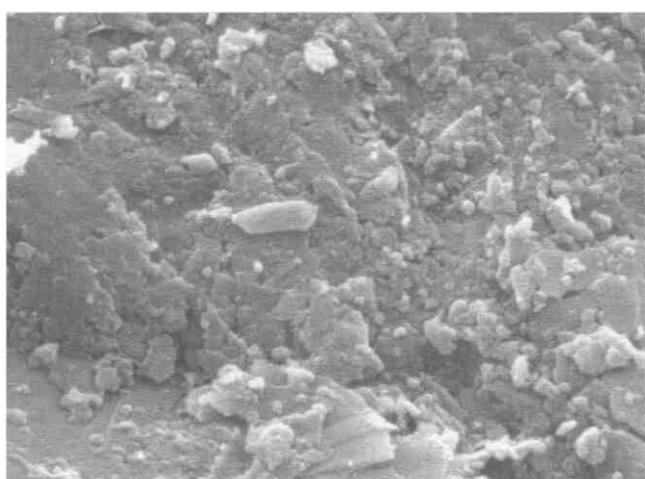
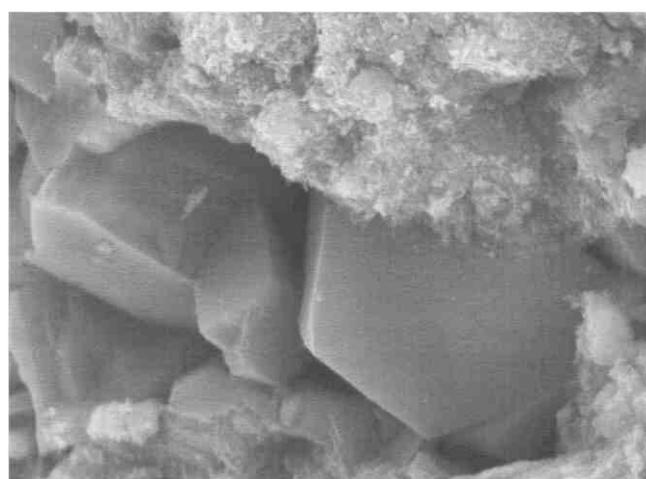


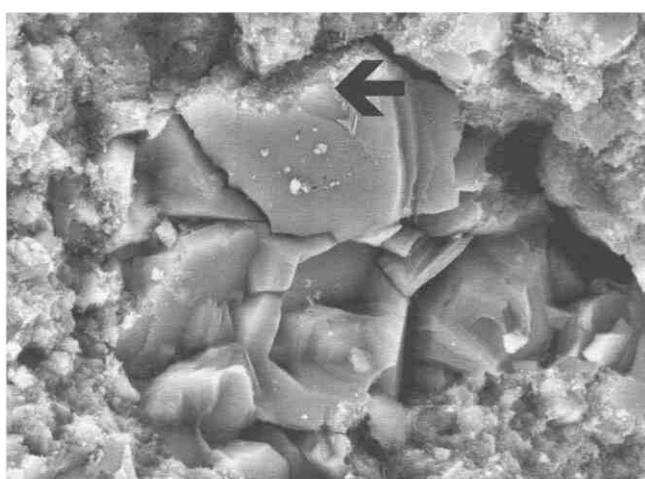
Figura 2 - Aspecto do perfil 1 desenvolvido sobre crosta laterítica aluminó-ferruginosa (A-fragmentos).



