

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS
NO NORDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS**

Dissertação apresentada por:

SANCLEVER FREIRE PEIXOTO

**MANAUS – AMAZONAS
2006**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS
NO NORDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em geociências, área de concentração Geologia Regional.

Orientadora: Prof^ª. Dr.^a. Adriana Maria Coimbra Horbe

Co-orientador: Prof^º. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade

MANAUS - AMAZONAS

SANCLEVER FREIRE PEIXOTO

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS
NO NORDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS**

**Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal do Amazonas,
como requisito parcial para a obtenção
do título de Mestre em geociências, área
de concentração Geologia Regional.**

Aprovado em:

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Adriana Maria Coimbra Horbe – Orientadora

Prof^o. Dr. Marcondes Lima da Costa

Prof^o. Dr. Valmir da Silva Souza

MANAUS - AMAZONAS

“Depois de Buda ter morrido, foi mostrada ainda durante séculos sua sombra numa caverna – uma sombra enorme e aterradora. Deus morreu: mas assim são feitos os homens que haverá talvez ainda durante milhares de anos cavernas nas quais se mostrará sua sombra – e nós devemos ainda vencer sua sombra”.

Nietzsche

DEDICATÓRIA

Às minhas filhas Sandy e Débora e aos meus pais Sandra e Manuel Peixoto por todo carinho e cuidado que tiveram comigo durante a realização desse trabalho.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
LISTA DE FIGURAS	ii
LISTA DE TABELAS	v
LISTA DE SIGLAS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
1. Introdução	01
2. Estado da Arte	02
2.1. Lateritos na Amazônia	02
2.1.1. Características Gerais	02
2.1.2. Características Estruturais e Texturais de Perfis Lateríticos	03
2.1.3. Características Mineralógicas e Geoquímicas	16
2.1.4. Origem e Evolução dos Lateritos	24
2.1.5. A Lateritização no NE do Amazonas e Principais Depósitos Minerais na Amazônia	26
2.1.6. Paleomagnetismo	28
2.1.6.1. Conceitos e Fundamentos	28
2.1.6.2. Paleomagnetismo em Perfis Lateríticos	34
3. Objetivos	35
4. Localização e Acesso	36
5. Geologia da Área	36
5.1. Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera	36
5.2. Formação Prosperança	38
6. Material e Métodos	39
6.1. Procedimentos para Análise Textural, Estrutural, Mineralógica e Geoquímica	39
6.2. Procedimentos para Análises Paleomagnéticas	43
7. Resultados e Discussões	45
7.1. Caracterização dos Perfis Lateríticos	45
7.1.1. Perfil 1	45
7.1.1.1. Perfil 1A	45
7.1.1.2. Perfil 1B	51
7.1.2. Perfil 2	53
7.1.3. Perfil 3	58
7.1.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3	63
7.2. Distribuição Quantitativa dos Minerais nos Perfis	64
7.2.1. Perfil 1	65
7.2.2. Perfil 2	71
7.2.3. Perfil 3	72
7.2.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3	74
7.3. Distribuição da Composição Química	75
7.3.1. Elementos Maiores	75
7.3.1.1. Perfil 1	75
7.3.1.2. Perfil 2	79
7.3.1.3. Perfil 3	82
7.3.1.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3	83
7.3.2. Elementos-Traço: Grupo 1	86

7.3.2.1. Perfil 1	86
7.3.2.2. Perfil 2	89
7.3.2.3. Perfil 3	92
7.3.2.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3	94
7.3.3. Elementos-Traço: Grupo 2 (Elementos Terras Raras)	95
7.3.3.1. Perfil 1	95
7.3.3.2. Perfil 2	97
7.3.3.3. Perfil 3	98
7.3.3.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3	99
7.4. Paleomagnetismo	101
7.5. Gênese e Evolução dos Perfis	110
8. Conclusões	112
9. Referências Bibliográficas	115

AGRADECIMENTOS

À minha orientadora Prof^ª. Dr^ª. Adriana Horbe pelo incentivo constante, sugestões e paciência.

À Paranapanema pela oportunidade da pesquisa no Pitinga, especialmente ao geólogo Maurício Prado pela ajuda em todas as etapas do trabalho campo.

Ao Departamento de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFAM pelo suporte acadêmico e logístico.

À FAPEAM pela concessão da bolsa.

Ao meu co-orientador Prof^º. Dr. Ricardo Trindade (IAG-USP) por viabilizar as análises paleomagnéticas e ter dedicado seu precioso tempo, inclusive aos domingos, no tratamento dos dados e à Luciete Cruz por ter ajudado a agendar as análises.

Ao Prof^º. Dr. Afonso Nogueira pelos questionamentos, incentivo e amizade.

Aos professores dos departamentos de geologia e química pelos conhecimentos transmitidos.

Aos membros da banca examinadora: Prof^º. Dr. Marcondes Lima da Costa e Prof^º. Dr. Valmir da Silva Souza, pelas críticas e sugestões apresentadas.

Aos técnicos de laboratório do IAG, especialmente a Daniele Brandt pela atenção durante as análises de paleomagnetismo.

Ao geólogo René Luzardo (CPRM) pela inestimável ajuda na petrografia.

Aos colegas Marcelo Motta pela ajuda na DRX e ao Edson Lima na coleta das amostras.

Ao Aroldo Aragão Ângela Leguizamon, Eisner Cunha, Cristóvão Valério, Débora Collyer Jackson Paz, Frederico Vasconcelos, Elisa Müller e Lucilene do Rosário pela força e incentivo constantes.

Aos técnicos da UFAM Marco Gonçalves, José Galco Castro e Oscar Brito (CPRM) que ajudaram na pulverização das amostras e confecção as lâminas.

Ao amigo Emílio Soares pela acolhida em São Paulo.

Ao Marlon Silva, Márcio Silva e Fernanda Villani pelo incentivo em continuar os estudos.

Aos meus pais e irmãos Sirrame e Sandro pela ajuda emocional e financeira.

A todos que ajudaram direta ou indiretamente para que esse trabalho fosse concluído.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Representação esquemática de um perfil laterítico. Da base para o topo podem ser reconhecidos os seguintes horizontes: rocha-mãe, saprólito grosso, saprólito fino (lithomarge), mosqueado, carapaça, couraça e, em superfície, o horizonte dismantelado ou gravilionar. Modificado de Tardy (1993)	05
Figura 2 - Zona de alteração: saprólito grosso, saprólito fino ou lithomarge (horizonte C <i>sensu stricto</i>), saprólito “leached” (saprólito fino esbranquiçado) – Ca ₂ e saprólito iluviado - Ca ₂ b. A partir de Tardy (1993)	06
Figura 3 - Horizontes mosqueado e carapaça nodular: canais, macrovazios, domínios descorados, matriz do solo vermelho-amarela, lito e pedorelícios mosqueados e nódulos. A partir de Tardy (1993)	10
Figura 4 - Crosta ferruginosa. Nodulação em direção ao topo do perfil e desenvolvimento secundário de pisólitos. Modificado de Tardy (1993)	12
Figura 5 - Esboço petrográfico dos quatro tipos de crosta: (a) maciça; (b) protonodular; (c) protopisolítica e (d) vermiforme. A partir de Beauvais & Roquin (1996)	14
Figura 6 - Esquema mostrando os diferentes fácies que compõem a paisagem na região de Haut-Mbomou na África Central. A partir de Beauvais (1991)	16
Figura 7 - Mapa de localização da área de estudo	37
Figura 8 - Perfil laterítico desenvolvido sobre a Formação Prosperança. A – Perfil 1A (km 129 da BR-174); B - Perfil 1B (km 127 da BR-174); C – Desenho esquemático da disposição dos perfis na paisagem	46
Figura 9 - Estruturação dos perfis 1A e 1B	47
Figura 10 - A – níveis argilo-arenoso manchados por óxi-dróxidos de Fe; B – “Pedras-de-ferro” no saprólito do perfil 1A	48
Figura 11 - A - Horizonte mosqueado do perfil 1A; B – Detalhe do topo do horizonte mosqueado com as estruturas colunares; C – Detalhe das colunas	49
Figura 12 - Difratoogramas da borda (A) e núcleo (B) das colunas do perfil 1A	49
Figura 13 - Topo do perfil 1A. A – contato entre o mosqueado e o solo; B – detalhe do topo do horizonte mosqueado onde ocorrem as porções endurecidas na vertical	50
Figura 14 - Material que compõe o perfil 1A. A - fragmentos ferruginosos (F) e aluminosos (G) do topo do horizonte mosqueado; B – solo (prof. = 1m); C – solo superficial	50
Figura 15 - A – crosta ferruginosa colunar do perfil 1B; B – difratograma do material argiloso encontrado no interior dos canais e fissuras da crosta ferruginosa	51
Figura 16 - A e B – gibbsita na superfície das colunas ferruginosas do perfil 1B; C – canais preenchidos por material argiloso caulínítico e gibbsítico; difratogramas da borda (D) e do núcleo (E) das colunas	52
Figura 17 - A - contato entre o horizonte dismantelado e o solo do perfil 1B; B – fragmentos de hematita (H) e gibbsita (G)	53
Figura 18 - Estruturação do perfil 2	54
Figura 19 - Feições macroscópicas do perfil 2. A – saprólito poroso com foliação e lineamento preservados; B – crosta aluminosa protonodular; C – crosta aluminosa protopisolítica; D – crosta aluminosa pisolítica	55
Figura 20 - Feições microscópicas do perfil 2. A – poro gerado por intensa lixiviação do saprólito; B – lineamento de óxi-hidróxidos de Fe; C – cristal euhedral de gibbsita; D – cristal de gibbsita geminado; E - alteromorfo com desenvolvimento de gibbsita à custa do mineral primário (feldspato); F – isoalteromorfo zonado substituído por argiliplasma ferruginoso e aluminoso; G - poros com camadas concêntricas de gibbsita; H – pisólito hematítico com camadas concêntricas de gibbsita	57

Figura 21 - Topo do perfil 2. A – fragmento da crosta pisolítica; B – fragmentos hematíticos e gibbsíticos do horizonte desmantelado; C – solo (prof.: C1 = 1,5m; C2 = 1m; C3 = 0,5m; C4 = 0,1m)	58
Figura 22 - Estruturação do perfil 3	60
Figura 23 - Saprólito do perfil 3. A – fragmento do topo do saprólito; B – difratograma de raios-X com a identificação das reflexões dos principais minerais presentes no saprólito	61
Figura 24 - Feições microscópicas da crosta do perfil 3. A – Gibbsita microcristalina perpendicular a parede do poro; B – camadas concêntricas de gibbsita ao redor dos nódulos; C – feldspato em estágio avançado de intemperismo; D – oólitos de hematita no interior de um alteromorfo de gibbsita; E e F – nódulo de hematita e individualização de vários oólitos na crosta ferro-aluminosa.	61
Figura 25 - Fácies da crosta do perfil 3. A – fácies aluminoso com preenchimento dos poros por caulinita; B – topo do fácies aluminoso protonodular onde se observa concentração de material ferruginoso; C – crosta ferro-aluminosa protonodular típica e fissuras; D - fácies protonodular com nódulos individualizados; E – fragmentos da crosta aluminosa com nódulos gibbsíticos e hematíticos parcialmente individualizados envolvidos por plasma rosa-avermelhado; F - concreções “popcorn”. G = gibbsita, H = hematita	62
Figura 26 - Difratogramas de raio-X com identificação das reflexões dos minerais que formam as manchas pretas da crosta alumino-ferruginosa do perfil 3 (A) e o plasma argiloso (B) da crosta ferro-aluminosa protonodular	63
Figura 27 – Distribuição da composição mineralógica do perfil 1A. G= quartzo; C= caulinita; G=gibbsita; H =hematita; Gt=goethita; M=muscovita; I= illita; An=anatásio	67
Figura 28 - Topo do horizonte mosqueado. A - fragmentos desagregados das colunas; B – difratograma da borda das colunas; C – difratograma das concreções gibbsíticos	68
Figura 29 - Mineralogia do perfil 1 obtida por DRX. S _g – saprólito (areia); S _f – saprólito (argila); M _b – mosqueado (base); M _i – mosqueado (porção intermediária); M _t – topo do mosqueado (matriz); S – solo (prof. = 1,0 m). K (caulinita), G (gibbsita), Q (quartzo), An (anatásio) e H (hematita)	69
Figura 30 – Distribuição da composição mineralógica do perfil 1B. Q = quartzo; C = caulinita; G = gibbsita; H = hematita; Gt = goethita ; An = anatásio	70
Figura 31 - Distribuição da composição mineralógica do perfil 2. Q = quartzo; C = caulinita; G = gibbsita; H = hematita; Gt = goethita ; An = anatásio	72
Figura 32 – Distribuição da composição mineralógica do perfil 3. Q = quartzo; C = caulinita; G = gibbsita; H = hematita; Gt = goethita ; An = anatásio	73
Figura 33 – Distribuição da composição química do perfil 1A.	77
Figura 34 – Distribuição da composição química do perfil 1B	79
Figura 35 – Distribuição da composição química do perfil 2	81
Figura 36 – Distribuição da composição química do perfil 3	84
Figura 37 - Diagrama SiO ₂ - Al ₂ O ₃ - Fe ₂ O ₃ dos perfis estudados. Os índices 1, 2 e 3 correspondem aos perfis P1, P2 e P3	85
Figura 38 – Distribuição dos elementos-traço (grupo1) no perfil 1A	88
Figura 39 - Distribuição dos elementos-traço (grupo 1) no perfil 2	91
Figura 40 - Distribuição dos elementos-traço (grupo 1) no perfil 3	93
Figura 41 – Padrão de distribuição dos elementos-traço do grupo 2 (ETR) nos perfis 1, 2 e 3. C = concreção e M = matriz	100
Figura 42 - Medidas paleomagnéticas na crosta laterítica do perfil 1: a – Gráficos de intensidade, susceptibilidade, declinação e inclinação, b – direção média do vetor magnetização	104

Figura 43 - Medidas paleomagnéticas na crosta laterítica do perfil 2: a – Gráficos de intensidade, susceptibilidade, declinação e inclinação, b – direção média do vetor magnetização	106
Figura 44 - Medidas paleomagnéticas na crosta laterítica do perfil 3: a – Gráficos de intensidade, susceptibilidade, declinação e inclinação, b – direção média do vetor magnetização	108
Figura 45 - Posição do pólo paleomagnético para os perfis P1, P2 e P3	109
Figura 46 - Evolução esquemática dos perfis 1, 2 e 3	111

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	ETR, Número Atômico, Raio Iônico para Coordenação octaédrica e carga, Média dos Folhelhos da América do Norte – NASC (Haskin <i>et al.</i> , 1968), abundância nos condritos ^{1, 2} (¹ Haskin <i>et al.</i> , 1968 e ² Evensen, 1978)	23
Tabela 2	Minerais identificados nas amostras e suas respectivas composições centesimais	41
Tabela 3	Procedimento para o cálculo de quantificação dos minerais presentes nas amostras que compõem os perfis estudados	42
Tabela 4	Coordenadas e medidas de orientação das amostras das crostas dos perfis estudados	44
Tabela 5	Composição mineralógica, em % em peso dos perfis estudados	66
Tabela 6	Composição química dos óxidos maiores, em % para os perfis estudados	76
Tabela 7	Concentração dos elementos-traço do grupo 1 nos perfis estudados, em ppm	87
Tabela 8	Concentração dos elementos-traço do grupo 2 (ETR) nos perfis estudados, em ppm.	96
Tabela 9	Parâmetros paleomagnéticos e etapas da desmagnetização térmica. Mr = Intensidade da magnetização remanescente; SM = susceptibilidade magnética; DEC = declinação; INC = Inclinação; MAD = parâmetro de confiabilidade ao redor da direção medida e as etapas que melhor definiram a direção estável isolada durante o tratamento térmico. Parâmetro não medido (n.m)	102
Tabela 10	Direções paleomagnéticas médias dos perfis estudados	105

LISTA DE SIGLAS

Anatásio (An)
Aquoso (aq)
Caulinita (C)
Composição centesimal (CC)
Concreção do horizonte desmantelado (desmant. conc)
Crosta laterítica alumino-ferruginosa (crosta Al-Fe)
Crosta laterítica aluminosa (crosta Al)
Crosta laterítica ferro-aluminosa (crosta Fe-Al)
Crosta laterítica ferruginosa (crosta Fe)
Difratometria de raios-x (DRX)
Elementos terras raras (ETR)
Elementos-traço (ET)
Fácies (F)
Figura (Fig)
Gibbsita (G)
Goethita (Gt)
Hematita (H)
Illita (I)
Limite de detecção (L.D)
Média crustal (M.C)
Mosqueado (mosq)
Muscovita (M)
Profundidade (prof)
Quartzo (Q)
Saprólito (sapról)
Sólido (s)
Tabela (Tab)

RESUMO

O município de Presidente Figueiredo localiza-se no NE do Estado do Amazonas. Geologicamente, tem papel importante devido expor perfis de diferentes unidades com acesso favorecido pela rodovia BR-174 que liga Manaus (AM) a Boa Vista (RR). Também desempenha papel fundamental para a economia do estado, uma vez que encerra a mina do Pitinga, situada a cerca de 300 km de Manaus, uma das principais jazidas de estanho, metais raros (Zr, Nb, Th, Ta, Y e ETR) e criolita do Cráton Amazônico.

Este trabalho teve como objetivo investigar os efeitos da lateritização nas rochas sedimentares da Formação Prosperança na região de Presidente Figueiredo e nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera na área da Mina do Pitinga. Assim, além de contribuir para a reconstrução paleoclimática da região, permitiu avaliar a potencialidade econômica das bauxitas do Pitinga e verificar o potencial da utilização da técnica de paleomagnetismo em crostas lateríticas como uma ferramenta de datação relativa dos processos supergênicos atuantes na Amazônia.

Foram selecionados três perfis (P1, P2 e P3) e estudados seus parâmetros estruturais, texturais e de cor. A identificação mineralógica associada à quantificação dos óxidos maiores permitiu o cálculo semiquantitativo dos principais minerais residuais/supergênicos e avaliar as potencialidades da bauxita. Para auxiliar na descrição textural, estrutural e mineralógica foram confeccionadas lâminas petrográficas dos diferentes fácies das crostas. Foram também analisados os elementos-traço e terras raras para investigar possíveis mineralizações e processos de fracionamento. Para avaliar o potencial uso em crostas lateríticas e estimar a idade relativa da lateritização na região foi utilizada a técnica do paleomagnetismo.

O perfil 1 (P1) é constituído da base para o topo pelo saprólito, mosqueado, crosta maciça a protonodular (fácies Fe-Al), desmantelado e solo, o perfil 2 (P2) pelo saprolítico, crosta protonodular a pisolítica (fácies: Al, Al-Fe, Fe-Al e Al), desmantelado e solo, enquanto o perfil 3 (P3), com estrutura semelhante ao 2, pelo saprolítico, crosta vermiforme e nodular (fácies: Al, Fe-Al, Al-Fe e Al), desmantelado e solo. Se por um lado no perfil 1 o fácies aluminoso da crosta não foi visualizado, devido, localmente, este ter sido erodido no P1A e não exposto no P1B, por outro, nos 2 e 3 ele é bem desenvolvido (~4 m de espessura). Em relação a mineralogia, a gibbsita, caulinita, hematita, goethita, quartzo e anatásio são os minerais mais abundantes nos três perfis, contudo a presença de muscovita e illita diferencia o P1 dos demais. Os teores de gibbsita são significativamente mais altos nos perfis 2 e 3, enquanto a hematita e a goethita dominam na crosta do P1, apesar de teores elevados também ocorrerem nos fácies Fe-Al do 2 e 3. Em todos eles o quartzo é muito baixo, com exceção do fácies arenoso do P1. O anatásio também é baixo e não difere de um perfil para outro. A análise química dos óxidos maiores mostrou que Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , P.F., TiO_2 e, subordinadamente, P_2O_5 são os mais abundantes, sendo que no P1 $SiO_2 > Al_2O_3 > P.F. > Fe_2O_3$, enquanto no P2 $Al_2O_3 > P.F. > Fe_2O_3 > SiO_2$ e no P3 $Al_2O_3 > P.F. > SiO_2 > Fe_2O_3$. Tudo indica que essas diferenças foram fortemente influenciadas pela natureza do protólito, uma vez que o processo atuante nos três perfis foi o mesmo. Com relação a análise dos elementos-traço, os resultados mostraram que Cd, Bi, Ag, Tl, Se, Cs e Be ocorrem em teores abaixo do limite de detecção, o Zr, Ba, V, Sr, Y, Hf, Mn, Pb, Sc, Zn, U, Sb, Cu e Co são mais abundantes no P2, Nb, Th, Ga, Sn, W, Ta, As, Mo, Au e Hg no P3, enquanto Rb e Ni predominam no P1. Os teores mais altos nos perfis 2 e 3 resultam das características mineralógicas e químicas do protólito, uma vez que foram formados a partir de rochas ígneas, geralmente, portadoras de minerais que contêm esses elementos. A análise dos ETR (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) mostrou que as maiores concentrações estão no P2, os menores no P3, enquanto no P1 são intermediários. Após normalização dos

teores foram obtidas curvas subparalelas, côncavas para cima, com anomalia negativa em Eu mais acentuada no P3, o que indica maior fracionamento desse elemento em relação ao P2, enquanto para o P1 a ausência de dados da rocha-mãe impede compará-lo, sob esse aspecto, aos demais. O padrão de distribuição desses elementos mostrou também que a lateritização promoveu maior enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP no P1 do que no P2, enquanto no perfil 3 houve enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL. Os resultados químicos dos perfis P2 e P3 indicaram qualidade industrial para bauxita refratária, especialmente a do P2. As análises paleomagnéticas mostraram que a intensidade da magnetização remanescente natural (MRN) e a susceptibilidade magnética nas amostras da crosta desenvolvida sobre as rochas sedimentares da Formação Prosperança (P1) são maiores do que sobre as ígneas do Supergrupo Uatumã (perfis 2 e 3). Esse comportamento é devido ao maior conteúdo em minerais ferromagnéticos como a hematita e óxidos de Fe-Ti na crosta desse perfil. Quanto à declinação e inclinação, apesar dos resultados ainda serem bastante preliminares, devido os erros de dispersão das direções ser alto, as direções médias (P1: 347° N/-32°, P2: 332° N/-48° e P3: 306° N/-35°) apontam para N-NW, tem inclinação semelhante a do pólo atual e mostram boa correlação com os pólos de 50 e 70Ma, o que posiciona as crostas dos perfis no Paleógeno.

Os três perfis estudados são classificados como maduros, pois apesar do fácies aluminoso não ter sido visualizado no P1 a caracterização textural, estrutural, mineralógica e geoquímica sugere sua existência, e portanto, juntamente com os P2 e P3, são perfis completos. É possível que tenham se desenvolvido no intervalo Cretáceo Superior/Eoceno. Essa idade é coerente com as condições climáticas favoráveis à formação das bauxitas, uma vez que na Amazônia Brasileira e nas Guianas o clima úmido era dominante, além de ser uma idade sugerida para depósitos correlatos da região de Paragominas (PA), Juruti (PA), Guiana Francesa e Suriname.

Palavras-chaves: Amazônia; bauxitas; lateritização, paleomagnetismo.

ABSTRACT

Presidente Figueiredo township is located on the northeastern Amazonas State. Geologically, it plays a major role, due to exposing profiles of different units with access favoured by highway BR-174, which links Manaus (AM) to Boa Vista (RR). It also plays a fundamental role on the State's economy, since it harbours a valuable mining province called Pitinga mine, situated nearly 300 km from Manaus, one of the main deposits of tin, rare minerals (Zr, Nb, Th, Ta, Y and ETR) and, criolite of the Amazonian Craton.

The purpose of this study is to investigate the effects of laterisation on the sedimentary rocks of Prosperança Formation in the Presidente Figueiredo region and in the volcanic rocks of Iricoumé Group and granite rocks of Mapuera Intrusive Suite in the Pitinga Mine area. Thus, besides contributing to the region's paleoclimatic reconstruction, it allowed to evaluate Pitinga bauxite economical potentiality and verify the potential of utilizing the paleomagnetism technique on lateritic crusts as a relative dating tool of the supergenic processes occurring in Amazonia.

Three profiles (P1, P2 and P3) were selected and their colour, textural and structural parameters studied. Mineralogical identification associated to the quantification of the major elements allowed for the semi-quantitative calculation of the main residual/supergenic minerals and bauxite potentiality evaluation. Different crust face petrographic laminae were made in order to aid on the mineralogical, structural and textural description. Trace elements and rare earths were also analyzed in order to investigate possible mineralizing and fractionating processes. The paleomagnetism technique was used to evaluate its potential use on lateritic crusts as well as to estimate the lateralization relative age in the region.

Profile 1 is constituted from the base to the top by the saprolite, mottled horizon, massive to protonodular crust (faces Fe-Al), dismantled and soil, profile 2 by saprolitic horizon, protonodular to pisolitic crust (faces: Al, Al-Fe, Fe-Al and Al), dismantled and soil, while profile 3, with structure similar to Profile 2, by the saprolite horizon, vermiform and nodular crust (facies: Al, Fe-Al, Al-Fe and Al), dismantled and soil. If on one hand the crust's Al face on profile 1 was not sighted, due it having been locally erode on P1A and not exposed on P1B, on the other hand, on profiles 2 and 3 it is well developed (~4 m thick). Regarding the mineralogy, gibbsite, kaolinite, hematite, goethite, quartz and anatase are the most abundant minerals on the three profiles, yet, the presence of muscovite and illite differentiates P1 from the remaining ones. Gibbsite contents are significantly higher on profiles 2 and 3, whereas hematite and goethite dominate on P1 crust, in spite of high contents also occurring on profiles 2 and 3 Fe-Al faces. In all of them quartz is very low, but for P1 sandy facies. Anatase is also low and doesn't differ from one profile to the other. Major element chemical analysis showed Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , P.F., TiO_2 and, subordinately, P_2O_5 to be the most abundant, being that on P1 $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{P.F.} > \text{Fe}_2\text{O}_3$, while on P2 $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{P.F.} > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{SiO}_2$ and on P3 $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{P.F.} > \text{SiO}_2 > \text{Fe}_2\text{O}_3$. It all indicates that these differences were strongly influenced by the mineralogical and chemical characteristics of the protolite, once the process acting on the three profiles was the same. Concerning the trace element analysis, findings showed that Cd, Bi, Ag, Tl, Se, Cs and Be occur on contents below the detecting limits, that Zr, Ba, V, Sr, Y, Hf, Mn, Pb, Sc, Zn, U, Sb, Cu and Co are more abundant on P2, Nb, Th, Ga, Sn, W, Ta, As, Mo, Au and Hg on P3, while Rb and Ni predominate on P1. Higher contents on profiles 2 and 3 result from the protolite characteristics, since they were formed from igneous rocks, generally carrying minerals containing these elements. ETR (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb and Lu) analysis showed the highest contents to be on P2, the lowest on P3, while on P1 they are intermediate. Upward concave sub-

parallel curves, with negative anomaly in Eu sharper on P3, were obtained following the contents normalization indicating higher fractionation of that element relative to P2, while for P1 the lack of data from the parent rock prevent it from being compared to the others under this aspect. Distribution pattern on those elements also showed that lateritization promoted greater ETRL enrichment relative to ETRP on P1 than on P2, while on profile 3 there was ETRP enrichment relative to ETRL. P2 and P3 chemical findings indicated industrial quality for refractory bauxite, especially that from P2. Paleomagnetic analyses showed that the natural remaining magnetization (NRM) intensity and magnetic susceptibility in the samples from the crust developed over the sedimentary rocks of Prosperança Formation (P1) are greater than over the igneous rock of the Uatumã Supergroup (profiles 2 and 3). That behaviour is due to the higher content in ferromagnetic minerals such as hematite and Fe-Ti oxides in the crust of that profile. As to declination and inclination, despite the findings still being rather preliminary, due to the dispersion error being high, the mean directions (P1: 347° N/-32°, P2: 332° N/-48° and P3: 306° N/-35°) point N-NW, present similar inclination to the current pole and show good correlation with the poles from 50 and 70 Ma, in other words, of the Paleogene.

The three studied profiles are graded as mature, since in spite of the Al face not having been sighted on P1 the textural, structural, mineralogical and geochemical characterisation suggests its existence, and therefore, along with P2 and P3, are complete profiles. It is possible they have developed in Upper Cretaceous/Eocene interval. This age is coherent with the climatic conditions to the formation of bauxites, once in Brazilian Amazonia as well as in the Guianas the wet climate was dominant, besides being an age suggested for the correlate deposits of the Paragominas (PA), Juruti (PA), French Guiana and Suriname region.

Keywords: Amazonia; bauxites; lateritization; paleomagnetism.

1. INTRODUÇÃO

As coberturas lateríticas estão distribuídas principalmente em regiões da zona intertropical, onde o intemperismo químico, fortemente atuante, favorece as reações de alteração das rochas originando produtos estáveis em ambiente superficial. Os principais exemplos estão distribuídos na Austrália, Índia, África e Brasil, onde as condições necessárias para sua formação devem existir pelo menos desde o Terciário.

Na região amazônica são reconhecidos pelo menos dois ciclos de lateritização (Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), Truckenbrodt *et al.* (1982), Tardy & Roquin (1998) e Kotschoubey *et al.* (2005), entre outros. O primeiro, que pode ter iniciado no Cretáceo Superior quando o clima na região era tropical úmido, deu origem as bauxitas, em parte fragmentadas no Mioceno-Pleistoceno, período de intensa alternância entre clima úmido e seco. O segundo ciclo ocorreu durante o Pleistoceno, sob regime climático úmido e relativamente seco, favoreceu a formação das crostas lateríticas exclusivamente ferruginosas. Se por um lado é praticamente consensual que tenha ocorrido mais de um ciclo de lateritização na Amazônia, por outro as idades desses ciclos ainda é uma questão muito discutida no meio científico. Dentre os fatores que motiva tal discussão, está a importância econômica da bauxita como matéria-prima para a indústria metalúrgica, de refratário e química, além da possibilidade de concentrar Zr, Ba, Nb, Th, Y e ETR, elementos de uso cada vez crescente, uma vez que têm propriedades bastante específicas e interessantes, principalmente, para a indústria eletro-eletrônica.

A justificativa para essa pesquisa é que a investigação dos perfis lateríticos na região de Presidente Figueiredo, desenvolvidos sobre as rochas sedimentares da Formação Prosperança, vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé e graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera pode contribuir para a reconstrução paleoclimática da região, servir de base para avaliar a potencialidade econômica

das bauxitas do Pitinga e verificar a possibilidade de utilizar o paleomagnetismo em crostas lateríticas como uma ferramenta de datação relativa dos processos supergênicos atuantes na Amazônia.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. LATERITOS NA AMAZÔNIA

2.1.1. Características Gerais

As primeiras descrições sobre a ocorrência de lateritos na Amazônia foram feitas por Katzer (1903 *in* Costa 1997), que utilizou a denominação “Grês do Pará” aos arenitos ferruginosos que ocorrem na porção oeste do Estado Pará, mas foi somente na década de 60 que os grandes depósitos de bauxita foram descobertos, face ao investimento em pesquisas, principalmente pela Kaiser, *Aluminium Company* na região do Baixo Amazonas, e pela *Rio Tinto Zinc Company* em Paragominas. Nos anos 80, o interesse pelo ouro intensificou o estudo desses materiais, quando foi verificada a possibilidade desse elemento concentrar-se por processos lateríticos (Rao, 1987; Freyssinet *et al.*, 1989; Costa, 1991a; Gray *et al.*, 1992; Costa, 1993; Costa, 1997; Souza & Kotschoubey, 2005, entre outros). Assim, vários pesquisadores, tanto do Brasil como do exterior, têm se dedicado ao estudo de lateritos, como mostram os trabalhos de Aleva (1979), Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), Kronberg *et al.* (1982), Truckenbrodt *et al.* (1982), Costa (1991b, 1997), Tardy (1992), Beauvais & Colin (1993), Angélica (1996), Beauvais & Roquin (1996), Boulangé, & Carvalho, (1997), Kotschoubey *et al.* (1997), Lucas (1997), Horbe & Costa (1999a, b), entre outros.

Schellmann (1980) definiu laterito como produto de intenso intemperismo de rochas subaéreas, que resulta em teores de Fe e/ou Al mais elevados e de Si mais baixos do que na rocha-mãe. Costa (1991b) amplia o termo laterito e o aplica inclusive a lateritos antigos e a condições tropicais ou equivalentes. Os lateritos, segundo os autores acima, podem ser compactos, maciços, coesos e incoesos, terrosos ou argilosos, com coloração variando de vermelho, violeta, amarelo, marrom até branco. Tardy (1992) recomenda o uso do termo laterito para todos os produtos de intenso intemperismo, onde a razão $\text{SiO}_2 : (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ não exceda a requerida para caracterizar o quartzo e a caulinita. Assim, o termo laterito inclui horizontes mosqueados, bauxitas, “carapaças”, “couraças” ou crostas ferruginosas, materiais contendo plintitos, pisólitos ou nódulos e estende-se a formações ou horizontes os quais são parte de solos ferralíticos, solos ferruginos tropicais ou outras formações contidas na zona de rubefação (Pedro, 1968 *in* Tardy, 1993).

2.1.2. Características Estruturais e Texturais de Perfis Lateríticos

As estruturas e texturas das crostas ferruginosas e bauxíticas apresentam dificuldades em serem descritas devido aos múltiplos elementos texturais e estruturais presentes, que freqüentemente ocorrem em uma variedade de tamanhos, formas e cores e numerosos arranjos espaciais.

Em perfis lateríticos típicos duas zonas ou horizontes principais podem ser distinguidas: (1) zona de alteração ou horizonte C, na base e (2) zona de acumulação (absoluta e relativa), no topo, constituída por um conjunto de horizontes designados de A, B e E (que não correspondem àqueles do campo da pedologia) localizados acima da zona de alteração e que são descritos em detalhes a seguir (Tardy, 1993):

1 - A zona de alteração é também chamada de saprólito e se divide em: saprólito grosso na base e saprólito fino ou lithomarge, propriamente dita, situada logo acima (Fig. 1). Nesta zona, o volume e as estruturas da rocha-mãe estão parcialmente preservados. É caracterizada essencialmente pela hidrólise dos minerais primários e lixiviação dos materiais mais solúveis: Os elementos menos móveis (Fe, Al), liberados da rocha devido o intemperismo, reorganizam-se quase *in situ* com pouco ou nenhum transporte. Como está localizada abaixo do lençol freático na zona de saturação, em condições permanentemente úmidas, sua mineralogia é menos sensível ao clima do que nos horizontes localizados acima do lençol freático.

Horizonte saprolítico

Imediatamente acima da rocha-mãe está o saprólito grosso, com abundantes fragmentos da rocha não-intemperizada e minerais primários preservados como litorelictos (Fig. 2). No limite entre a rocha-mãe e o saprólito grosso a frente de intemperismo progride irregularmente, sobretudo ao longo de fissuras onde há a circulação de água. Sob certas circunstâncias, o saprólito grosso pode ser espesso (como freqüentemente observado em rochas graníticas), ou muito delgado (como geralmente em rochas básicas) (Trescases, 1992; Tardy, 1992; 1993).

Acima do saprólito grosso está o saprólito fino (ou lithomarge) no qual as estruturas da rocha-mãe e o volume original ainda estão preservados (Tardy, 1992; 1993). Segundo Nahon (1986), o progresso do intemperismo é petrograficamente expresso por um incremento na porosidade, transformação completa ou parcial dos principais minerais da rocha-mãe e decréscimo em sua compactação. Por outro lado, o quartzo é lentamente dissolvido e pequenos fragmentos de minerais primários parcialmente resistentes (não dissolvidos) coexistem com espécies, secundariamente dominantes, como caulinita e óxi-hidróxidos de Fe (goethita, hematita e fases amorfas). Para Porto (2000), a porosidade nas porções superiores do saprólito diminui em

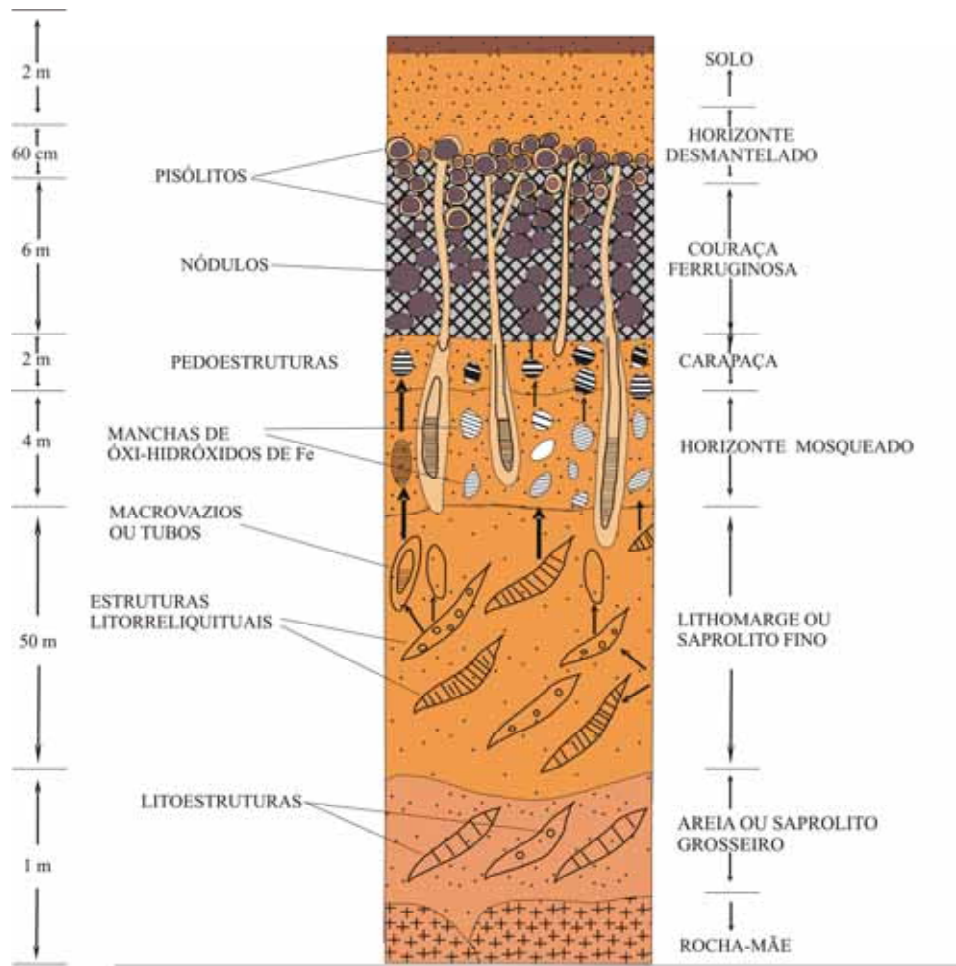


Figura 1 - Representação esquemática de um perfil laterítico. Da base para o topo podem ser reconhecidos os seguintes horizontes: rocha-mãe, saprólito grosso, saprólito fino (lithomarge), mosqueado, carapaça, couraça e, em superfície, o horizonte desmantelado ou gravilionario. Modificado de Tardy (1993).

função do preenchimento dos vazios pela precipitação química ou translocação (iluviação) da caulinita proveniente de níveis superiores do perfil, onde inclusive pode ser iniciado, na porção superior do saprólito fino, um processo de colapso ou compactação, o que descaracteriza as feições estruturais da rocha-mãe.