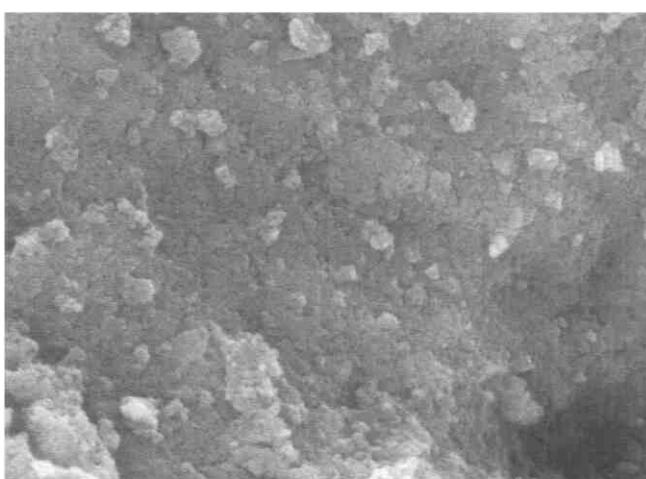
A- 7000x



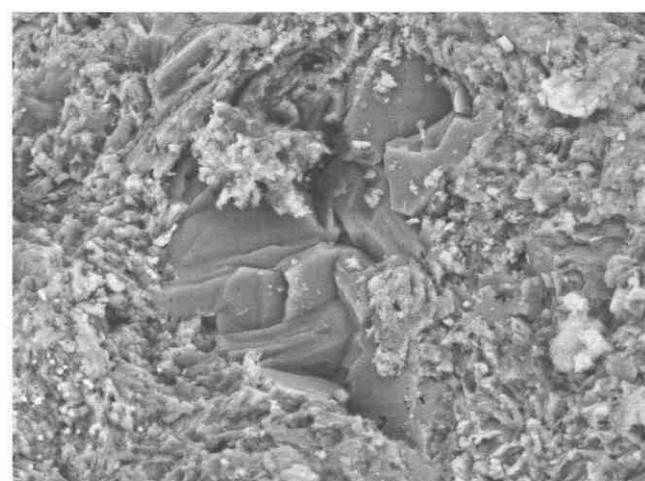
B-4000x



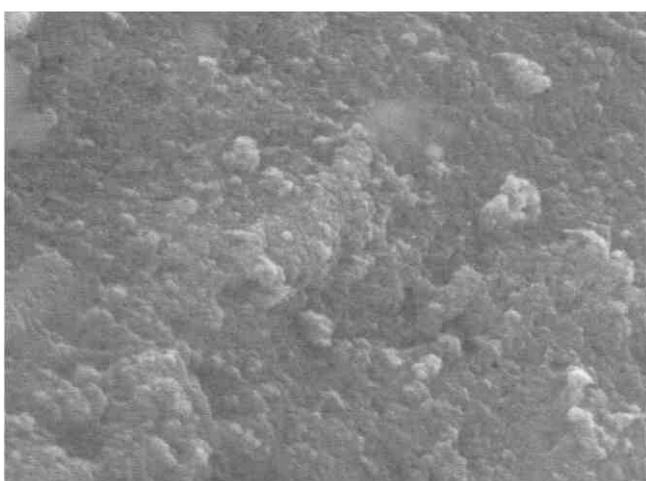
C- 2000x



D- 10000x



E- 665x



F- 1240x

Figura 4 - Fotografias de microscópio eletrônico de varredura do perfil 1: A- textura criptocristalina típica da crosta aluminosa-ferruginosa e do plasma internodular; B e C- aspecto dos cristais de gibbsita que ocorrem nos poros e de sua corrosão (parte superior da figura C); D- Textura criptocristalina da matriz argilosa; e do perfil 2: E- textura micro cristalina e D- criptocristalina da gibbsita que constitui a crosta aluminosa do perfil 2.

fragmentos no horizonte intermediário e predomina no superior. A Fig. 4 D mostra que essa matriz é texturalmente criptocristalina.

**Composição mineralógica** A crosta é formada, basicamente, por gibbsita e caulinita com predomínio da primeira (Tab. 1). Hematita, goethita, anatásio e quartzo ocorrem muito subordinadamente sendo que este último em uma única amostra da crosta. A amostra representativa da porção mais ferruginosa apresenta 75% de hematita + goethita e, conseqüentemente, menos gibbsita e caulinita. A presença de porções com predomínio de hematita e goethita na crosta gibbsítica a caracteriza como alumino-ferruginosa.

Os fragmentos apresentam composição mineralógica variável predominando ora a gibbsita ora a hematita + goethita, ocorrendo quartzo em somente uma amostra (Tab. 1).

A matriz argilosa dos horizontes inferior e intermediário é, basicamente, caulinitica com gibbsita e hematita + goethita subordinados e menos de 2% de anatásio (Tab. 1).

O horizonte superior é mais caulinitico em relação a matriz argilosa dos horizontes inferiores e, conseqüentemente, menos gibbsítico (Tab. 1). Em direção ao topo, essa tendência se acentua, exceto a 10 cm da superfície onde gibbsita e quartzo, com 35% cada um são os constituintes principais devido, provavelmente, a enriquecimento residual desses minerais (Tab. 1). Quartzo ocorre em quase todas as demais amostras (com teores de até 10%).

**Composição química** O horizonte inferior caracteriza-se pelos teores elevados de  $Al_2O_3$  e PF (porção aluminosa) ou de  $Fe_2O_3$  (porção ferruginosa) enquanto os de  $SiO_2$  e  $TiO_2$  são mais baixos (Fig. 5) refletindo o predomínio de gibbsita ou hematita + goethita, respectivamente. Esse mesmo padrão, também, é observado nos fragmentos do horizonte intermediário.

Na matriz argilosa dos três horizontes as curvas de distribuição são similares entre si com predomínio de  $Al_2O_3$  e  $SiO_2$  (Fig. 5) caracterizando a presença mais abundante de caulinita e quartzo (Tab. 1). No horizonte superior há a tendência dos teores de  $SiO_2$  aumentarem para

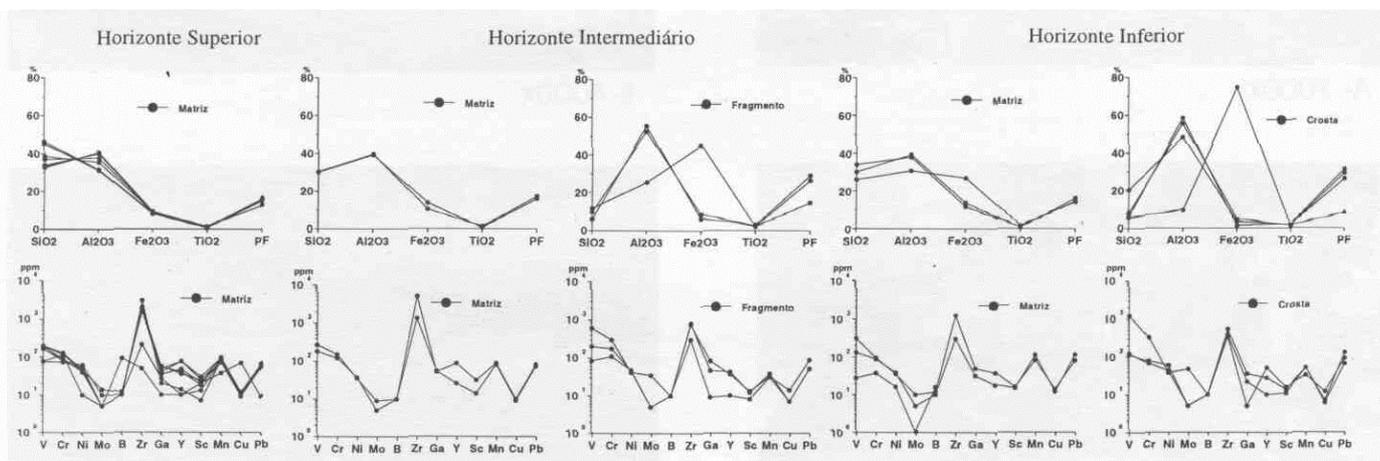


Figura 5 - Composição química do perfil 1.