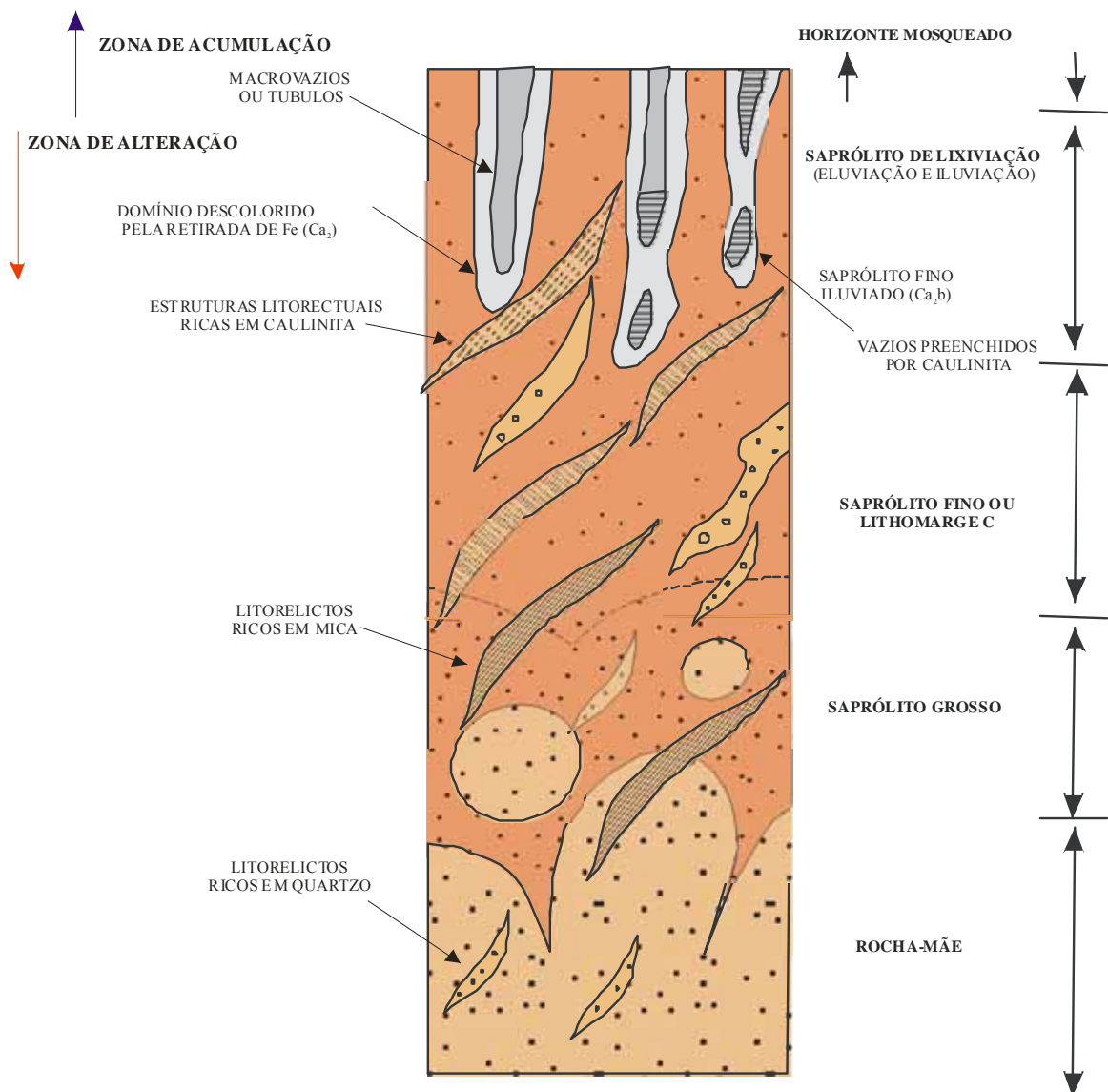


Figura 2 - Zona de alteração: saprólito grosso, saprólito fino ou lithomarge (horizonte C *sensu stricto*), saprólito “leached” (saprólito fino esbranquiçado) – Ca₂ e saprólito iluviado - Ca_{2b}. A partir de Tardy (1993).

Ambrosi & Nahon (1986) definiram três tipos de saprólito fino ou lithomarge, relacionados ao movimento de Fe e Al: lavagem, lixiviação e acumulação (Fig. 2). Tanto o termo lavagem quanto lixiviação refere-se a mecanismos de subtração, sendo que o termo lavagem é usado pra designar a retirada mecânica de material, enquanto lixiviação a retirada por dissolução. Entretanto, constitui uma tarefa difícil separar a contribuição de cada um, e habitualmente são descritos em conjunto (Tardy, 1993):

1 - O saprólito fino “lavado” é denominado Ca_2 , onde a_2 significa excesso de lavagem. Corresponde a definição de zona pálida formada por: (a) remoção do Fe em torno dos vazios e canais do saprólito fino que, localmente, torna-se esbranquiçado, (b) remoção da caulinita que é hidrolisada ou lavada mecanicamente dos locais originalmente pobres em Fe, ou (c) dissolução ou transporte mecânico do quartzo, que forma grandes cavidades, sobretudo em zonas cársticas (Ambrosi & Nahon, 1986; Tardy, 1992). Frequentemente, no topo do saprólito fino e abaixo da crosta, existe um horizonte rico em grãos grosseiros de quartzo e caulinita, semelhante às linhas de pedra.

2 - O saprólito de lixiviação (eluviação e iluviação) corresponde às zonas formadas, respectivamente, por subtração ou adição de material, sem considerar-se o meio de transporte (solução, suspensão ou via biológica). O horizonte ou zona eluvial se forma por subtração do material móvel e acumulação relativa do pouco móvel. Por outro lado, o iluvial resulta de acumulação absoluta química, mecânica ou biológica de matéria móvel, aparentemente removida do horizonte eluvial correspondente (Tardy, 1993).

3 - O saprólito fino de acumulação ou *lithomarge* Ca_2b , cuja letra b representa a caulinita (depositada ou neoformada) e goethita que preenchem pequenas ou grandes cavidades. Essa acumulação, de cor marrom, contrasta claramente com a cor pálida em torno dos vazios ou canais do material residual que, frequentemente estão descoloridos (Tardy, 1992; 1993). Quando a maior parte da porosidade inicial é preenchida, é produzido um saprolito maciço (Ambrosi & Nahon, 1986). O saprólito Ca_2 e a Ca_2b estão localizados no topo do saprólito fino e abaixo do mosqueado.

No topo do horizonte C, pode-se observar lixiviação adicional (Ca_2) ou enriquecimento secundário (Ca_2b) de caulinita e óxi-hidróxidos de Fe. Entretanto, como não há movimento em curta escala de material nem reconcentração de Fe, conseqüentemente, não há mosqueamento.

Tanto o saprólito fino Ca₂ como Ca₂b são transicionais com a zona mosqueada acima. São partes da zona de alteração e não da zona glabular que inclui os horizontes nodular e mosqueado.

Acima do saprólito tem-se duas zonas ou horizontes: de *acumulação absoluta* e de *acumulação relativa ou lixiviação*. Segundo Aleva (1994), a acumulação de elementos tais como Al, Fe e Ni, dentre outros, pode ocorrer pelo menos de duas maneiras: por *enriquecimento relativo ou subtrativo*, onde certos elementos são removidos de porções próximas à superfície, conseqüentemente ocorre enriquecimento relativo na quantidade dos outros que permanecem no perfil; ou por *enriquecimento absoluto ou aditivo*, com adição de elementos derivados de outro lugar do perfil, dentro do volume considerado. Neste contexto, para que ocorra tal enriquecimento é necessário primeiramente que os elementos sejam liberados da rocha-mãe consolidada ou inconsolidada.

Horizonte mosqueado

O horizonte mosqueado de um perfil laterítico constitui a transição da rocha-mãe intemperizada (saprólito) para a crosta laterítica, caracteriza-se pelo contraste entre zonas esbranquiçadas ou acinzentadas e zonas avermelhadas e/ou amareladas. Essas zonas podem ser facilmente distingüidas numa escala centimétrica, em afloramentos e amostras, e numa escala micrométrica, no microscópio (Nahon, 1986; Tardy, 1992, 1993; Rosolen *et al.*, 2002). Segundo esses autores, o intemperismo produz zonas ricas em caulinita (neoformada *in situ*) e em quartzo (herdados da rocha-mãe), que associadas ao enriquecimento de óxi-hidróxidos de Fe, formam o mosqueado. Há a dissolução do quartzo nas zonas ricas em caulinita e ao mesmo tempo em que esta é substituída por hematita, formam-se manchas (*spots*) avermelhadas ou, localmente, amareladas devido à associação da caulinita com a goethita e cinzas quando resultam da lixiviação de argila em zonas ricas em quartzo. Tardy (1993) afirma que agregados de caulinita primitiva, livre de Fe, podem ser dispersos e partículas de caulinita podem migrar e até mesmo

serem lixiviadas. Essas mudanças são acompanhadas por forte aumento da porosidade, que resulta na formação de macrovazios, tais como túbulos e alvéolos (Fig. 3). Ainda segundo esse autor, a perda de Fe ou desferruginização ocorre em zonas originalmente enriquecidas em quartzo e pobres em caulinita. Tem início no topo do saprólito fino e torna-se mais importante em direção ao topo da zona mosqueada onde canais e tubos são abundantes.

Estudos de detalhe realizado por Nahon (1986), revelaram que os vazios são estruturas de recepção para acumulação secundária de caulinita de segunda geração e, às vezes, de pequenos grãos de quartzo. Essa caulinita ocupa vazios como revestimento ou preenchimento e consiste de partículas distribuídas ao acaso, provavelmente de origem detrítica. É derivada de camadas sobrepostas ou da parte superior das encostas na qual a caulinita foi translocada ou dissolvida, depositada ou precipitada nos horizontes inferiores do perfil. Essa caulinita associada ao quartzo pode ser secundariamente ferruginizada formando nódulos hematíticos e goethíticos endurecidos (Fig. 3). Assim, zonas de prévia acumulação de caulinita são hospedeiras naturais de Fe que ocorrem como manchas e nódulos. A zona da qual o Fe foi removido em solução, essencialmente na forma de Fe^{2+} , provavelmente pela redução local de óxi-hidróxidos de Fe, exibe cor esbranquiçada ou cinza em função da desferruginização e eventualmente consiste somente de caulinita e quartzo. Entretanto, apesar do consenso quanto a complexidade da evolução do horizonte mosqueado, Rosolen *et al.* (2002) indicam que o processo predominante para a formação do mosqueado está relacionado à depleção do Fe e não a ferruginização.

No horizonte mosqueado, a acumulação de caulinita pode levar à formação de nódulos, pois de acordo com Nahon (1991), esta precede a de Fe. Ainda segundo esse autor, tais acumulações de Fe em locais ricos em caulinita recebem a designação de litorelítos

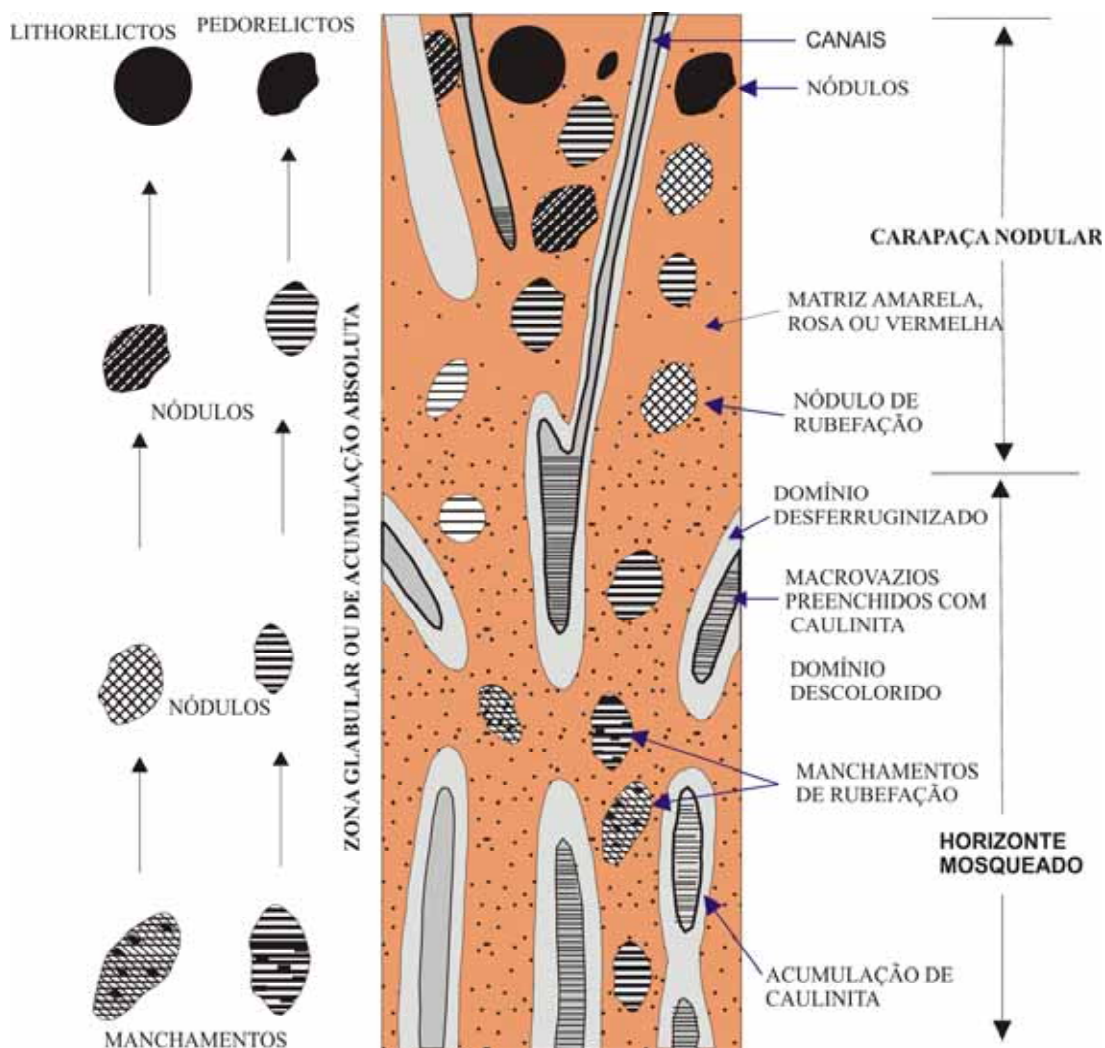


Figura 3 - Horizontes mosqueado e carapaça nodular: canais, macrovazios, domínios descoloridos, matriz do solo vermelho-amarela, lito e pedorelictos mosqueados e nódulos. A partir de Tardy (1993).

e pedorelictos. Os litorelictos são acumulações de Fe nos quais a estrutura original da rocha-mãe está preservada. Essas estruturas são constituídas, principalmente, por assembléias primárias de minerais ricos em Fe e Al que por alteração resultam em assembléias secundárias estáveis de caulinita e óxi-hidróxidos de Fe. Os pedorelictos são produtos da acumulação secundária de caulinita que preenche os vazios criados no processo de formação do solo.

Acumulações maciças de Fe em nódulos ferruginizados concentram-se, principalmente, no topo dos perfis de intemperismo. Acima da zona mosqueada encontram-se sucessivos

horizontes em vários níveis de endurecimento (Fig. 3 e 4). A carapaça é intermediária entre a zona mosqueada localizada abaixo e a couraça acima. Ela corresponde a uma progressiva acumulação de Fe o que resulta no desenvolvimento de nódulos hematíticos pedorelictuais ou litorelictuais.

Crosta laterítica e zona de desmantelamento

Segundo Tardy (1993), sob climas tropicais ($T = 25 - 30$ °C, pluviosidade = 1500 mm/ano, 6 meses de estação seca, humidade relativa do ar = 70%) com estações contrastantes, o Fe é geralmente redistribuído e concentrado. Sob essas condições, a crosta laterítica pode se desenvolver (Fig. 4). Um perfil laterítico típico consiste de três horizontes principais: o mosqueado, a crosta (carapaça e couraça), horizonte desmantelado e solo.

O termo couraça foi introduzido por Lacroix (1913). Os anglo-saxões utilizam o termo "ferricrete" enquanto os franceses couraça e carapaça (Tardy, 1993; Beauvais, 1991; Beauvais & Roquin, 1996). Outros preferem utilizar o termo crosta laterítica (Costa, 1991b; Horbe & Costa, 1999b). A crosta ferruginosa *sensu stricto* é endurecida, cor vermelho-púrpura, consideravelmente enriquecida em Fe, particularmente em hematita (Fig. 4). Nas crostas ferruginosas *sensu stricto* as zonas esbranquiçadas estão ausentes (Tardy, 1993). Além disso, os canais podem ter tamanho reduzido, mas sempre se conservam em abundância. A borda dos canais freqüentemente aparece delineada por acumulações de Fe, sobretudo na forma de goethita. Esses canais comumente estão vazios, mas podem conter caulinita e quartzo fino.

A couraça laterítica resulta de grande acumulação de Fe podendo chegar, excepcionalmente, a 75 % de Fe_2O_3 , mas geralmente varia entre 40 e 65 % (Tardy, 1993). O modo como evoluem as manchas de Fe para carapaça e posteriormente para couraça foram

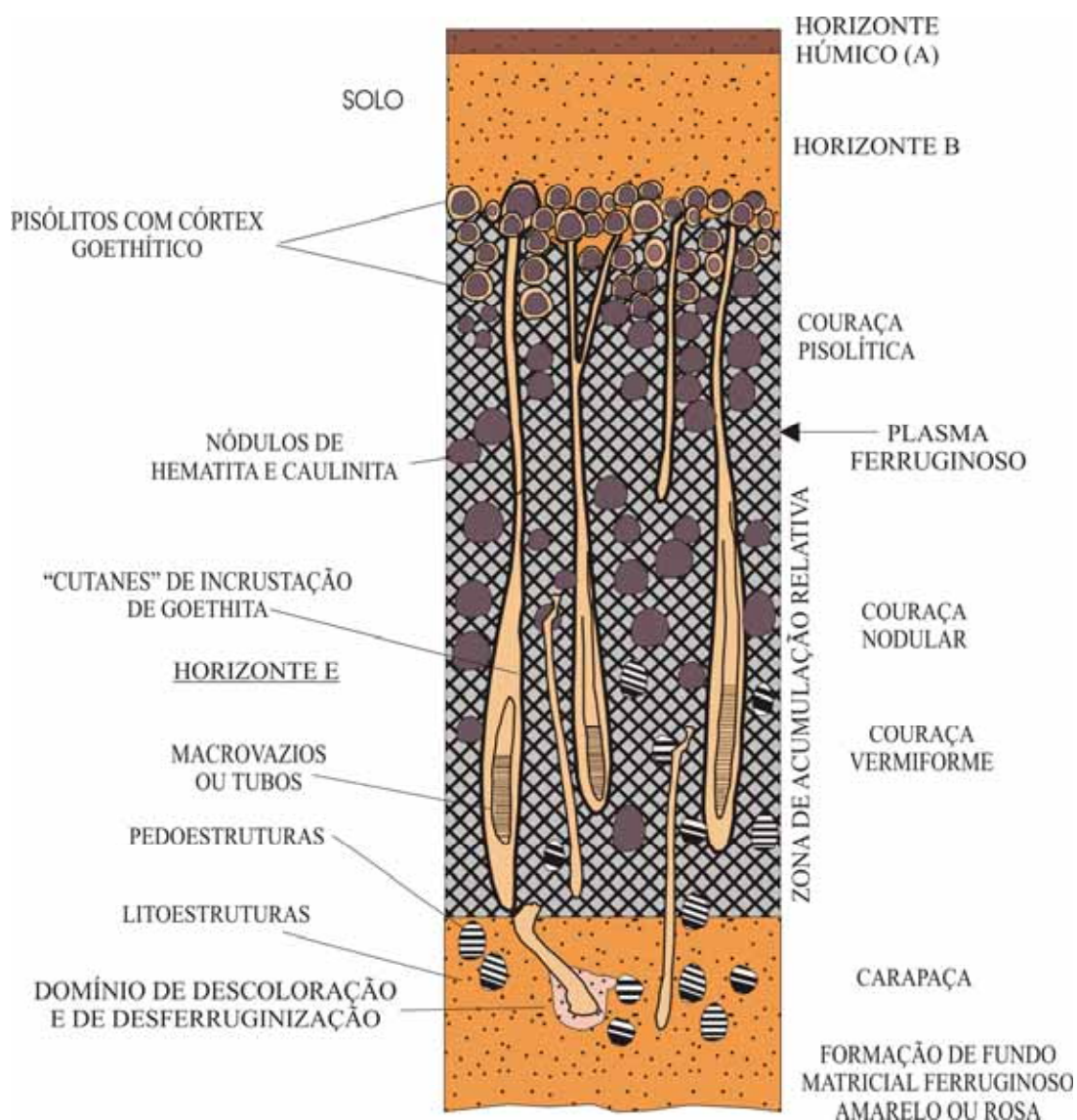


Figura 4 - Crosta ferruginosa. Nodulação em direção ao topo do perfil e desenvolvimento secundário de pisólitos. Modificado de Tardy (1993).

descritas não apenas com base em descrições macroscópicas (Tardy, 1993), mas também sob o microscópio como demonstram os trabalhos de Beauvais (1991), Beauvais & Colin (1993) e Beauvais & Roquin (1996) realizados no SE da República Centro Africana. Com base nesses resultados, Beauvais & Roquin (1996) descreveram quatro tipos de texturas em crostas lateríticas: (a) as maciças formadas de matriz hematítica compacta endurecida de coloração púrpura-avermelhada, com fina porosidade, mas sem nódulos ou elementos geométricos definidos (Fig.

5a); (b) as protonodulares que mostram predomínio de nódulos hematíticos ($\Theta > 1$ cm) púrpura-avermelhados que coexistem com matriz argilo-ferruginosa cortada por pequenos vacúolos ($\Theta < 1$ cm). Os nódulos podem exibir borda goethítica em torno dos domínios hematíticos e gibbsita pode ocorrer disseminada na matriz (Fig. 5b). A matriz ferruginosa nas crostas maciça e protonodular é rica em hematita e "booklets" de caulinita de 100 - 200 μm de comprimento e derivam do intemperismo pseudomórfico de micas, feldspatos e anfibólios; (c) as protopisolíticas, geralmente, apresentam protopisólitos hematíticos púrpura-avermelhados contornados por borda goethítica e córtex. Os protopisólitos (~ 1 cm de Θ) normalmente estão envolvidos por matriz argilo-ferruginosa vermelho-amarelada, cortada por vacúolos centimétricos (Fig. 5c) e finalmente as (d) vermiformes, essencialmente caracterizadas por uma matriz amarelo-marron composta da mistura microcristalina de caulinita e goethita, com domínios hematíticos difusos de poucos centímetros de comprimento e algumas relíquias de quartzo. A matriz ferruginosa é cortada por densa rede de vacúolos centimétricos e tubos, freqüentemente preenchidos por matriz argilosa fina branca, contornados por "argillans" e bordas goethíticas marrom (Fig. 5d).

Beauvais & Colin (1993) e Beauvais & Roquin (1996) documentam que os padrões de diferenciação e distribuição de crostas podem ser governados por interações entre processos climáticos e geomórficos em perfis de intemperismo suficientemente desenvolvidos. Embora estágios menos avançados de intemperismo dependam fortemente do tipo de rocha mãe (Nahon, 1986; Nahon, 1991; Tardy, 1993), a influência de variações litológicas é atenuada nas crostas mais antigas.

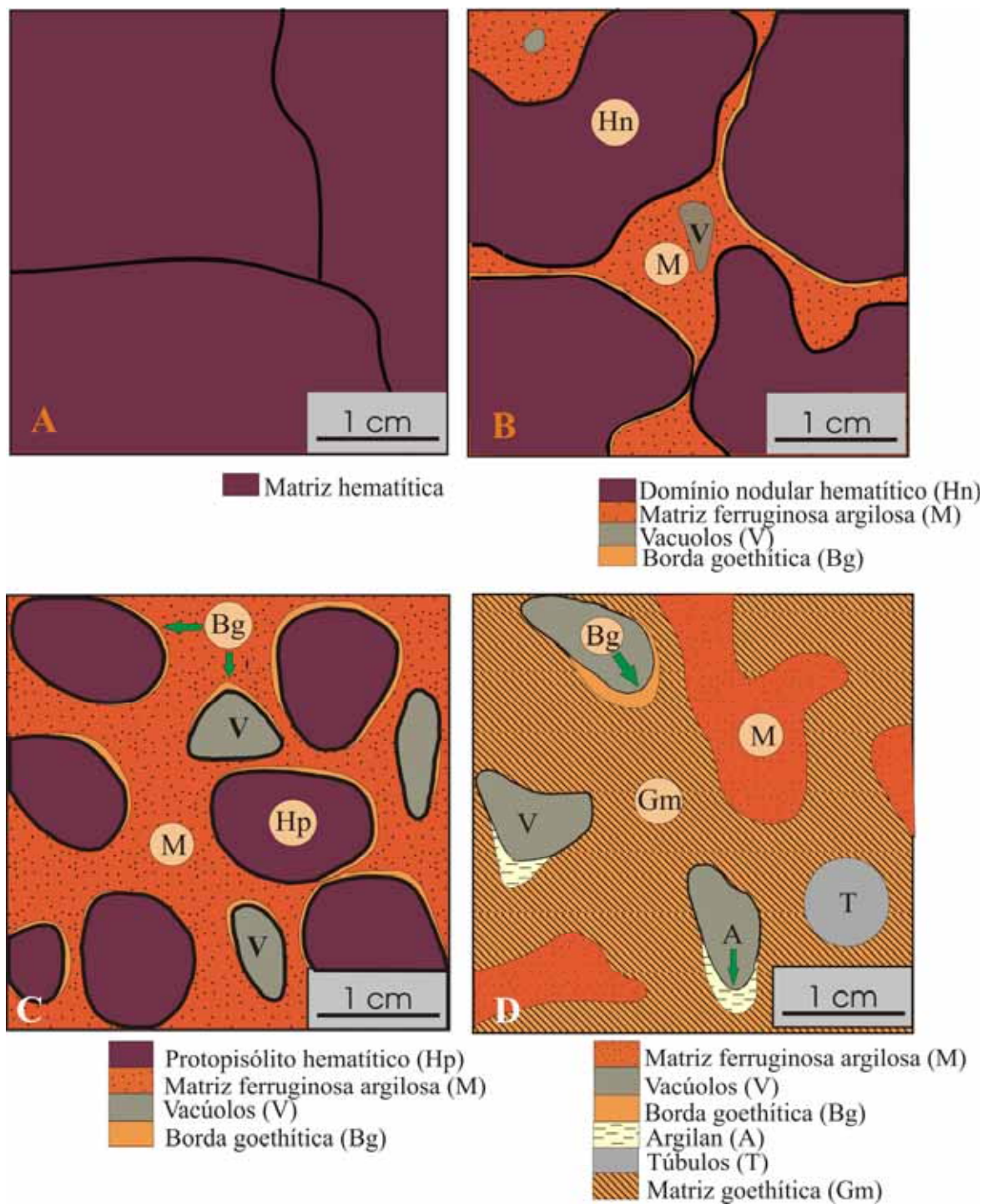


Figura 5 - Esboço petrográfico dos quatro tipos de crosta: (a) maciça; (b) protonodular; (c) protopisolítica e (d) vermiforme. A partir de Beauvais & Roquin (1996).

Segundo Beauvais & Colin (1993) e Beauvais & Roquin (1996), fatores climáticos modelam continuamente as formas de superfície, modificando os gradientes das encostas, os padrões biológicos e as condições de drenagem dos perfis do solo, que por sua vez, influenciam o

modo como evoluem as crostas. As crostas de platôs altos apresentam textura maciça ou pronodular compostas, principalmente, por minerais pobremente hidratados como hematita e caulinita, com exceção das protonodulares, que exibem borda goethítica secundária ao redor dos nódulos hematíticos ou gibbsita dentro da matriz ferruginosa (Fig. 5b). Quando a encosta do platô é florestada a crosta nodular, predominante também nas áreas desmatadas, está em processo de desmantelamento. Nas baixas vertentes, onde as crostas vermiformes e protopisolíticas são mais freqüentes e ricas em minerais hidratados como goethita e gibbsita, ocorrem fácies com maiores variações petrográficas tais como as vermiformes e protopisolíticas. Os vestígios da fácies hematítica maciça dentro das camadas protopisolíticas nas encostas dos platôs indicam relações morfogenéticas e pedogenéticas entre os platôs altos e encostas (Fig. 6). Assim, as crostas dos platôs altos são mais antigas do que as outros fácies e seus padrões petrológicos podem refletir condições hidroclimáticas e geomórficas atuais (Beauvais & Colin, 1993; Tardy, 1993; Beauvais & Roquin, 1996). Segundo Beauvais (1991 *in* Beauvais & Colin, 1993), as diferenças de textura, composição mineralógica e química existente entre as crostas dos platôs altos, das vertentes arborizadas e dos platôs baixos são devidas mais a diferenças cronoseqüenciais e toposeqüenciais do que da natureza do substrato.

O horizonte húmico de superfície, igualmente lixiviado, é classicamente chamado de horizonte A. O material lixiviado do horizonte A encontra-se naturalmente acumulado no horizonte B, enriquecendo-o. Esses dois horizontes definem o solo sobreposto a crosta laterítica. A letra E designa um horizonte de lixiviação “sous-cutané” (*cutane*, que vem do latim *cutis*, significa casca). O conceito de *cutan* foi estudado em detalhe por Nahon (1976), entretanto, nesse texto é usado restritamente para se referir a acumulação de material endurecido no interior dos poros e, conseqüentemente dentro dos vazios. Os *cutans* correm predominantemente no topo do horizonte mosqueado logo abaixo da couraça ou da carapaça (Fig. 4).

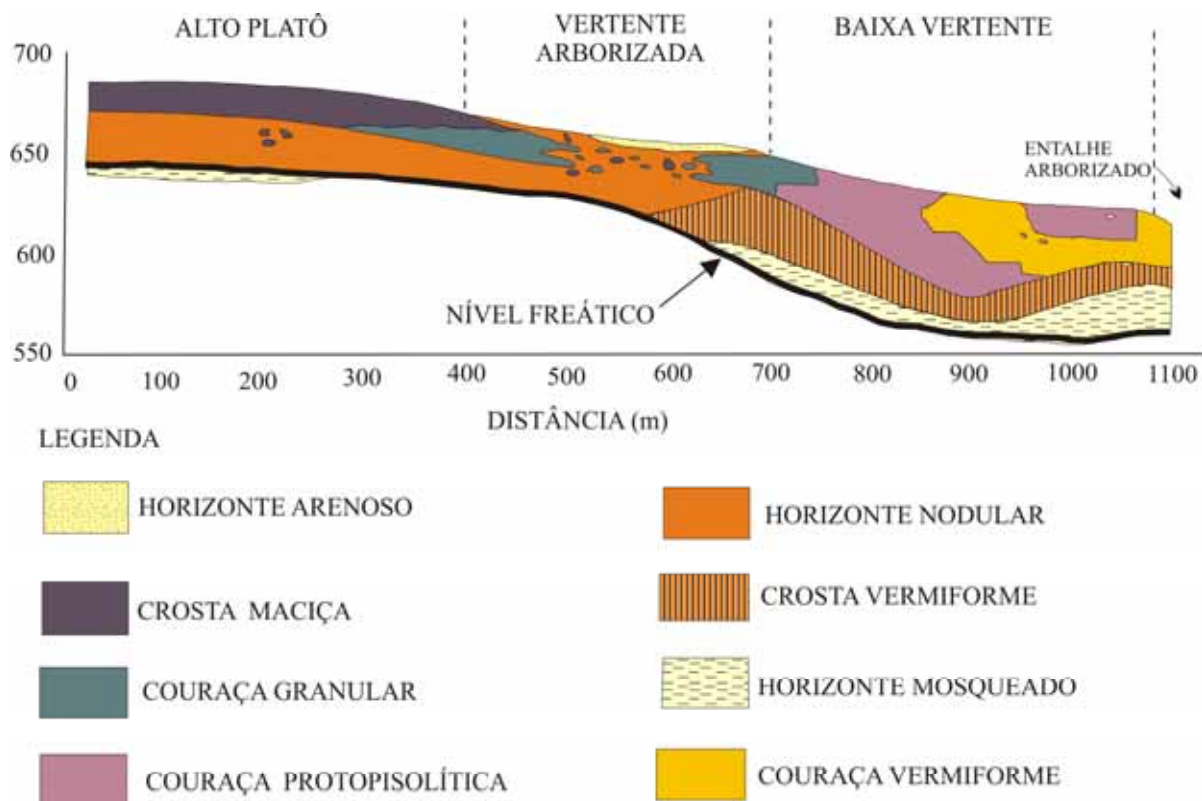


Figura 6 - Esquema mostrando os diferentes fácies que compõem a paisagem na região de Haut-Mbomou na África Central. A partir de Beauvais (1991).

2.1.3. Características Mineralógicas e Geoquímicas

A composição química de um perfil laterítico está intimamente relacionada a sua mineralogia. Elementos maiores como Na_2O , K_2O , CaO e MgO são lixiviados do perfil onde passam a ocorrer, freqüentemente, em teores muito baixos ($<0,01\%$) comparados aos da rocha mãe. Por outro lado Al_2O_3 e Fe_2O_3 tendem a aumentar principalmente na crosta (Bárdossy & Aleva, 1990). De maneira semelhante, elementos-traços como Sr e Rb freqüentemente diminuem de teor da rocha-mãe para o topo do perfil, enquanto Zr, Nb, Ta, dentre outros, aumentam consideravelmente, desde que a rocha-mãe contenha minerais com esses elementos (Rose *et al.*, 1979).

Mineralogia

Em um perfil laterítico típico, composto pelo saprólito, mosqueado, crosta aluminosa, crosta ferruginosa e solo, os produtos do intemperismo no saprólito podem ser minerais simples, tais como hematita, anatásio, esmectita, caulinita e gibbsita, interestratificados como vermiculita-caulinita, esmectita-caulinita ou amorfos como a pirolusita (Tardy, 1992). Em uma sucessão normal de minerais, as fases mais solúveis (esmectitas) ocorrem em sistemas fechados, enquanto as menos solúveis (caulinita e gibbsita) nos sistemas abertos, no contato com as soluções circulantes. Conseqüentemente, a caulinita e, especialmente a gibbsita, ocorrem em sistemas abertos e são bons indicadores das condições de drenagem. Ao contrário, esmectitas encontradas na base dos perfis lateríticos (no saprólito grosso) são controladas pela especificidade do mineral primário (biotita, pirofililita, talco) em microssistemas fechados e não mostram nenhum significado climático Tardy (1993).

De acordo com trabalhos realizados na Amazônia por Costa (1997), Kotschoubey *et al.* (1997), Horbe *et al.* (2001), dentre outros, os minerais mais comuns na maioria dos perfis lateríticos em terrenos tropicais são caulinita, gibbsita, quartzo, hematita, goethita e anatásio. A caulinita predomina no saprólito, mosqueado e no solo, enquanto a gibbsita é dominante na crosta aluminosa e seus fragmentos. O quartzo, mais preservado no saprólito, pode ocorrer também em teores elevados no solo, hematita e goethita predominam na crosta e nas concreções ferruginosas, enquanto o anatásio está presente ao longo de todo o perfil e tende a concentrar-se mais em direção ao topo dos perfis.

Elementos Maiores

Um grande número de análises químicas tem sido realizado com propósito de exploração de bauxita. Infelizmente, muitos desses dados não têm sido publicados. A maioria das análises

refere-se somente ao horizonte bauxítico, relativamente poucas se destinam a avaliação da crosta e saprolito. Segundo Bárdossy & Aleva (1990), Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 e H_2O são os principais constituintes das bauxitas. O conteúdo de alumina em amostras individuais dos horizontes bauxíticos varia amplamente entre 20 e 70 %, com valores mais elevados nas concreções ricas em gibbsita. Nas bauxitas, onde toda sílica está na forma reativa (contida nos argilo-minerais), o limite entre bauxita e bauxita silicosa é de ~10 % de SiO_2 ; o da bauxita silicosa e caulim bauxítico de ~23 % de SiO_2 . Se a bauxita também contém sílica não-reativa (quartzo), seu limite muda em direção aos valores mais altos de SiO_2 — com o aumento proporcional do conteúdo de quartzo. Se a rocha contém mais de 5 % de quartzo o adjetivo “enriquecido em quartzo” deve ser adicionado. A lateritização (e a bauxitização) diminui o conteúdo inicial de quartzo da rocha-mãe de modo que a sílica pode ser quase completamente lixiviada permitindo a formação da bauxita, de modo que valores entre 0,1-0,5 % de SiO_2 são freqüentes em muitos depósitos. Beauvais (1991) verificou que apesar dos conteúdos de SiO_2 nas crostas ferruginosas de Haut-Mbomou na República Centro-Africana está entre 11 e 14 % este elemento ocorre principalmente como caulinita (10-30 %) e não como quartzo (< 3 %).

O ferro, como Fe_2O_3 pode está contido entre 0,5-65 % nas amostras de um perfil, entretanto, nos horizontes bauxíticos varia de 1-40 %. O baixo conteúdo de Fe na rocha-mãe também é um fator que contribui para os baixos conteúdos nesse elemento no perfil (Bárdossy & Aleva, 1990).

Estudos em crostas ferruginosas de Burkina Faso, na África Ocidental, mostram que os fácies pobre em Fe (20-25 % de Fe_2O_3) e muito jovens ou muito ricos em Fe (55-60 % de Fe_2O_3) e mais antigas são raras (respectivamente, 1 e 3 % das amostras), enquanto as com teores de Fe_2O_3 entre 40-50 % predominam e correspondem a 61 % das amostras analisadas (Tardy, 1993). Resultados semelhantes foram obtidos por Beauvais (1991) em crostas ferruginosas de Haut-

Mbomou onde Fe_2O_3 varia entre 56 e 59 %. Teores médios acima de 75 % de Fe_2O_3 foram registrados em amostras de crosta ferruginosa na região de Paragominas-PA (Kotschoubey *et al.*, 1997; Horbe & Costa, 1999b; Horbe & Costa, 2005) e na região de Carajás, associados a perfis desenvolvidos sobre gossans (até 85 %) (Angélica, 1996 e Horbe & Costa, 2005). O anatásio é o mineral de Ti neoforado na lateritização. O teor de TiO_2 pode variar de 0,1-25 %, mas é mais freqüente ocorrer entre 1 e 4 %. O Ti é o elemento de menor mobilidade dentre os componentes químicos principais das bauxitas e crostas ferruginosas (Bárdossy & Aleva, 1990 e Tardy, 1993). Permanece no lugar original durante a bauxitização com pouca mobilização e redistribuição. Dificilmente ocorre preenchendo poros e físsuras ou em impregnações. Segundo Costa (1997) e Horbe *et al.* (1999), os teores de TiO_2 aumentam, progressivamente, da rocha-mãe para o topo dos perfis lateríticos.