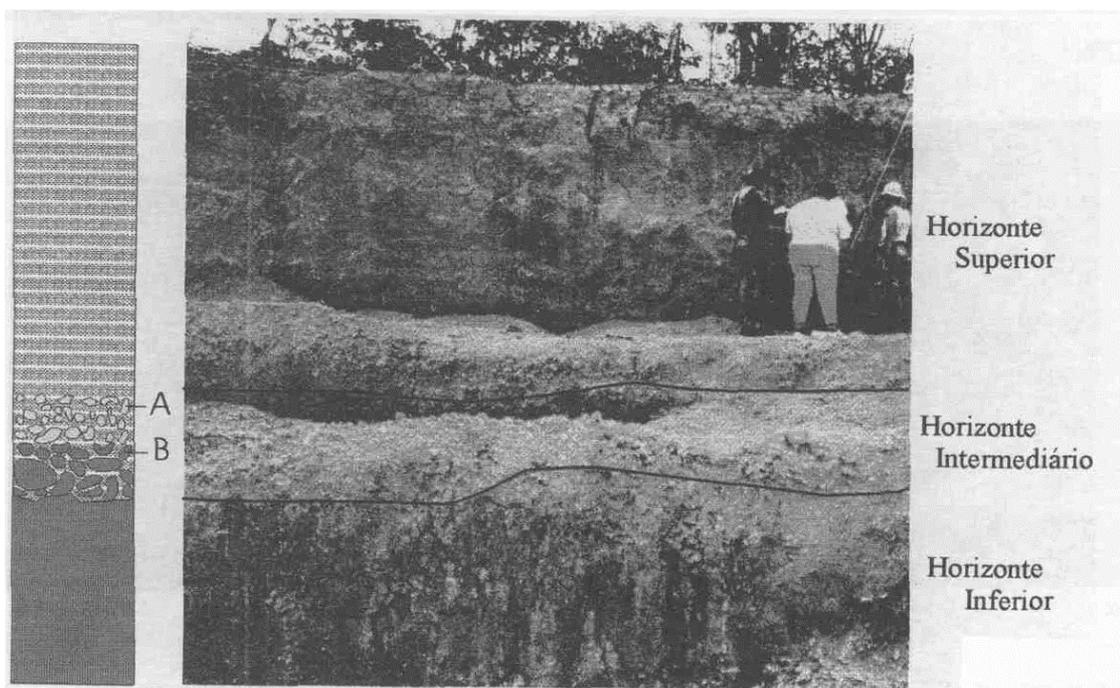


Figura 6 - Aspecto do perfil 2 desenvolvido sobre crosta laterítica aluminosa (A- concreções do topo do horizonte intermediário e B-fragmentos da base desse mesmo horizonte).

o topo do perfil, em detrimento de  $Al_2O_3$ , devido ao maior acúmulo de quartzo, de modo que a razão  $SiO_2/Al_2O_3$ , que está entre 0,74 e 0,89 na matriz argilosa do horizonte inferior, alcança até 1,45 no topo do perfil.

Análises químicas semi-quantitativas obtidas por MEV/EDS mostram que a gibbsita criptocristalina da crosta e dos fragmentos tende a apresentar teores elevados de  $SiO_2$  (10% a 36%) e  $Fe_2O_3$  (6% a 26%), quando comparada com a microcristalina, cuja composição é, praticamente, só  $Al_2O_3$  (92% a 97%).

Tabela, 1 - Composição mineralógica, em peso, dos perfis estudados.

Perfil 1 - sobre crosta aluminosa					
Horizontes	Quartzo	Caulinita	Gibbsita	Hem+Goe	Anatásio
Horizonte Superior					
M. Argilosa	35	22	35	8	1
	5	69	16	9	1
	10	78	1	8	1
	10	78	1	8	2
	1	71	18	9	<1
	-	83	4	9	1
	5	59	26	9	1
	-	71	19	9	1
Horizonte Intermediário					
M. Argilosa	-	65	21	10	1
Fragmento	5	10	74	8	2
M. Argilosa	-	65	21	14	1
Fragmento	-	13	77	6	3
Fragmento	-	25	24	45	2
Horizonte Inferior					
M. Argilosa	-	73	14	12	1
M. Argilosa	-	56	13	27	2
M. Argilosa	-	60	21	16	1
Crosta	-	43	47	4	2
Crosta	-	13	82	1	2
Crosta	-	12	7	75	1
Crosta	7	2	84	5	2

Perfil 2 - sobre crosta aluminosa					
Horizontes	Quartzo	Caulinita	Gibbsita	Hem+Goe	Anatásio
Horizonte Superior					
M. Argilosa	10	73	12	3	1
	9	72	14	3	2
Horizonte Intermediário (Porção Superior e Inferior)					
M. Argilosa	-	80	12	4	3
Fragmento	-	13	78	6	2
M. Argilosa	-	85	10	3	1
Fragmento	1	32	64	2	1
Horizonte Inferior					
Crosta	5	13	79	1	1

Os elementos-traço caracterizam-se pelas suas baixas concentrações, exceto o Zr (Fig. 5), em consequência da origem do material ser, basicamente, a partir de sedimentos areno-argilosos, normalmente, pobres nesses elementos. Há tendência dos teores de Zr serem mais elevados na matriz argilosa, enquanto, os de V e Cr predominam no horizonte inferior e nas concreções do horizonte intermediário, o primeiro associado, provavelmente, ao zircão e os demais aos óxi-hidróxidos de ferro. Essa tendência de distribuição do V, Cr e Zr ao longo do perfil, também, foi observada em perfis similares (Boulangé & Carvalho 1997 e Horbe & Costa 1997).