Dentre os constituintes da perda ao fogo (P.F.) a água é dominante. A água é constituinte essencial da gibbsita (34,63 %) e caulinita (14,01 %) e, em menor teor, da goethita (11,13 %), illita (2,22 %) e muscovita (4,52 %). Resultados detalhados da P.F. à partir de medidas termogravimétricas, confirmam a existência de outros voláteis combinados à água, tais como CO_2 e SO_3 (Bárdossy & Aleva, 1990).

Elementos-traço (ET)

O comportamento dinâmico de qualquer elemento, e conseqüentemente dos elementos-traço, durante o intemperismo, depende de diversos fatores, seja ligado à rocha original, seja às suas próprias características químicas, ou ainda às condições do meio. Seu comportamento dependerá, dentre outros fatores, de sua distribuição pelas diversas fases minerais formadoras das rochas; da estabilidade dessas fases com relação ao intemperismo; da natureza das soluções de

alteração (pH, Eh, concentração) e da natureza de seus íons nas soluções (pKa). Portanto, além dos aspectos relacionados à rocha (teor e distribuição dos elementos-traço nas fases minerais primárias) deve-se considerar o tipo do intemperismo e a natureza de seus íons. Nas condições lateríticas, os elementos-traço são liberados das estruturas dos minerais e passam para as soluções de alteração como íons trivalentes e formam hidróxidos ou complexos (principalmente carbonatados). Entretanto, nos meios normais de lateritização as soluções são mais puras, isentas de agentes complexantes e contêm dissolvidos, principalmente, CO₂. Nessas condições, a natureza dos elementos-traço irá depender, de um lado da constante de acidez desses elementos (pKA) e, de outro, do pH da solução (Formoso *et al.*, 1989).

Para um elemento químico ser denominado de traço deve estar presente nas rochas em concentrações abaixo de 1 % (10.000 ppm) (Rose *et al.*, 1979). Os traços podem existir na forma de mineral, mas comumente substituem os elementos maiores nos minerais formadores de rochas. O estudo dos elementos-traço é de vital importância na petrologia moderna, pois são capazes de fornecer informações sobre processos geológicos em vez dos elementos maiores devido à capacidade de substituição e baixa mobilidade de grande parte deles. Alguns grupos de elementos, por serem indicadores de processos geológicos, são de particular interesse em geoquímica. Os principais, nesse caso, são os elementos com número atômico de 57-71, os lantanídeos ou elementos terras raras (ETR), como são usualmente chamados em geoquímica. O Y por ter raio iônico (1,019Å) muito semelhante ao do Ho (1,015Å) freqüentemente é incluído nesse grupo. Outros grupos são: da Pt (Ru, Rh, Pd, Os, Ir e Pt) também conhecido por grupo dos metais nobres e inclui o Au e dos metais de transição de número atômico 21 a 30 (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu e Zn) (Rollinson, 1993).

Trabalhos realizados por Dennen & Norton (1977), Kronberg *et al.* (1979; 1982), Horbe & Costa (1999b) e Horbe *et al.* (2001) mostram perfis lateríticos desenvolvidos sobre rochas sedimentares (Formações Itapecuru, Nhamundá e Alter do Chão) constituídas de arenitos argilosos caulínicos, conglomerados, pelitos, arenitos arcóseos e quartzo arenitos apresentam concentrações de Co, Br, Cd, Ba, B, Mo, Y, Nb, Cu e U muito baixas e próximas do limite de detecção. O V, Cr, Ga, Ni, As e, em parte Sc, normalmente associados aos óxi-hidróxidos de Fe, apresentam teores mais elevados nos horizontes ferruginosos. Os teores de Zr são mais elevados no topo dos latossolos em consequência do seu enriquecimento residual. Horbe & Costa (1999b) verificaram que há tendência dos teores de Zr serem mais elevados na matriz argilosa, enquanto V e Cr predominam nas concreções, o primeiro associado, provavelmente, ao zircão e os demais aos óxi-hidróxidos de Fe.

Elementos Terras Raras

As causas das variações na distribuição dos ETR nos minerais têm sido discutidas a longo tempo. Um grupo de pesquisadores, dentre eles Semenov (1958 *in* Henderson, 1984), acredita que o número de coordenação e, portanto, a estrutura do mineral tem papel predominante em assimilar os ETR. Outro grupo (Murata *et al.*, 1959 *in* Henderson, 1984) considera as condições paragenéticas sob as quais os minerais se formam o fator predominante. Trabalhos recentes têm mostrado que tanto a estrutura como as parageneses operam no controle da distribuição dos ETR nos minerais. Os principais minerais portadores desses elementos são apatita, zircão, magnetita, ilmenita, rutilo, torita, monazita, xenotima, columbita-tantalita, dentre outros (Henderson, 1984).

Todos os ETR têm propriedades físicas e químicas muito similares. Esse comportamento deve-se ao fato de quase todos formarem íons $3+$ estáveis e terem raio iônico semelhante. As pequenas diferenças no comportamento químico ocorrem em função da diminuição do raio iônico à medida que aumenta o número atômico, conhecido como efeito de blindagem e que ocasionam fracionamento relativo de uns em relação aos outros (Rollinson, 1993). Esse fenômeno é usado em geoquímica para investigar a gênese de rochas e desvendar processos petrológicos. Se por um lado, o fracionamento característico dos ETR durante a diferenciação magmática é bem conhecido, raros são os trabalhos dedicados a esses elementos no intemperismo tropical, em especial, na lateritização (Rollinson, 1993). Segundo Formoso *et al.* (1989), o fracionamento observado nos processos ígneos tende a ser minimizado nos processos exógenos, especialmente nas rochas clásticas, onde se associam minerais detríticos e autógenos, que representam a soma de misturas de abundâncias diferentes de ETR.

As concentrações dos ETR nas rochas são usualmente normalizadas como base nos valores encontrados nos condritos (Tab. 1). Os condritos foram escolhidos por representarem amostras relativamente não fracionadas do sistema solar datadas da nucleossíntese original (Rollinson, 1993). A normalização condritica tem duas funções importantes. Primeiro ela elimina a variação de abundância entre elementos de números atômicos ímpares e pares e segundo permite que o fracionamento do grupo de ETR relativo aos condritos possa ser identificado. Os valores de concentração normalizados e os valores do raio normalizados são representados por N subscrito. Segundo Rollinson (1993), os valores de normalização que têm sido recomendados para rochas sedimentares posteriores ao Arqueano são os de McLennan (1989), obtidos a partir da composição média das rochas sedimentares da Austrália. Entretanto alguns autores têm usado a média de abundância dos elementos terras raras nas rochas sedimentares como uma medida do

conteúdo de ETR da crosta continental superior obtidos por Taylor & McLennan (1981). Formoso *et al.* (1989) recomenda a normalização das concentrações em sedimentos pelos valores adotados por Haskin *et al.* (1968) que representa a média de 40 folhelhos norte-americanos (NASC). Para as rochas ígneas tem sido adotada a normalização com base nos valores dos condritos conforme propostos por Evensen *et al.* (1978) (Tab. 1).

O grau de fracionamento dos ETR pode ser expresso pelas razões La_N / Lu_N , La_N / Eu_N , Gd_N / Lu_N . A anomalia de Eu é definida pela razão Eu / Eu^* , onde Eu é o teor real normalizado, enquanto Eu^* corresponde a $(Sm_N + Gd_N) / 2$.

Tabela 1 - ETR, Número Atômico, Raio Iônico para Coordenação octaédrica e carga, Média dos Folhelhos da América do Norte – NASC (Haskin *et al.*, 1968), abundância nos condritos^{1,2} (¹Haskin *et al.*, 1968 e ²Evensen *et al.*, 1978).

	Elemento	Nº. atômico	Raio iônico e carga	NASC	Fator de normalização Condritico ¹	Fator de normalização Condritico ²
ETRL	Lantânio (La)	57	1,032 (+3)	32	0,330	0,2446
	Cério (Ce)	58	1,010 (+3)	73	0,880	0,6379
	Praseodímio (Pr)	59	0,990 (+3)	7,90	0,112	0,09637
	Neodímio (Nd)	60	0,983 (+3)	33	0,600	0,4738
	Promécio (Pm)	61	-	-	-	-
	Samário (Sm)	62	0,958 (+3)	5,70	0,181	0,154
	Európio (Eu)	63	1,170 (+2)	1,24	0,069	0,05802
ETRP	Gadolínio (Gd)	64	0,938 (+3)	5,20	0,249	0,2043
	Térbio (Tb)	65	0,923 (+3)	0,85	0,047	0,03745
	Disprósio (Dy)	66	0,912 (+3)	-	-	0,2541
	Hólmio (Ho)	67	0,901 (+3)	1,04	0,070	0,0567
	Érbio (Er)	68	0,890 (+3)	3,40	0,200	0,166
	Túlio (Tm)	69	0,880 (+3)	0,50	0,030	0,02561
	Itérbio (Yb)	70	0,868 (+3)	3,10	0,200	0,1651
	Lutécio (Lu)	71	0,861 (+3)	0,48	0,034	0,02539

Estudos feitos por Horbe (1991) em perfil laterítico da Serra do Madeira no Pitinga (AM) mostraram que a distribuição dos ETR ao longo do perfil está fortemente relacionada à granulometria. Segundo essa autora, o aumento da dispersão das curvas para o topo do perfil,

separando as frações mais finas e grosseiras das intermediárias, principalmente nos ETRP, confirma a preferência desse grupo pelos minerais pesados e que portanto há minerais sendo destruídos e/ou “pulverizados”.

Para Horbe & Costa (1999a), que estudaram o desequilíbrio químico entre a rocha-sã e os produtos intemperizados dos granitos na Serra do Madeira, a normalização das concentrações de ETR foi feita com base nos valores dos condritos propostos por Evensen *et al.* (1978). Segundo esses autores, a lateritização resultou na lixiviação parcial dos ETR, Y e P. Isso reflete as associações desses elementos com minerais pouco estáveis tais como bastenaesita, possivelmente churchita e minerais de F, e minerais resitados como xenotima, torita e, principalmente zircão, portador clássico de ETR e indicativo de ambiente moderadamente oxidante (Beauvais & Colin, 1993).

2.1.4. Origem e Evolução dos Lateritos

A origem e evolução dos lateríticos são controladas por fatores litológicos, climáticos e morfotectônicos. Assim, suas características refletem a natureza da rocha parental, a intensidade de atuação dos agentes intempéricos, condicionadas pelas formas de relevo predominante na área de estudo.

Para Aleva (1979), que estudou os lateritos bauxíticos e outras crostas lateríticas no Suriname, o Eoceno-Oligoceno Superior corresponde ao período onde o intemperismo foi mais intenso. Este período proveu a formação de depósitos bauxíticos de 10 m de espessura na área de Onverdacht-Lelydorp (Suriname). Ainda, segundo aquele autor, a intensidade do processo intempérico do saprolito, todavia, é dependente de diversos fatores: (1) do clima (suficientemente quente e úmido) e da duração de cada fase de alternância climática; (2) da porosidade e

permeabilidade da rocha parental e dos produtos no início do intemperismo — considerando que existem diferenças entre xisto, gabro e sedimento arenoso inconsolidado, com respeito a esses parâmetros; (3) da composição química e mineralógica da rocha parental — anortosito com 28% de Al_2O_3 , andesito e gabro com cerca de 15% de Al_2O_3 , e sedimento arenoso dependendo do conteúdo de feldspato (com 18% de Al_2O_3 em K-feldspato) origina ampla série de composições químicas. Ao lado desses fatores primários estão vários outros, tais como, vegetação, drenagem em função do relevo, tamanho do platô, padrão de drenagem, etc.

Segundo Nahon (1986), a formação e evolução de lateritos são resultantes de acumulação relativa (*in situ*) de Fe em clima tropical úmido com longa estação seca. Tal diferenciação e acumulação de Fe dentro de espessas camadas requer certamente entre 1 Ma. e 6 Ma. O desenvolvimento das crostas ferruginosas se dá em vários estágios: (1) individualização de óxi-hidróxidos de Fe provenientes de minerais que contêm esse elemento, (2) concentração de Fe no interior de nódulos de óxi-hidróxidos de diferentes gerações, e (3) formação de crostas de Fe nodulares e pisolíticas (Nahon, 1986).

Segundo Nahon (1986) o processo geoquímico que ocorre durante estes estágios envolve: (1) a hidrólise da caulinita, dissolução do quartzo e acumulação de Fe na forma de nódulos de óxi-hidróxidos de Fe e Al. Essa acumulação é atribuída as constantes variações do seu potencial de óxi-redução que ocorrem localmente dentro da matriz formada de caulinita, óxi-hidróxidos de Fe e quartzo. A intensificação desse processo na parte superior dos perfis leva, também a progressiva dissolução do quartzo com acumulação subsequente de óxi-hidróxidos de Fe com Al na sua composição.

A idade dos períodos de lateritização na Amazônia ainda é incerta. Datações radiométricas na Serra de Carajás (PA) pelos métodos $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ e K-Ar forneceram idades entre 65 e 70 Ma, mas estão restritas a perfis com minerais de Mn (Vasconcelos *et al.*, 1994). Contudo,

como existe consenso que durante o Cenozóico ocorreram três períodos de clima seco (Neo-Oligoceno, Neo-Mioceno e Neo-Mioceno/Eo-Pleistoceno) intercalados a intervalos de clima mais úmido (Kotschoubey & Truckenbrodt, 1981; Tardy & Roquin, 1998), atribui-se ao primeiro como a época de formação das crostas lateríticas e ao úmido a formação das bauxitas e desmantelamento dos perfis formados no Cretáceo.

Kotschoubey e Truckenbrodt (1981), ao estudar a evolução das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia, no Pará, evidenciaram feições típicas de processos policíclicos. Segundo esses autores, as bauxitas poligenéticas da região de Paragominas foram geradas em duas etapas distintas. Na primeira, durante prolongado período de estabilidade tectônica e clima quente e úmido, formou-se a crosta laterítica inicial contendo gibbsita, provavelmente em grande quantidade. Esse processo foi mais intenso nas partes topograficamente mais elevadas que foram submetidas à intensa lixiviação e são resultantes de mudanças ambientais ocorridas durante sua formação. Em seguida, uma mudança climática para clima mais seco causou desmantelamento parcial da crosta devido à cobertura vegetal protetora ser mais reduzida. Parte foi transportada e cimentada por material ferruginoso, sobretudo goethítico. Finalmente, uma remobilização mais intensa do alumínio levou a uma cimentação e substituição relativamente acentuada da crosta original pela gibbsita, indicando condições climáticas úmidas sob densa cobertura vegetal. Ainda segundo esses autores, no caso considerado, embora movimentos epirogenéticos não possam ser descartados, as variações climáticas parecem ter tido o papel primordial.

2.1.5. A Lateritização no NE do Amazonas e Principais Depósitos Mineraiis na Amazônia

Diversos autores (Nahon, 1986; Butt & Zeegers, 1992; Tardy, 1993) reconhecem que a lateritização afetou extensas áreas da superfície terrestre. Segundo Tardy (1993), pelo menos 40% da superfície foi afetada, e o registro da extensão desse processo é a ampla distribuição de

crostas ferruginosas, ferro-aluminosas e fragmentos gerados pelo seu desmantelamento sob condições climáticas semelhantes as atuais. Ainda são poucos os trabalhos voltados à caracterização dos efeitos da lateritização nas rochas situadas na porção NE do estado do Amazonas. Dentre os poucos trabalhos realizados em perfis lateríticos voltados à investigação textural, mineralógica, geoquímica e estrutural nessa porção da Amazônia destaca-se os de Costa *et al.* (1988); Fernandes Filho (1996); Fernandes Filho *et al.* (1997); Horbe *et al.* (1999); Horbe *et al.* (2001), dentre outros. Fernandes Filho (1996) e Fernandes Filho *et al.* (1997) estudaram os lateritos de Manaus-AM e identificaram várias exposições de perfis rotacionados ou deformados por movimentos neotectônicos. Horbe *et al.* (2001), investigando os processos de lateritização na região de Presidente Figueiredo e Vila de Balbina – AM, fizeram um estudo dos perfis lateríticos desenvolvidos sobre rochas siliciclásticas das Formações Nhamundá (Siluriano Inferior) e Alter do Chão (Cretáceo Superior). Ainda segundo esses autores, os perfis lateríticos nessa região são compostos por horizontes ferruginosos e aluminosos endurecidos, sustentam platôs e preservam os pediplanos das fases de dissecação. Horbe *et al.* (1999) admitem a possibilidade de que as fases de denudação, também tenham sido, em parte, induzidas por eventos neotectônicos que são amplamente reconhecidos na região.

Angélica (1991), Valetton (1994), Costa (1997), Horbe & Costa (1999a), dentre outros, têm ressaltado a importância da lateritização para a concentração de elementos e formação de depósitos minerais. Para Costa (1997), os complexos ambientes geológicos e suas mineralizações associadas, expostas às condições climáticas favoráveis por prolongado período durante o Cenozóico, favoreceu o desenvolvimento de importantes depósitos minerais de origem supergênica. Na Amazônia, dentre os depósitos minerais associados à lateritização, destacam-se: os de bauxita das minas de Trombetas, Almerim e Paragominas, Carajás e Pitinga; Fe na Província Mineral de Carajás; fosfato e Sr em Gurupi, Pirocaua, Trauira, Itacupim e Bonito; ouro

em Carajás (mina do igarapé Bahia e Salobo), Cassiporé, Novo Astro e Gurupi. No horizonte inferior dos perfis estão os depósitos de caulim da mina Jarí, rio Capim e Manaus – Itacoatiara e São Gabriel da Cachoeira; Mn em Carajás (mina do Azul, Buritirama e Sereno) e Serra do Navio (AP); Ni em Carajás (Vermelho, Puma, Onça e Quatipuru); Cu em Carajás (Salobo). Quanto aos depósitos de minerais-resistatos destacam-se: Cr na mina de Vila Nova (AP), Quatipuru e Luanga (Carajás); Sn, Nb, Zr, Y, Th e ETR pesados na mina do Pitinga (AM); Nb e ETR leves em Seis Lagos (AM); Ti em Maraconaí e Maicuru (PA).

2.1.6. Paleomagnetismo

2.1.6.1. Conceitos e Fundamentos

O estudo do magnetismo remanescente nas rochas é denominado paleomagnetismo e seu objetivo principal é obter as configurações do campo magnético no passado geológico por meio do magnetismo adquirido durante sua formação. Para isto, procura-se obter a direção média do campo geomagnético para o intervalo de tempo (sítio) de formação da rocha.

Segundo Butler (1998), a magnetização *in situ* das rochas (\mathbf{J}) é a soma de dois componentes:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_i + \mathbf{J}_r$$

Onde \mathbf{J}_i é a magnetização induzida e \mathbf{J}_r o magnetismo remanescente natural. A susceptibilidade magnética, χ , resulta das contribuições de todos os minerais, mas usualmente é determinada pelos minerais ferromagnéticos. A presença do campo geomagnético local, \mathbf{H} , produz a magnetização induzida:

$$\mathbf{J}_i = \chi \mathbf{H}$$

Esta magnetização induzida é usualmente paralela ao campo geomagnético local e pode ser a componente dominante em muitos tipos de rocha. Contudo, a aquisição da magnetização induzida é um processo reversível e registra a variação dos campos magnéticos passados. É na magnetização remanescente que concerne os estudos paleomagnéticos.