**PERFIL 2 - LATOSSOLO SOBRE CROSTA ALUMINOSA**  
**Estruturação do perfil** Este perfil é constituído por três horizontes da base para o topo (Fig. 6):

*Horizonte inferior* - formado por crosta aluminosa, com espessura aflorante de 0,50 m (não se observa o contato inferior), textura colunar e maciça formando blocos métricos. Apresenta fraturas e fissuras preenchidas por material argiloso amarelado a levemente rosado.

*Horizonte intermediário* - É constituído, na base, por fragmentos centimétricos similares ao horizonte inferior, e no topo por concreções centimétricas. Ambos apresentam-se envolvidos por abundante matriz argilosa. Apresenta espessura média de 0,30 m.

*Horizonte superior ou latossolo* - É formado por matriz argilosa amarelada com 2,0 m de espessura média, sem estruturação visível, contendo fragmentos nodulares, milimétricos, amarelados, esparsos e descontantes, similares aos encontrados nos horizontes inferiores.

**Aspectos texturais da crosta e fragmentos** A crosta do horizonte inferior e os fragmentos da base do horizonte intermediário apresentam duas fácies interdigitadas ambas constituídas por gibbsita: 1- rosada a levemente avermelhada predominante e 2-amarelada a creme. A observação ao MEV mostra que a gibbsita da fácies rosada é cripto a microcristalina, sendo a primeira mais abundante e a microcristalina restrita aos seus poros (Fig. 4 E). A gibbsita da fácies amarelada, também chamada de fácies porcelanada, é essencialmente criptocristalina (Fig. 4 F). Microesferas de hematita dispersas na superfície da gibbsita dão a cor rosada a fácies 1.

Os fragmentos concrecionários do topo do horizonte intermediário, com menos de 3 cm na maior dimensão, apresentam formas irregulares sugerindo dissolução. São constituídos por dois tipos de nódulos com até 1 cm de diâmetro: a) ferruginoso de cor marrom avermelhada formado por grande concentração de micro-esferas de hematita semel-

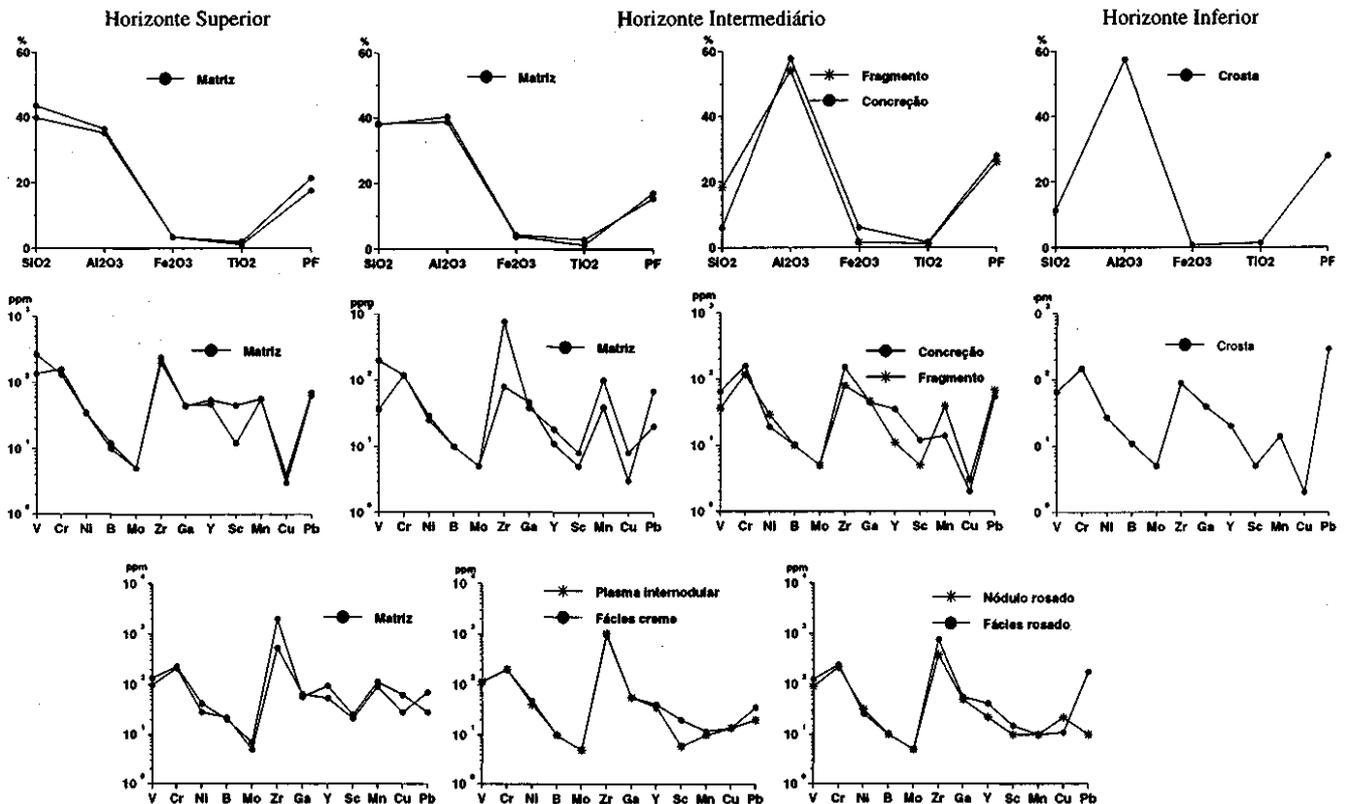


Figura 7 - Composição química do perfil 2.

hantes as encontradas na fácies rosada e **b)** similar a fácies rosada do horizonte inferior. Os dois tipos de nódulos estão envolvidos por plasma intermodular gibbsítico semelhante a fácies amarelada do horizonte inferior. O contato entre os nódulos e o plasma intermodular é difuso sugerindo passagem gradual.