A **magnetização remanescente natural (MRN)** é a magnetização remanescente apresentada pela amostra de rocha antes do tratamento no laboratório. Ela depende do campo geomagnético e dos processos geológicos atuantes na formação da rocha e durante sua história. A MRN é composta por mais de uma componente. A componente MRN adquirida durante a formação da rocha é referida como **MRN primária (ou MRP)**. A MRP pode ser de origem *termo-remanescente (MTR)* no caso da formação de rochas ígneas; *deposicional (MRD)*, no caso de rochas sedimentares ou de origem *química (MRQ)*, que resulta das transformações ou crescimento de novos minerais ferromagnéticos em condições de temperatura inferiores ao *ponto ou temperatura de Curie*, que é a temperatura na qual os minerais, sobretudo os ferromagnéticos, tornam-se alinhados com o campo magnético terrestre (Butler, 1998).

As magnetizações posteriores à formação da rocha podem ser superpostas à MRP por processos físicos e químicos (processos de oxidação, aquecimentos e metamorfismo) durante o tempo geológico, e neste caso denominadas **MRN secundária (ou MRS)**. A somatória vetorial das desmagnetizações primária e secundária produzem a MRN total:

$$\mathbf{MRN} = \mathbf{MRN\ primária} + \mathbf{MRN\ secundária}$$

Os minerais responsáveis pela magnetização remanescente das rochas são os minerais ferromagnéticos, principalmente os óxidos de Fe-Ti. Os portadores principais da magnetização remanescente de muitas rochas ígneas são os da série das titanomagnetitas ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, $0 < x < 1$) (Butler, 1998).

Dependendo do ambiente e das condições físico-químicas presentes na rocha, estes minerais podem ser oxidados após a formação da rocha. A oxidação a altas temperaturas (>400 °C) normalmente resulta em intercrescimento de multi-fases, uma mais rica em Fe e outra em Ti, constituindo a fase da série hemo-ilmenita. A oxidação a baixas temperatura (<350 °C) resulta em variação na composição das fases magnéticas da série das titanomagnetitas em direção à série das titanohematitas.

Os óxidos de Fe-Ti são geralmente opacos e seu estudo petrográfico requer observações de seções polidas em luz refletida. Segundo Butler (1998), a estes minerais tem sido dada pequena atenção nos cursos de petrologia padrão, que enfatizam o exame de seções delgadas em luz transmitida. O entendimento do paleomagnetismo requer alguns conhecimentos da química e da estrutura magnética dos óxi-hidróxidos de Fe-Ti. Estes incluem conhecimentos básicos de fases formadas como cristais primários e reações sub-sólidas que afetam esses minerais para produzir os óxidos de Fe-Ti encontrados nas rochas ígneas e sedimentares derivadas destas.

Magnetização Remanescente Química

A magnetização remanescente química (MRQ) resulta de transformações na mineralogia magnética ou crescimento de novos minerais magnéticos em condições de temperatura inferiores à sua temperatura de Curie.

O princípio básico para a aquisição da MRQ é que as partículas ferromagnéticas tem várias energias que controlam sua magnetização. A combinação dessas energias em uma partícula, que pode ser simples ou complexa, resulta da busca pela configuração de magnetização que minimize a energia total.

Uma partícula é considerada monodomínio (SD) com anisotropia uniaxial quando seus momentos magnéticos posicionam-se somente ao longo de um eixo, assumindo posição paralela ou antiparalela ao campo magnético.

Para um determinado grão de volume V , T_B é definida como sendo a temperatura na qual o tempo de relaxação τ é da ordem do tempo de experiência no laboratório (por exemplo, $\tau = 100$ s). Nesta temperatura ou acima dela ($\tau \leq 100$ s), a magnetização do grão atinge equilíbrio termodinâmico e se torna instável, isto é, uma mudança no campo magnético aplicado (por exemplo, o campo geomagnético) reorienta a magnetização do grão. Para temperaturas abaixo de T_B , τ aumenta significativamente e a magnetização do grão se torna estável a mudanças do campo do campo magnético aplicado (D'Agrella Filho, 1992).

A T_B é característica de cada grão magnético. Se o campo magnético for removido em condições de temperatura superiores a T_B as partículas com momentos magnéticos paralelos e antiparalelos irão se arranjar, de modo que a magnetização resultante será nula. A diferença entre os momentos magnéticos das duas populações será mantida quando T decresce até T_B na presença do campo magnético H .

Quando uma rocha se resfria durante sua formação e passa pelas temperaturas de bloqueio de seus minerais magnéticos, o tempo de relaxação aumenta consideravelmente e a magnetização torna-se estável, isto é, mesmo que ocorra uma mudança do campo geomagnético, não haverá mais variações na direção de magnetização dos grãos.

O mesmo tipo de raciocínio deve ser aplicado para o processo de aquisição de uma magnetização remanescente química (MRQ), quando ocorre a formação de uma nova fase magnética. Neste caso, é a passagem por um volume crítico, chamado de volume de bloqueio (V_B), que caracteriza a estabilidade do grão magnético. Acima do volume de bloqueio, a

magnetização do grão é estável à mudança do campo magnético aplicado (D'Agrella Filho, 1992).

Sendo a temperatura de bloqueio dependente do tempo em que o grão magnético fica exposto ao campo magnético, dois efeitos são comumente observados na magnetização remanescente das rochas: o decaimento com o tempo das magnetizações já adquiridas pela rocha (MTR, MRD, MRQ) e a aquisição de uma nova magnetização denominada magnetização remanescente viscosa (MRV), que é facilmente eliminada durante os processos de desmagnetização. Experimentos de laboratório envolvendo precipitação de minerais ferromagnéticos de soluções mostram que a MRQ registra a direção do campo magnético.

Processo de desmagnetização térmica

As direções de magnetização de uma rocha podem ser separadas a partir de desmagnetizações parciais e sucessivas utilizando-se campos magnéticos alternados (desmagnetização AF ou “*alternating-field demagnetization*”), aquecimentos (desmagnetização térmica) ou lixiviações químicas (desmagnetização química). Descrições detalhadas sobre esses processos estão disponíveis em livros-textos de paleomagnetismo (Butler, 1998). Neste trabalho é abordada apenas a desmagnetização térmica que foi o processo adotado no tratamento das amostras.

No processo de desmagnetização térmica, as amostras são aquecidas até uma temperatura T , abaixo do ponto de Curie, e posteriormente resfriadas em condições de campo magnético externo nulo. Os valores de T são incrementados sucessivamente, sendo medido o valor da remanescência ao final de cada etapa. Neste processo de desmagnetização parcial, as componentes de remanescência são separadas a partir do espectro de temperaturas de bloqueio dos minerais portadores da magnetização. Quando aquecemos uma amostra a uma temperatura T ,

todos os grãos magnéticos com temperaturas de bloqueio menores ou iguais a T , apresentarão tempos de relaxação menores ou iguais ao tempo de realização do experimento e, portanto magneticamente instáveis. Se, em seguida, essa amostra for resfriada na ausência de campo magnético externo, as magnetizações dos grãos (com $T_B < T$) se reorientarão, buscando a situação de menor energia magnetostática, que corresponde a resultante nula desta etapa de desmagnetização. As remanescências correspondentes a grupos de partículas com diferentes intervalos de T_B podem ser diferenciadas observando-se as mudanças na intensidade e na orientação do vetor magnetização remanescente ao longo das sucessivas desmagnetizações parciais. Em cada etapa de desmagnetização é medida a susceptibilidade magnética para verificar possíveis transformações químicas por oxidação (D'Agrella Filho, 1992 e Butler, 1998).

Apresentação dos resultados paleomagnéticos

Em paleomagnetismo as direções dos vetores são descritas em termos de inclinação, I , (especificada em relação a horizontal, e considerada positiva se o campo é direcionado para baixo e negativa se direcionado para cima) e declinação, D , (especificada em relação ao norte geográfico). Para dispor tais direções, são utilizadas projeções que permitem representar informações tridimensionais em um plano que é bidimensional, como uma folha de papel. Existem várias técnicas de projeção, e todas têm suas vantagens e limitações (Butler, 1998).

Dois tipos de projeções são comumente usados em paleomagnetismo. A *projeção de igual-ângulo* (projeção de Wulff), baseia-se na premissa que um cone é definido por vetores onde o ângulo do vetor central é plotado como um círculo em torno do vetor central. Entretanto, o tamanho do círculo muda com a direção do vetor central (ele é pequeno se o vetor central tem uma inclinação acentuada e, conseqüentemente, será plotado próximo ao centro da projeção).

A *projeção de igual-área* (projeção de Schmidt ou Lambert) tem a propriedade da área de um cone de vetores ao redor de um vetor central permanecer constante e indiferente à direção do vetor central. Contudo, o cone será plotado como uma elipse na projeção de igual área, exceto quando o vetor central é vertical. Devido freqüentemente ocorrer espalhamento na distribuição das direções paleomagnéticas, a projeção de igual-área é preferida.

As idades paleomagnéticas são obtidas por comparação da posição do pólo magnético determinada nos testemunhos das crostas com a curva de referência dos pólos paleomagnéticos. Os resultados mostram que, principalmente as partes ferruginizadas preservam o sinal paleomagnético podendo ser usado como uma ferramenta para datação relativa.

2.1.6.2. Paleomagnetismo em perfis lateríticos

O paleomagnetismo tem sido estudado, sobretudo, em perfis na Austrália e Índia, países onde a técnica tem se mostrado particularmente efetiva devido à rápida deriva latitudinal destes continentes durante o Terciário (Théveniaut & Freyssinet, 2002). Estudos paleomagnéticos realizados por Gehring *et al.* (1992) em crostas nodulares de Mali (oeste da África) produziram dados não confiáveis, devido a terem sido submetidos à pós-magnetização por deslocamento mecânico e degradação. O problema da aplicação do paleomagnetismo na datação relativa de crostas lateríticas da América do Sul reside no fato deste continente não ter passado por grandes deslocamentos nos últimos 200 Ma (Randall, 1998). Conseqüentemente, poucos são os trabalhos no Brasil voltados para esse tema.

Estudos paleomagnéticos e magnetoestratigráficos recentes realizados em crostas lateríticas da Guiana Francesa e Suriname por Théveniaut & Freyssinet (1999; 2002) mostraram que a hematita neoformada em perfis lateríticos da Guiana Francesa tem magnetização remanescente química do tempo em que foi formada. Este processo permite a identificação de etapas-chave

para o entendimento da evolução dos perfis intempéricos por comparação dos pólos geomagnéticos virtuais (PGVs) com o deslocamento polar Sul Americano. Segundo esses autores, as superfícies bauxíticas de Bakhuis Mountains a 400 m de elevação, Kaw Mountain (superfície superior, a 300 m) e da Unidade 1 de Caiena (a 220 m) podem ser atribuídas ao ciclo de lateritização ‘Sul Americano’ de idade Paleoceno-Eoceno, com idades relativas médias de 60, 50 e 40 Ma., respectivamente. A paleosuperfície de Kaw Mountain (superfície inferior, 220 m), o depósito costeiro de Moengo (a 40 m) e a superfície ferruginosa da Unidade 2 de Caiena (20-50 m) podem ser relacionadas ao ciclo de lateritização ‘Velhas Superior’ do Mioceno com idades médias relativas de 13 e 10 Ma. A crosta ferruginosa da Unidade 3 na região de Caiena, com altitude próxima ao nível do mar e ocupando a maior parte da costa, é geomorfologicamente a paleosuperfície mais antiga, mas também parece está relacionada ao evento de lateritização do Mioceno Superior (5–13 Ma.). Os resultados mostram que os dois principais ciclos de lateritização no Escudo das Guianas correspondem ao Paleoceno-Eoceno e Mioceno, enquanto o Oligoceno parece representar a principal “quebra” no desenvolvimento dos perfis lateríticos da região (Théveniaut & Freyssinet, 2002).

3. OBJETIVOS

Os objetivos desta pesquisa são: A) caracterizar os efeitos da lateritização nas rochas sedimentares da Formação Prosperança, vulcânicas do Grupo Iricoumé e graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera; B) avaliar a potencialidade das bauxitas da mina do Pitinga; e C) verificar o potencial da técnica paleomagnética em crostas lateríticas como ferramenta para datação relativa dos processos supergênicos atuantes na Amazônia.

4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está inserida na porção NE do Estado do Amazonas, onde foram selecionados três perfis que representam a lateritização sobre as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera e os sedimentos da Formação Prosperança (Fig. 7). O perfil 1 é composto por dois subperfis 1A e 1B localizados, respectivamente, nos km 129 e 127 da rodovia BR-174, os perfis 2 e 3 localizam-se a 250 km ao norte de Manaus, na mina do Pitinga, porção nordeste do Estado do Amazonas. Os perfis estudados têm as seguintes coordenadas: 1A - S 02°07'23" e W 59°59'08", 1B - S 02°06'43" e W 59°59'28", 2 - S 0°47'00" e W 60°02'54" e 3 - S 0°40'10" e W 59°55'03".

5. GEOLOGIA DA ÁREA

Os perfis estudados se desenvolveram a partir das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera, ambas do Paleoproterozóico, e sedimentares da Formação Prosperança, formadas no Neoproterozóico, descritas a seguir:

5.1. GRUPO IRICOUMÉ E SUÍTE INTRUSIVA MAPUERA

A Província Pitinga é constituída de três grandes unidades do Proterozóico: vulcânicas do Grupo Iricoumé, granitos da Suíte Intrusiva Mapuera, e sedimentos da Formação Urupi. O Grupo Iricoumé é a unidade de maior distribuição na região de Pitinga é intrudido por cinco plútons graníticos—Madeira, Água Boa, Europa, Simão e Bom Futuro (Horbe *et al.*, 1991). Os resultados

Maciço Madeira, a última fase a se cristalizar é representada pelo albita-granito com mineralização de Sn, Zr, Nb, Ta, Y, ETR e criolita maciça (Lenharo, 1998; Costi *et al.*, 2000; Borges *et al.* 2003).

A fase vulcânica da Província Pitinga, agrupada como Grupo Iricoumé, engloba, principalmente, as rochas efusivas ácidas. São riolitos, riocacitos, quartzo-traquitos e piroclásticas, todos fraturados, com estruturas bandadas de fluxo localizadas e rara presença de matriz vítrea, com idades U-Pb em zircão de 1962 (+ 42 – 33) Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994). Essas idades são compatíveis com as obtidas por Costi *et al.* (2000) para os riolitos e riocacitos (1888 ± 3 Ma) dessa unidade. Segundo Horbe & Costa (1999a), os processos lateríticos durante o Terciário desenvolveram crostas alumino-ferruginosas tanto nas rochas dessa unidade quanto nos plútons graníticos.

5.2. FORMAÇÃO PROSPERANÇA

As primeiras referências a esta unidade devem-se a Paiva (1929 *in* Caputo *et al.* 1972), que a considerou eo-paleozóica sem, contudo, distingui-la das rochas que compunham, a até então Formação Trombetas. Descreveu-a na vila Prosperança, situada em uma ilha homônima na foz do rio Unini, onde encontrou três metros de arenito sub-horizontal, esbranquiçado, conglomerático e com matriz caulínica. Caputo *et al.* (1971) propuseram, após estudos de correlação com base em caracteres litológicos, a formalização do termo Formação Prosperança para a unidade designada Arenitos Prosperança por Paiva (1929).

Sobrepõe-se às rochas vulcânicas ácidas do Supergrupo Uatumã (Proterozóico Médio), e é recoberta discordantemente por rochas terrígenas da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) e terrígenas e carbonáticas (calcários e dolomitos) da Formação Acari (Proterozóico Superior). A Formação Prosperança é constituída, predominantemente, de arenitos arcoseanos, siltitos e

conglomerados (Cunha *et al.*, 1994). Petrograficamente, além de quartzo ocorrem turmalina, zircão, *chert*, sericita e muscovita (Radambrasil, 1978). Nogueira *et al.* (2004), reconheceram quatro associações de fácies representativas de planície fluvial, desembocadura de baía, baía interdistributária e *shoreface*, separadas por superfícies de descontinuidade geralmente marcadas por *lags* ou pelitos relacionados a pulsos transgressivos ou períodos de exposição. A migração destes fácies, preferencialmente para S-SE, sugere a que a subsidência da área pode ter iniciado já no Proterozóico. Para esses autores as porções isoladas dessa formação no Escudo das Guianas indicam que a área da Bacia do Amazonas era bem maior que seus limites atuais.

6. MATERIAIS E MÉTODOS

6.1. PROCEDIMENTOS PARA ANÁLISE TEXTURAL, ESTRUTURAL, MINERALÓGICA E QUÍMICA

Os perfis selecionados foram descritos quanto às suas características físicas como textura, estrutura e cor. Foram coletadas 65 amostras, praticamente todas a cada 1 m na vertical, sendo que em 3 dessas foi separada a matriz argilosa dos fragmentos e cada fração foi considerada nova amostra. Após serem secas, quarteadas e pulverizadas, selecionou-se 27 amostras representativas de cada horizonte para análise química e mineralógica.

As análises químicas foram realizadas pela Acme Analytical Laboratories LTD, em Vancouver, no Canadá. Os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O) e a perda ao fogo (P.F) foram analisados por ICP-ES após fusão com LiBO_2 . Os elementos-traço dos grupos 1 (Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, Mn, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y) e do grupo 2 (La, Ce, Pr, Nd, Sm,

Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram analisados por ICP-MS, também após fusão com LiBO_2 . Para os metais preciosos (Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl e Zn) a abertura das amostras foi feita com água-régia ($\text{HNO}_3 + \text{HCl}$ concentrados). Por uma questão de custo/benefício o Mn foi analisado por absorção atômica no Laboratório de Geoquímica do DEGEO – UFAM.

As análises mineralógicas de amostra total e da fração $<0,053$ mm foram feitas por difratometria de raios-X. O difratômetro utilizado foi o modelo XRD 6000 da SHIMADZU, instalado no Laboratório de Difração de Raios-X do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas - UFAM.

A separação da fração fina ($<0,053$ mm) foi feita com o objetivo de retirar minerais que compõem a fração areia como o quartzo e a muscovita, e assim permitir a identificação difratométrica de argilominerais, como a illita, presentes em porcentagens menos expressivas na amostra. Os procedimentos adotados nessa separação e confecção das lâminas são descritos a seguir:

Deixou-se em repouso cerca de 100 g da amostra em um béquer de 1000 mL, com água, por 24h. Em seguida, a amostra foi submetida à ultrassom por 1h, antes do peneiramento em malha de 0,053 mm. O passante foi novamente colocado na ultrassom para permitir a completa desagregação da amostra. O retido na peneira foi para arquivo, enquanto a suspensão passou por centrifugação durante 2 minutos a fim de se promover a decantação do sobrenadante. Este foi colocado sobre uma lâmina de vidro com ajuda de uma pipeta. A secagem das mesmas foi feita ao ar livre.

O percentual correspondente a cada mineral ao longo dos perfis foi obtido por cálculo estequiométrico a partir dos dados de difratometria de raios-X (Tab. 2) e das análises químicas dos óxidos maiores. O procedimento para esse cálculo está descrito a seguir (Tab. 3):

Para as amostras onde o quartzo está ausente o SiO_2 foi atribuído a caulinita. Calculado o percentual de caulinita, foi determinado o necessário para formá-la e o restante atribuído à gibbsita. Os teores de Fe_2O_3 e TiO_2 foram atribuídos, respectivamente, à hematita+goethita e ao anatásio.