Os fragmentos concrecionários são correlacionáveis a crosta pisolítica, enquanto, o horizonte inferior à crosta maciça segundo a classificação de Tardy (1993).

**Composição mineralógica** Caulinita e gibbsita compõem quase 90% da composição mineralógica do perfil (Tab. 1). A gibbsita é o mineral principal no horizonte inferior e nos fragmentos do intermediário enquanto a caulinita predomina na matriz argilosa. Os demais minerais são quartzo, hematita, goethita e anatásio. O quartzo apresenta teores crescentes na matriz argilosa alcançando 10% a 10 cm do topo do perfil e a hematita e goethita predominam nos fragmentos concrecionários da porção superior do horizonte intermediário (6%). O anatásio apresenta-se entre 1% e 3%.

**Composição química** SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e PF são os principais constituintes do perfil (Fig. 7) relacionados, essencialmente, a caulinita e gibbsita. Os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e PF são mais elevados no horizonte inferior e nos fragmentos do intermediário, enquanto, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> são os mais baixos.

A matriz argilosa apresenta-se bastante homogênea ao longo do perfil, com teores mais elevados de SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 7) devido a presença de quartzo, caulinita, e gibbsita. As razões SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, entre 0,20, no horizonte inferior, e próximo de 1 no topo, reforçam o predomínio de gibbsita na base e de caulinita e quartzo no topo. TiO<sub>2</sub> varia entre 1% e 3% não havendo tendência de diferenciação ao longo do perfil.

As análises por microsonda nos fragmentos da crosta indicam para a fácies rosada teores constantes de 65% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que corresponde a quase 100% de gibbsita, enquanto a fácies amarelada apresenta entre 46% e 60% mostrando que, além de gibbsita ocorre caulinita nessa fácies. Esse aspecto e a textura criptocristalina, sugerem que a fácies amarelada pode estar representando uma fase intermediária entre a rosada, predominante no horizonte inferior, e a matriz argilosa, conforme observado por Black *et al.* (1984), Bardossy & Aleva (1990) e Lucas (1997) em outros perfis.

Os teores dos elementos-traço são baixos no perfil, por já se encontrarem, originalmente, empobrecidos na rocha mãe como foi também, observado no perfil 1.

O padrão de distribuição dos elementos-traço é marcado pelos teores mais elevados de V, Cr e Zr e, secundariamente, Mn e Pb que diferenciam-se dos demais elementos com baixa concentração (< 50 ppm) (Fig. 7). Há tendência do Zr apresentar maiores concentrações para o topo do perfil, mas em proporção menor que no perfil 1. Nas fácies rosada e amarela da crosta, nos nódulos e no plasma intermodular das concreções e na matriz argilosa que preenche os poros desses materiais, o padrão de distribuição é o mesmo dos fragmentos e da matriz argilosa como um todo (Fig. 7) mas com concentrações um pouco mais elevadas.

Os elementos terras raras (ETR), analisados somente nos fragmentos e na matriz argilosa, apresentam concentrações um pouco acima da média crustal e mostram predomínio do La, Ce e Nd sobre os demais elementos (Tab. 2). Os fragmentos da base do horizonte intermediário apresentam os teores mais altos ( $\Sigma ETR = 127,18$  ppm) que os do topo desse mesmo horizonte ( $\Sigma ETR = 62,89$  ppm). A matriz argilosa apresenta concentrações mais elevadas que os fragmentos ( $\Sigma ETR = 170,02$  ppm) com tendência a decrescerem para o topo ( $\Sigma ETR = 93,15$  ppm). Apresentam-se pouco fracionados com a relação La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>, entre 5,00 e 11,15, não havendo distinção nesse parâmetro entre fragmentos e matriz. As curvas de normalização em relação aos condritos mostram-se similares ao longo do perfil com pequena anomalia negativa em Eu (Fig. 8).

**DISCUSSÕES E CONCLUSÕES** Comparando os dois perfis estudados observa-se que ambos tem características estruturais e texturais similares. A estruturação mostra aumento crescente no grau de desagregação marcada pela fragmentação da crosta, pela presença de material concrecionário no horizonte intermediário e a quase total cominuição dos fragmentos no horizonte superior em um típico processo granodécrescente. Esses aspectos, reforçados pelos texturais, como a presença de crosta maciça na base e pisolítica a nodular na porção intermediária, o contato difuso entre os nódulos e o plasma intermodular dos fragmentos, além da corrosão nos cristais de gibbsita, sugere desaluminização e desferrificação. Como consequência tem-se a individualização de fragmentos cada vez menores em direção ao topo do perfil em um processo de desagregação associado a concrecionamento de modo similar ao observado em outros perfis na Amazônia (Horbe & Costa 1997). Essas modificações na estrutura e textura dos horizontes inferiores para os superiores pode ser correlacionada ao que se observa no intemperismo de rochas primárias de modo que a crosta representa a rocha-mãe do perfil e o solo o produto de seu intemperismo. A presença de fragmentos concrecionários nos horizontes inter-

Tabela 2 - Concentração dos elementos terras raras, em ppm no perfil 2.

Horizontes	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Horizonte Superior											
M Argilosa	23,45	45,21	15,80	1,48	0,31	1,49	2,07	0,44	1,29	1,42	0,19
M Argilosa	35,63	67,17	28,37	2,47	0,47	2,24	3,21	0,70	2,15	2,36	0,33
Horizonte Intermediário (Porção Superior e Inferior)											
M Argilosa	42,42	68,83	35,01	2,75	0,50	2,85	5,38	1,28	4,43	5,73	0,84
Fragmento	14,82	26,35	13,65	1,09	0,21	0,82	1,78	0,44	1,58	1,89	0,26
M Argilosa	39,94	60,84	12,06	2,18	0,44	2,47	3,67	0,83	2,69	3,32	0,47
Fragmento	46,84	52,46	13,56	2,16	0,39	2,04	2,94	0,69	2,51	3,13	0,46

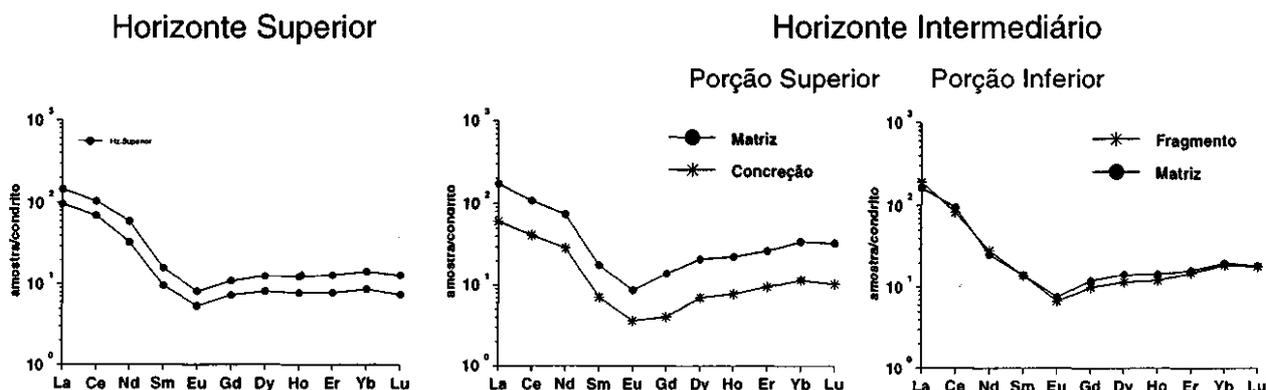


Figura 8 - Curvas de fracionamento dos elementos terras raras no perfil 2.

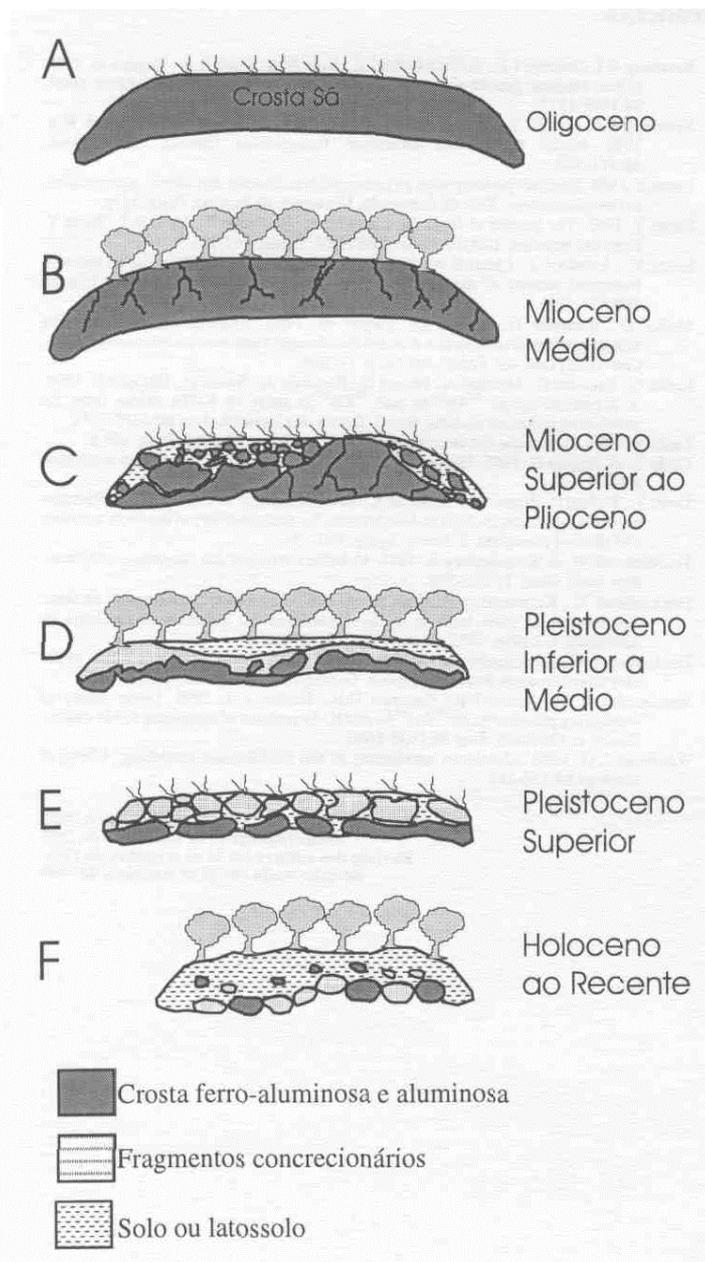


Figura 9 - Esquema evolutivo dos solos a partir de crostas lateríticas segundo o tempo geológico.

mediários, similares textural, mineralógica e quimicamente à crosta, corrobora essa possibilidade.