Nas amostras onde há caulinita e quartzo o cálculo teve início atribuindo-se todo o Al_2O_3 à caulinita. Procedimento que permitiu saber aproximadamente quanto de SiO_2 foi necessário para formá-la e, por diferença do conteúdo obtido na análise química, determinado o teor de quartzo nas amostras.

A tabela 2 apresenta a composição centesimal dos óxidos formadores dos minerais detectados por difratometria de raios-X.

Tabela 2 - Minerais identificados nas amostras e suas respectivas composições centesimais.

MINERAIS	COMPOSIÇÃO CENTESIMAL (CC)
Quartzo: SiO_2	100 % SiO_2
Caulinita: $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{SiO}_2)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	$\text{Al}_2\text{O}_3 = 39,5$ % $\text{SiO}_2 = 46,49$ % $\text{H}_2\text{O} = 14,01$ %
Gibbsita: $\text{Al}(\text{OH})_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3 = 65,37$ % $\text{H}_2\text{O} = 34,63$ %
Illita: $\text{KAl}_6\text{Fe}_2\text{Mg}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{H}_2$	$\text{K}_2\text{O} = 5,8$ % $\text{Al}_2\text{O}_3 = 37,7$ % $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 19,68$ % $\text{MgO} = 4,97$ % $\text{SiO}_2 = 29,62$ % $\text{H}_2\text{O} = 2,22$ %
Muscovita: $\text{KAl}_2(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$	$\text{K}_2\text{O} = 11,82$ % $\text{Al}_2\text{O}_3 = 38,4$ % $\text{SiO}_2 = 45,26$ % $\text{H}_2\text{O} = 4,52$ %
Hematita/Goethita: Fe_2O_3	100 % Fe_2O_3
Anatásio: TiO_2	100 % TiO_2

Tabela 3 – Procedimento para a quantificação dos minerais presentes nas amostras que compõem os perfis estudados.

MINERAL	CÁLCULO COMPOSICIONAL
Muscovita (M)	$K_2O(M) = K_2O \text{ total} - K_2O(I)$; $M = K_2O(M) \times 100 / K_2O(CC)M$; $Al_2O_3(M) = Al_2O_3(CC)M \times M / 100$; $SiO_2(M) = SiO_2(CC)M \times M / 100$;
Illita (I)	$I = MgO \text{ total} \times 100 / MgO(CC)I$; $K_2O(I) = K_2O(CC)I \times I / 100$; $Al_2O_3(I) = Al_2O_3(CC)I \times I / 100$; $SiO_2(I) = SiO_2(CC)I \times I / 100$; $SiO_2(C) = SiO_2(CC)C \times C / 100$; $Fe_2O_3(I) = Fe_2O_3(CC)I \times I / 100$
Caulinita (C)	$C = SiO_2 \text{ total} \times 100 / SiO_2(CC)$; $Al_2O_3(C) = C \times Al_2O_3(CC) / 100$; $C = Al_2O_3 \text{ total} \times 100 / Al_2O_3(CC)C$; $SiO_2(C) = SiO_2(CC)C \times C / 100$; $C = [Al_2O_3 \text{ total} - Al_2O_3(I) - Al_2O_3(M)] \times 100 / Al_2O_3(CC)C$
Gibbsita (G)	$Al_2O_3(G) = Al_2O_3 \text{ total} - Al_2O_3(C)$; $G = Al_2O_3(G) \times 100 / Al_2O_3(CC)G$
Quartzo (Q)	$Q = SiO_2 \text{ total} - SiO_2(C)$; $Q = SiO_2 \text{ total} - SiO_2(I) - SiO_2(M) - SiO_2(C)$
Hematita+Goethita (H+Gt)	$H+Gt = Fe_2O_3 \text{ total} - Fe_2O_3(I)$
Anatásio (An)	$An = TiO_2 \text{ total}$

CC – Composição centesimal

Para as amostras com muscovita e illita o cálculo teve início com a atribuição de todo MgO à illita. Isso permitiu estimar o percentual de K_2O proveniente da illita, o restante foi considerado proveniente da muscovita. O percentual de caulinita foi obtido em função da diferença do Al_2O_3 total pelos conteúdos necessários para formar a illita e a muscovita. O percentual de quartzo para essas amostras resultou da diferença do SiO_2 total pelos conteúdos necessários para formar illita, muscovita e caulinita. Para o cálculo percentual de hematita+goethita subtraiu-se o Fe_2O_3 total pelo conteúdo na illita, enquanto todo o TiO_2 foi atribuído ao anatásio.

Para auxiliar na descrição mineralógica foram confeccionadas 18 lâminas delgadas de crostas lateríticas e feita análise petrográfica por microscopia óptica nos laboratórios do DEGEO-UFAM.

6.2. PROCEDIMENTOS PARA ANÁLISES PALEOMAGNÉTICAS

Foram coletadas 17 amostras cilíndricas (8 em P1, 5 em P2 e 4 em P3) de crosta laterítica, com tamanho entre 4 e 8 cm de comprimento por 2,5 cm de diâmetro. A sonda portátil utilizada é refrigerada à água, tem broca não magnética e coroa diamantada. Antes da retirada da amostra do afloramento foi feita a identificação e medida sua orientação (Tab. 4). O preparo e análise das amostras foram feitos no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP.

No laboratório, as amostras foram cortadas com o auxílio de disco diamantado, originando 30 espécimens de 2,5 cm de altura. Estes espécimens, em média dois por amostra, foram devidamente marcados e numerados.

No procedimento de desmagnetização térmica dos espécimens foi utilizado um forno não magnético controlado eletronicamente. Neste, foram submetidos a aquecimento nas seguintes temperaturas: 150, 200, 250, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580, 600, 630, 650, 680 e 700 °C. O tempo de aquecimento, após estabilização na temperatura desejada, variou de 60 a 90 minutos. Após cada etapa de desmagnetização, foram medidas a magnetização remanescente (M) da amostra e a susceptibilidade magnética (χ), para verificar possíveis transformações químicas na rocha. Os valores de susceptibilidade magnética obtidos foram convertidos do sistema CGS para o SI por multiplicação pelo fator 4π . Para as medidas de magnetização foi utilizado um

magnetômetro supercondutor fabricado pela 2G Enterprises. O equipamento é

Tabela 4 – Coordenadas e medidas de orientação das amostras das crostas dos perfis estudados.

Áreas amostradas	Latitude	Longitude	Amostra	Fácies	Azimute (°N)	Inclinação (°)
Perfil 1	S2°06'43''	W59°59'28''	PN-17	Fe-Al	264	81
			PN-18	Fe-Al	174	88
			PN-19	Fe-Al	223	94
			PN-20	Fe-Al	171	87
			PN-21	Fe-Al	172	86
			PN-22	Fe-Al	174	89
			PN-23	Fe-Al	184	77
			PN-24	Fe-Al	194	86
Perfil 2	S0°47'00''	W60°02'54''	PN-45	Al-Fe	338	87
			PN-46	Al-Fe	165	80
			PN-47	Fe-Al	158	79
			PN-48	Al-Fe	102	81
			PN-49	Fe-Al	168	87
Perfil 3	S0°40'10''	W59°55'53''	PN-50	Al	230	82
			PN-51	Al	230	88
			PN-52	Al	235	88
			PN-53	Al-Fe	242	87

dotado de uma haste rotativa (com um porta-amostra) e um sensor de campo magnético chamado SQUID (Superconducting Quantum Interference Device) que utiliza o hélio líquido a 4 °K como supercondutor. O magnetômetro criogênico mede a MRN dos espécimens com $M \leq 10^{-7} \text{ Gcm}^3$ (10^{-10} A.m^2). O tempo de cada medida é de 1 min. Para as medidas de susceptibilidade magnética foi empregado um susceptibilímetro magnético fabricado pela Bartington Instruments. Neste trabalho, o método empregado para separação das componentes de magnetização das rochas foi a projeção de Zijderveld.

7. RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 - CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS LATERÍTICOS

7.1.1. Perfil 1

O platô que sustenta este perfil faz parte da unidade morfoestrutural denominada Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas (Radambrasil, 1978), a qual forma uma superfície tabular dissecada sobre as rochas das Formações Nhamundá, Prosperança, dentre outras, cuja altitude média do relevo é da ordem de 100 m, embora localmente possa atingir 250 m. O platô no qual está inserido o perfil (subdividido em 1A e 1B) tem aproximadamente 7 km de extensão, direção NW, 3,5 km de largura e cerca de 180 m de altitude.

Na área de ocorrência da Formação Prosperança não foi encontrado um afloramento com o perfil laterítico completo, assim optou-se por dois perfis distantes 2 km entre si (Fig. 8c). O perfil 1A constituído pelos horizontes: saprolítico, mosqueado e solo (Fig. 8b e 9) localizado na encosta do platô e o perfil 1B com a crosta laterítica bem desenvolvida e o solo (Fig. 8a e 9) na porção central do deste.

7.1.1.1. Perfil 1A

O saprolito na base do perfil tem cerca de 10 m de espessura e estrutura laminada da rocha-mãe parcialmente preservada. É roxo na base e amarelo-esbranquiçado no topo, composto por alternância de níveis argilo-arenosos e areno-argilosos, com até 10 cm de espessura cada um. Nos níveis mais argilosos, ocorrem porções esbranquiçadas e/ou amareladas que indicam desferrificação (Fig. 10a). Agregados microcristalinos de quartzo são predominantes e ocorrem como relíquias da rocha-mãe. Na interfície arenosa-argilosa ocorrem níveis endurecidos, marrons-amarelados, com até 1,5 cm de espessura que corresponde a “pedras de-ferro”. Essas “pedras-de-ferro” são constituídas de areia muito fina, quartzosa, cimentada por óxi-hidróxidos de Fe (Fig. 10b).

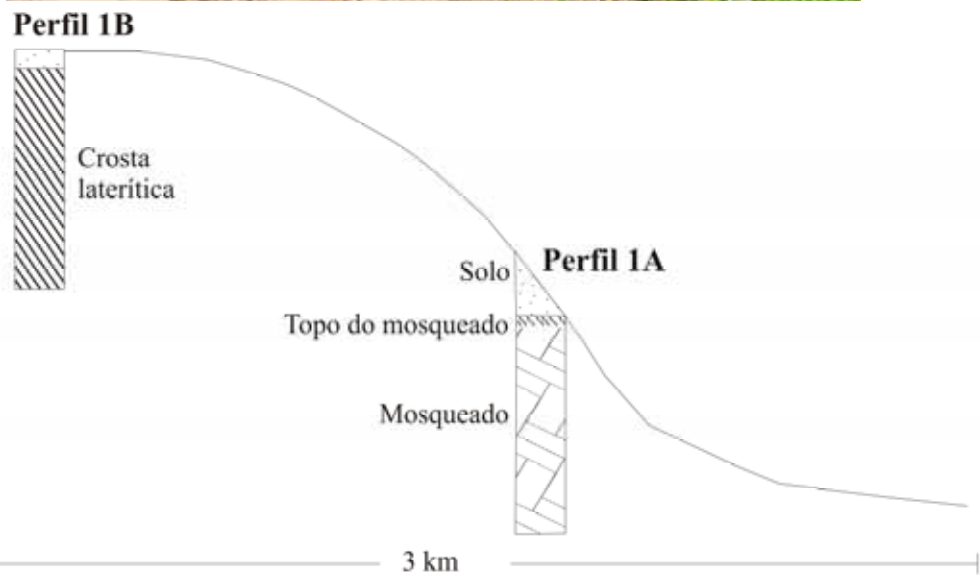


Figura 8 – Perfil laterítico desenvolvido sobre a Formação Prosperança. A – Perfil 1A (km 129 da BR-174); B - Perfil 1B (km 127 da BR-174); C – Desenho esquemático da disposição dos perfis na paisagem.

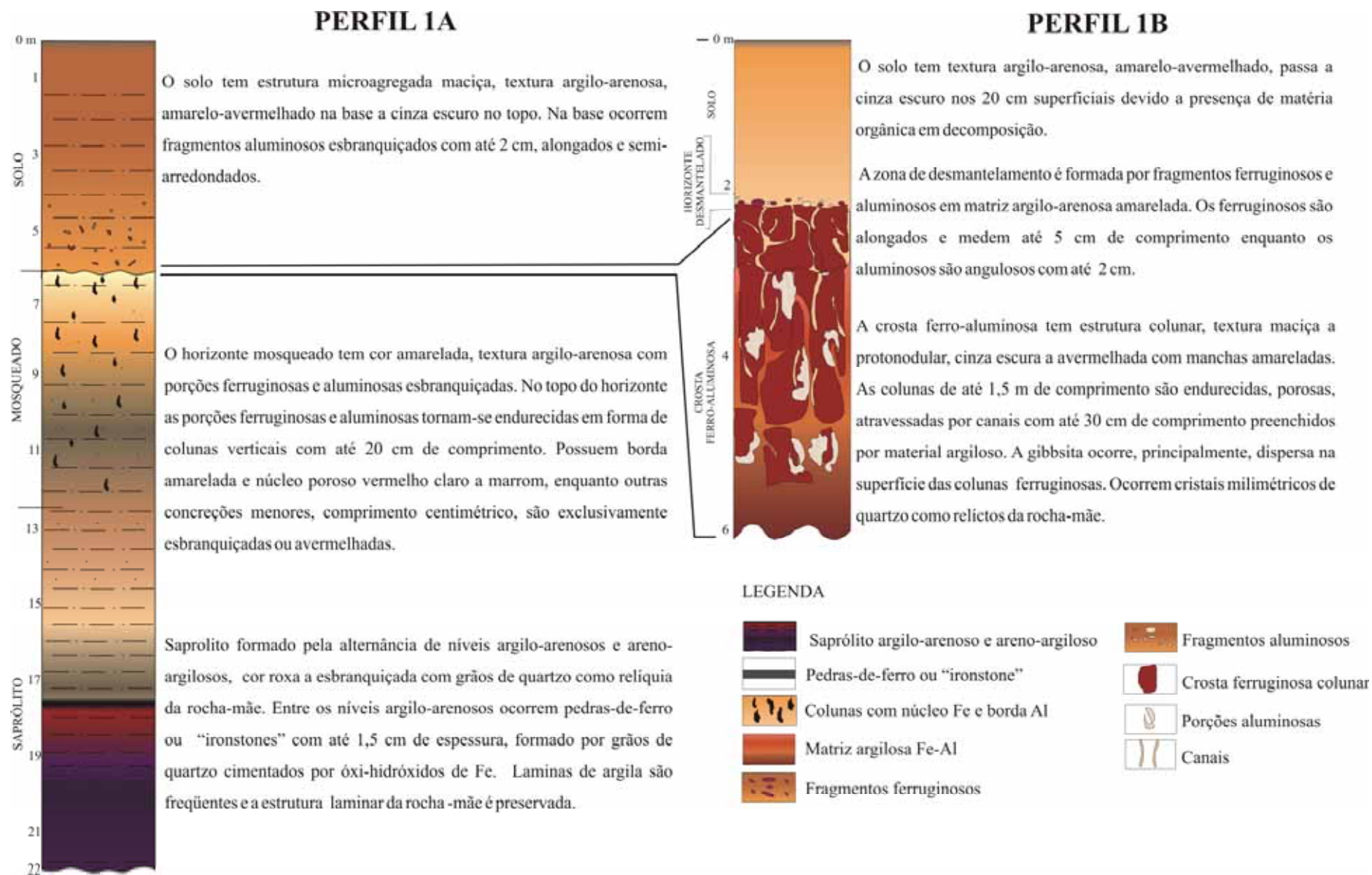


Figura 9 – Estruturação dos perfis 1A e 1B

Acima do saprólito, em contato gradacional e medindo aproximadamente 6 m de espessura, encontra-se o horizonte mosqueado (Fig. 11a). Tem cor amarelada, textura argilo-arenosa com porções ferruginosas e aluminosas esbranquiçadas, com estrutura colunar vertical. Em direção ao topo do horizonte essas porções tornam-se endurecidas, mais freqüentes e atingem até 20 cm de comprimento (Fig. 11b e 13b), mas sem constituir uma crosta, pois há muito material argilo-arenoso friável envolvendo-as. As concreções maiores possuem borda amarelada a esbranquiçada de composição predominantemente gibbsítica-hematítica e núcleo poroso vermelho claro a marrom formado de hematita, goethita e, subordinadamente, caulinita e quartzo (Fig. 11c e 12), enquanto as menores, centimétricas, são exclusivamente esbranquiçadas, com composição semelhante à borda das estruturas colunares maiores ou são totalmente ferruginosas (Fig. 14a). A semelhança das estruturas menores com a borda e núcleo das maiores sugere que as primeiras são produtos da fragmentação destas. O topo deste horizonte mostra incipiente retrabalhamento marcado por pequeno deslocamento da porção vertical das colunas.

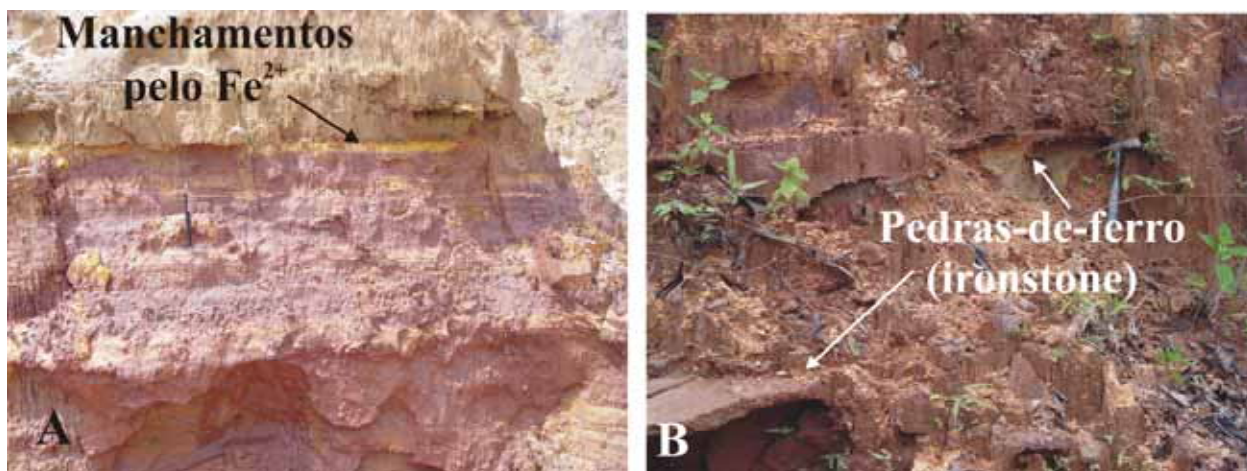


Figura 10 – A – níveis argilo-arenoso manchados por óxi-dróxidos de Fe; B – “Pedras-de-ferro” no saprólito do perfil 1A.