O plasma intermodular das concreções com textura predominante (perfil 1) a exclusivamente criptocristalina (perfil 2) sugere que ele poderia ser a fase intermediária entre a gibbsita microcristalina e a matriz argilosa caulinitica-gibbsítica criptocristalina do topo. Essa possibilidade é enfatizada pela corrosão observada nas bordas dos cristais de gibbsita e pelas análises de MEV e microsonda na qual a fácies amarela e o plasma intermodular tendem a serem criptocristalinos e mais silicosos que o rosado. Além disso é marcante o processo de desferrificação que se observa entre a fácies rosada e a amarela da crosta e entre os nódulos e o plasma intermodular das concreções, assemelhando-se a transformação das crostas ferruginosas marrom-avermelhadas para ocre por degradação, segundo Beauvais & Mazaltari (1988), Tardy, (1993) entre outros. O próprio aspecto concrecionário dos fragmentos e a presença de nódulos milimétricos de

gibbsita amarelada no horizonte superior são evidências da transformação sofrida pela crosta.

Além da estrutura e textura, a composição mineralógica sugere correlação entre os materiais dos perfis, especialmente no perfil 1, onde as matrizes argilosas dos horizontes inferiores e intermediários são, em média, mais gibbsíticas e hematíticas-goethíticas, compatíveis com a composição das crostas e fragmentos aos quais estão associadas, tomando-se gradativamente mais caulinitica e quartzosa no horizonte superior. Essa modificação mineralógica é correlacionável com o observado por Lucas (1997) em perfis similares na Amazônia. A neoformação de caulinita e a sua acumulação em direção ao topo do perfil é um processo típico da degradação de crostas lateríticas tanto aluminosas como ferruginosas (Muller *et al.* 1980) levando, no caso dos dois perfis e em outros similares (Horbe & Costa 1997), a, concomitante, acumulação de quartzo e gibbsita. A variação mineralógica na matriz argilosa ao longo do perfil, apoiada pela composição química, demonstra a sua compatibilidade genética com a crosta e os fragmentos.

A tendência de transformação de gibbsita em caulinita estaria relacionada a posição do lençol freático e, conseqüentemente, a atividade da água (Tardy *et al.* 1990). Assim, a gibbsita tende a se formar onde a atividade da água é maior, enquanto a caulinita, com menor teor de água, se forma acima do lençol freático. Segundo Wesselink (1990) nos solos a gibbsita está em equilíbrio em subsuperfície, enquanto, a subsaturação em água da superfície é mais apropriada para a formação de caulinita. A sílica necessária para a transformação da gibbsita em caulinita seria fornecida, predominantemente, pela dissolução do quartzo, que está, constantemente presente, também em outros perfis estudados (Truckenbrodt *et al.* 1991, Boulangé & Carvalho 1997, Lucas 1997, Horbe & Costa 1997) e/ou pelo aporte pela vegetação (Lucas *et al.* 1993). A ausência de horizonte gibbsítico em perfis formados a partir do Quaternário (Costa 1991, Fernandes Filho *et al.* 1996 e Horbe & Costa 1997) e a larga distribuição da caulinita nos solos da região reforça a incompatibilidade desses dois minerais no clima atual.

A possibilidade de filiação geoquímica entre crosta e matriz é ressaltada pelo padrão similar de distribuição dos elementos-traço e ETR. Os elementos-traço com concentrações bastante similares entre os materiais e ao longo do perfil, e afinidades naturais com a fase ferruginosa (V, Cr, Ni, Mn, Cu e Pb), aluminosa (Ga, Sc e Y) e residual (Zr, B e Nb), sugerem que o material que gerou os horizontes de cada perfil é um só e compatível com o processo intempérico de crostas lateríticas aliado a pedogênese e esculpimento da paisagem.

Considerando que a rocha-mãe dos perfis estudados (Formação Itapecuru) foi depositada no Cretáceo (Góes & Feijó 1994) e que o início da lateritização na Amazônia deu-se entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno (Vasconcellos *et al.* 1994 e Ruffet *et al.* 1996) com o máximo no Oligoceno (Tardy & Roquin 1998), a crosta laterítica dos perfis estudados já estaria individualizada no final desse período. A partir da individualização das crostas lateríticas e com a alternância, em intervalos de tempo cada vez menores, entre o clima mais úmido e mais seco e quente, especialmente, nos períodos glaciais-interglaciais do Quaternário, é possível esquematizar a sequência de transformação das crostas em solos em seis estágios (Fig. 9). A, C e E representam as etapas de clima mais seco com desenvolvimento de vegetação tipo caatinga/savana e B, D e F de clima mais úmido com cobertura de floresta. Nos estágios mais secos a fraca cobertura vegetal propicia o processo erosivo removendo a parte superior do perfil que se acumula nas encostas e porções rebaixadas do relevo expondo a crosta aluminosa e ao mesmo tempo, levando a maior ferruginização do perfil. Nos estágios B, D e F a crosta passa a sofrer influência da vegetação e da menor disponibilidade de água, pois está acima do lençol freático, de modo que a gibbsita é ressilicificada e a hematita se hidrata formando, respectivamente, caulinita e goethita e originando o solo. Desse modo os solos sobrepostos a crostas e fragmentos lateríticos seriam resultantes do intemperismo em clima úmido e as grandes espessuras de solo podem estar associados a movimentos de massa sucessivos nos períodos de clima mais seco.

**Agradecimentos** Ao CNPq pela bolsa de doutorado ao primeiro autor e de pesquisador ao segundo. Aos Profs. Antônio Rossi e Gian Paolo Signolffí pela oportunidade de utilização do microscópio eletrônico de varredura na Università Degli Studi di Modena, Itália. Finalmente, ao Pró f. Rômulo S. Angélica pelos comentários e sugestões ao texto.

- Bardossy G. & Aleva G.J.J. (1990) *Laterite bauxites*. Developments in Economic Geology, 27. Amsterdam, Elsevier. 624p.
- Beauvais A. & Mazaltarin D. 1988. Étude des cuirasses latéritique dans la région de Dembia-Zémio en Centrafrique. Pétrographie, minéralogie et géochimie. *Sci. Géol., Bull.*, **41**: 47-69
- Beauvais A. & Colin F. 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chem. Geol.*, **106**:77-101.
- Beauvais A. & Tardy Y. 1993. Degradation and dismantling of iron crust under climatic changes in Central Africa *Chem. Geol.*, **107**:277-288.
- Bilon P., Belinga S.E., Volkoff B. 1992. Séquence d'évolution des paysages cuirasses et des sols ferrallitiques en zone forestières tropicales d'Afrique central. Place des sols à horizons d'argile tachetée. *C. R. Acad. Sci. Paris* **314**:109-115.
- Bitton D. & Volkoff B. 1993. Alteration déferruginisante des cuirasses massives et formation des horizons gravillonnaires ferrugineux dans les sols de l'Afrique Central humide. *C.R. Acad.Sci.*, **316**:1447-1454.
- Black R.Y., Lozej G.P. Maddah S.S. 1994. Geology and mineralogy of the Zabirah bauxite, northern Saudi Arabia. In: Jacob, Jr., L. (ed.) *Bauxites*. New York, Society of Mining Engineers. p.619-638.
- Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A. J. & Lucas Y. (coord.) *Brazilian bauxites*. USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. 55-73.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Brás. Geoc.*, **21**:146-160.
- Dennen W.D. & Norton H. A. 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the lower Amazon basin. *Econ. Geol.*, **72**:82-89.
- Fernandes Filho L. A., Costa M.L., Costa J.B.S. 1996. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus. *Geociências* **16**:9-33.
- Góes A.M.O. & Feujó F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**:57-67.
- Grubb P.L.C. 1979. Génesis of bauxite deposits in the lower Amazon basin and Guianais coastal plain. *Econ. Geol.*, **74**:735-750.
- Hermalsteen C. M. de O. 1982. Bauxite de Porto Trombetas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32., Salvador, 1982. *Anais...*, Salvador, SBG. vol 3, p. 1100-1114.
- Horbe A.M.C. & Costa M.L. 1997. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. *Acta Amazônica* **27**:241-256.
- Kotschoubey B. & Truckenbrodt W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia (estados do Pará e Maranhão). *Rev. Bras. Geoc.*, **11**:193-202.
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Heironimous B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A. J. & Lucas Y. *Brazilian bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. 75-106.
- Kronberg B.I., Couston J.F., Stilianidi Filho B., Fyfe W.S., Nash R.A., Sugden D. 1979. Minor element geochemistry of the Paragominas bauxite, Brazil. *Econ. Geol.*, **74**:1869-1875.
- Kronberg B.I., Fyfe W.S., McKinnon B.J., Couston J.F., Stilianidi Filho B., Nash R.A. 1982. Model for bauxite formation: Paragominas (Brazil). *Chem. Geol.*, **35**:311-320.
- Lucas Y. 1988. *Systèmes pédologiques en amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations*. Tese de doutorado, Université de Poitiers, Paris, 157p.
- Lucas Y. 1997. The bauxite of Juriti. In: Carcalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. *Brazilian bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. **107**-136.
- Lucas Y., Luizão F.J., Chauvel A., Rouiller J., Nahon D. 1993. The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils. *Science*, **260**:521-523.
- Muller D., Bocquier G., Nahon D., Paquet H. 1980. Analyse des différenciations mineralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM, ser. Pedol.*, vol 18, p. 17-109.
- Ruffet G., Innocent C., Michard A., Féraud G., Beauvais A., Nahon D., Hamelin B. 1996. A geochronological  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. *Geoch. et Cosmoch. Acta* **60**:2219-2232.
- Tardy Y. 1993. *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Masson, Paris. 459 p.
- Tardy Y. & Roquin C. 1998. Derive des continents Paléoclimats et altération tropicales. BRGM. 473 p.
- Tardy Y., Trolard F., Roquin C., Novikoff A. 1990. Distribution of hydrated and dehydrated minerals in lateritic profiles and landscapes. In: Geochemistry of the earth's surface and mineral formation. 2 Intern. Symp. **133**-136
- Truckenbrodt W. & Kotschoubey B. 1981. Cobertura terciária das bauxitas amazônicas. *Rev. Brás. Geoc.* **11**:203-208.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Góes A. M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região Amazônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, I, Belém, 1982. *Anais...* SBG. **1**:201-209.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Schellmann W. 1991. Composition and origin of the clay cover on north Brazilian laterites. *Geologische Rundschau*, **80**:591-610.
- Vasconcelos P. M., Renne P.R., Brimhall G.H., Becker T.A. 1996. Direct dating of weathering phenomena by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geoch. et Cosmoch. Acta* **58**:1635-1665.
- Wesselink L.G. 1990. Aluminum weathering in soil acidification modelling. *Chemical Geology* **94**:150-152

Manuscrito A-1058

Recebido em 18 de novembro de 1998

Revisão dos autores em 24 de setembro de 1999

Revisão aceita em 25 de setembro de 1999