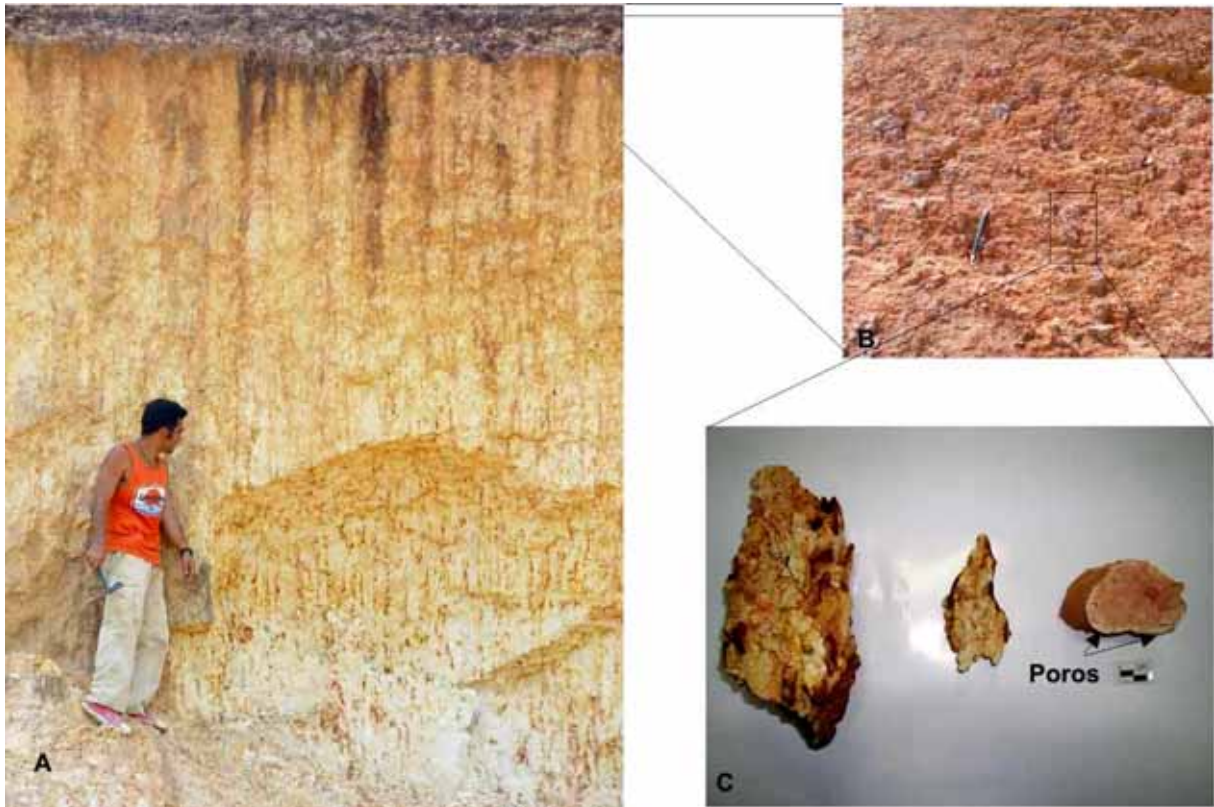


Figura 11 – A - Horizonte mosqueado do perfil 1A; B – Detalhe do topo do horizonte mosqueado com as estruturas colunares; C – Detalhe das colunas.

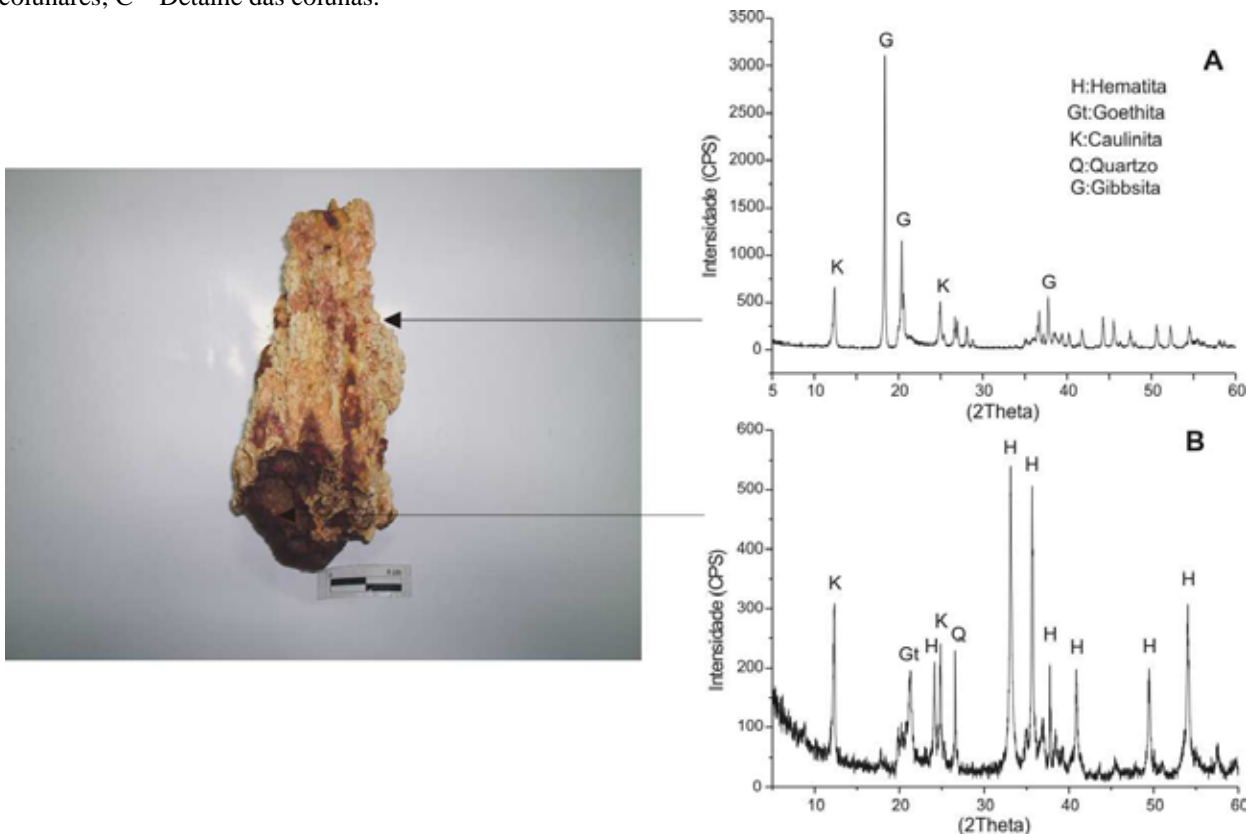


Figura 12 – Imagem de uma coluna e difratogramas da borda (A) e núcleo (B) das colunas do perfil 1A.

Em contato brusco com o mosqueado está o solo (Fig. 13a). Mede aproximadamente 6 m de espessura, tem cor amarelada a marrom no topo, estrutura maciça microagregada no topo e textura argilo-arenosa (Fig. 14b e c). Na base ocorrem fragmentos de gibbsita com até 2 cm, alongados a semi-arredondados e esbranquiçados. Os ferruginosos são menores que 1 cm, arredondados e avermelhados. Para o topo é mais argiloso e ausente de fragmentos.



Figura 13 – Topo do perfil 1A. A – contato erosivo entre o mosqueado e o solo; B – detalhe do topo do horizonte mosqueado onde ocorrem as porções endurecidas na vertical.



Figura 14 – Material que compõe o perfil 1A. A - fragmentos ferruginosos (F) e aluminosos (G) do topo do horizonte mosqueado; B – solo (prof. = 1m); C – solo superficial.

7.1.1.2. Perfil 1B

A crosta ferro-aluminosa tem cerca de 3,8 m de espessura, estrutura colunar e textura predominantemente maciça. É atravessada por grande número de canais preenchidos por material argiloso constituído, principalmente por caulinita e gibbsita, localmente, no topo, é protonodular (Fig. 15b e 16c). Varia de cinza escura a avermelhada com manchas amareladas (Fig 15a) com predominância de hematita e goethita (Fig. 16e). A ocorrência de textura maciça é típica de topo de platô segundo Beauvais (1991), Tardy (1993), Beauvais e Roquin (1996) (Fig. 6). Porções de gibbsita maciça rosada ocorrem dispersas na superfície das colunas ferruginosas, sobretudo na base do perfil (Fig. 16a, b, d). Cristais milimétricos de quartzo ocorrem como relíctos da rocha-mãe, que tendem a desaparecer em direção ao topo do perfil à medida que a crosta torna-se mais porosa.

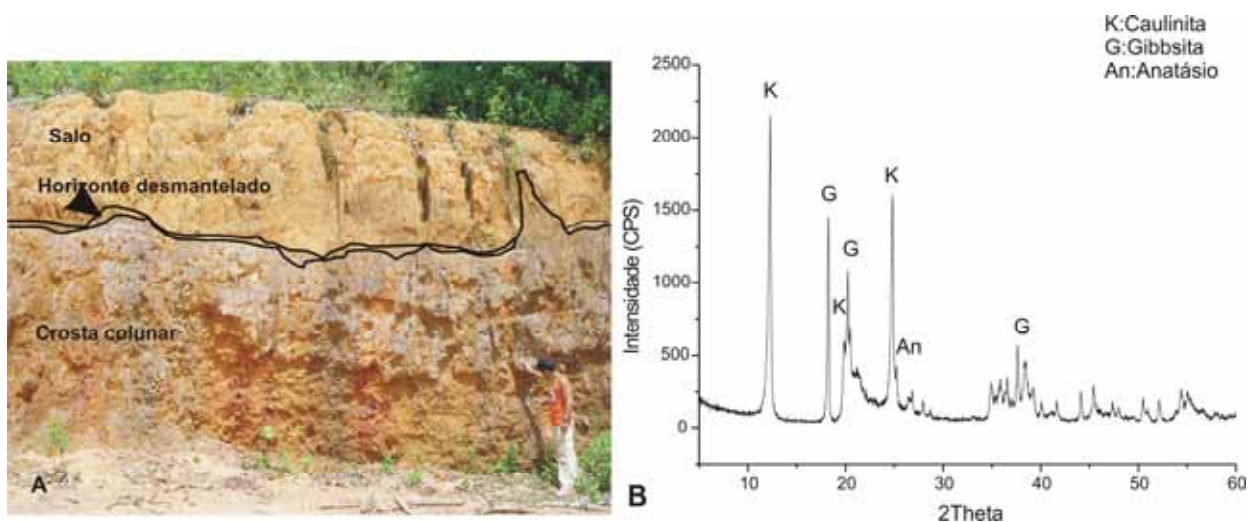


Figura 15 - A – crosta ferruginosa colunar do perfil 1B; B – difratograma do material argiloso encontrado no interior dos canais e fissuras da crosta ferruginosa.

No topo da crosta há uma zona de desmantelamento de aproximadamente 20 cm de espessura, formada por fragmentos ferruginosos e aluminosos envolvidos por matriz argilo-

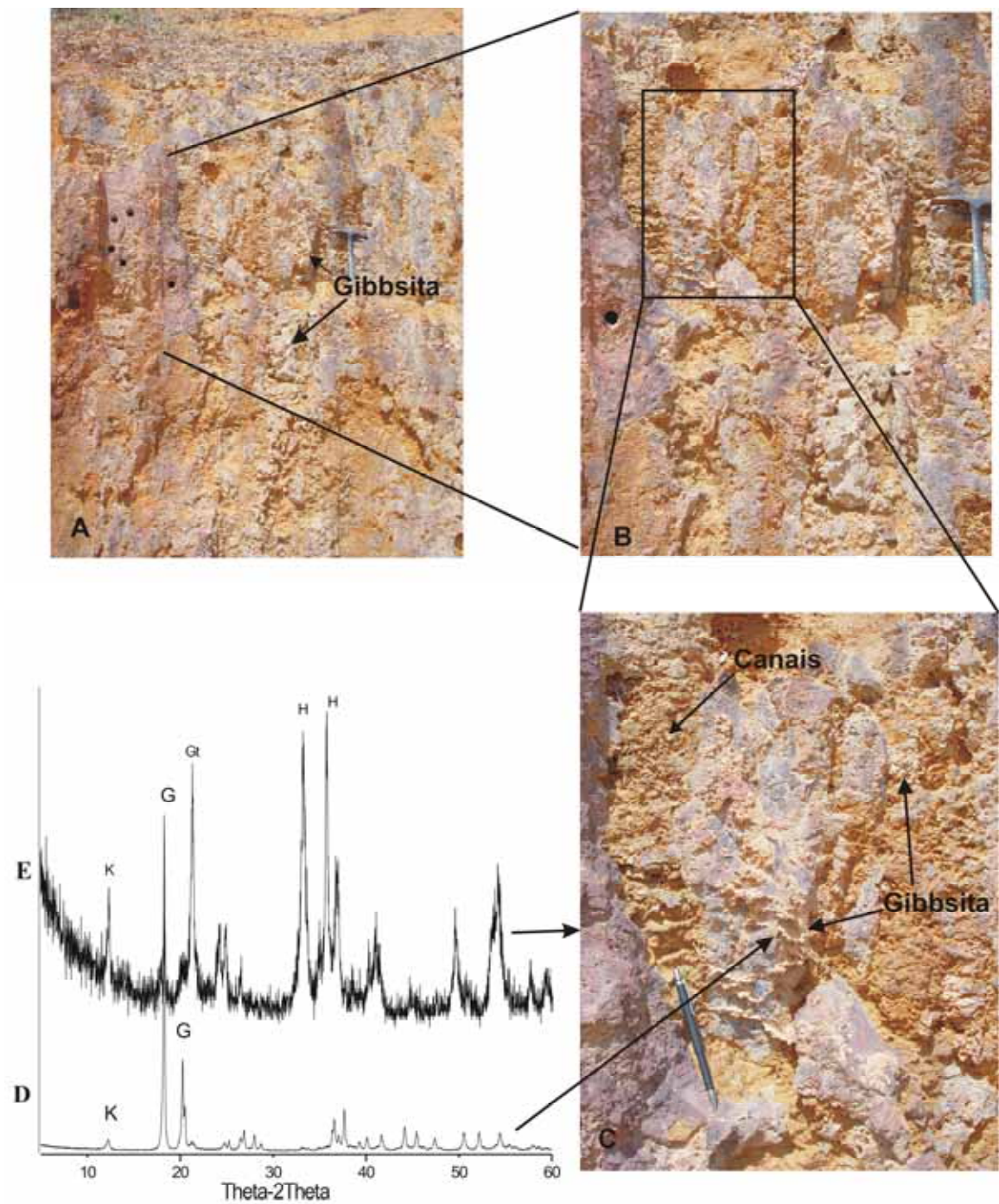


Figura 16 - A e B – Gibbsita na superfície das colunas ferruginosas do perfil 1B; C – canais preenchidos por material argiloso caulínico e gibbsítico; difratogramas da borda (D) e do núcleo (E) das colunas.

arenosa (Fig. 17a). Os ferruginosos são alongados e medem até 5 cm de comprimento, enquanto os aluminosos medem até 2 cm e são angulosos (Fig. 17b). O solo, com 2,0 m de espessura, tem

textura argilo-arenosa, amarelo-avermelhado e torna-se cinza escuro nos 20 cm superficiais devido a presença de matéria orgânica em decomposição.

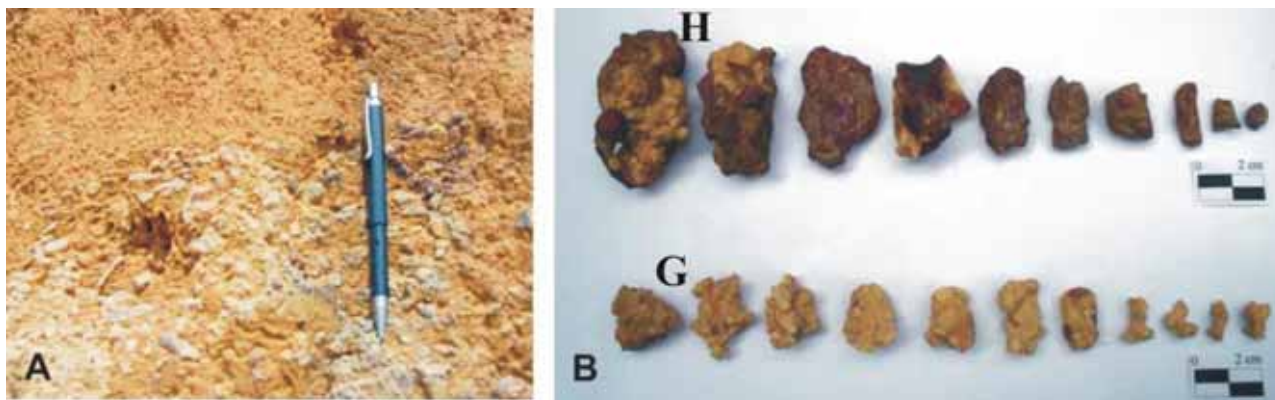


Figura 17 - A - contato entre o horizonte desmantelado e o solo do perfil 1B; B – fragmentos de hematita (H) e gibbsita (G).

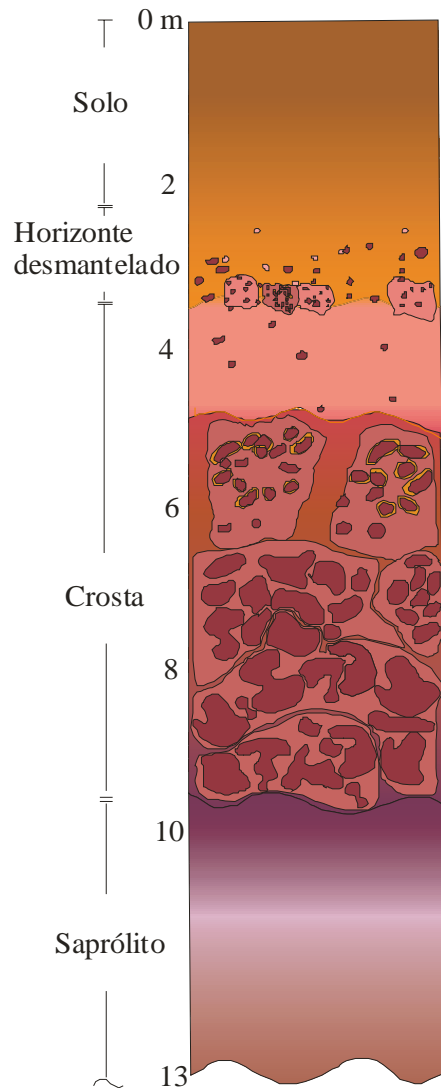
7.1.2. Perfil 2

O platô no qual esse perfil se desenvolveu é formado por rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé. Apresenta forma alongada segundo a direção E-SE, mede cerca de 7 km de extensão por 2,5 km de largura e altitude em torno de 240 m. Nele é possível diferenciar quatro horizontes principais, denominados, da base para o topo de: saprolito, crosta (fácies: aluminosa, alumino-ferruginosa, ferro-aluminosa e aluminosa), desmantelado e solo (Fig. 18).

Na base do perfil afloram 3 m de saprólito formado de material areno-argiloso avermelhado com porções argilosas mais esbranquiçadas, tem foliação incipiente ressaltada pelo alinhamento de minerais ferruginosos (Fig. 19a) e boa porosidade. Torna-se mais maciço em direção ao topo e adquire coloração marrom-avermelhada.

Para Delvigne (1994), sob condições de intensa lixiviação, os feldspatos comumente intemperizam-se para formar gibbsita, sem passar por uma fase material intermediária entre o feldspato residual e a caulinita. Isso gera grande quantidade de poros, como observado na

PERFIL 2



Solo com estrutura maciça e textura argilo-arenosa, amarelado na base e amarronzado no topo devido à decomposição da matéria orgânica.

Horizonte desmantelado formado por blocos decimétricos da crosta pisolítica e de fragmentos hematíticos avermelhados e gibbsíticos amarelo-esbranquiçados, individualizados, com menos de 3 cm de diâmetro, angulosos a sub-arredondados, envolvidos por matriz argilosa amarela-avermelhada.

Na base, a crosta é aluminosa, avermelhada a marrom, porosa e caverosa, com porções protonodulares. Na porção intermediária é aluminoferruginosa e ferro-aluminosa, avermelhada, cavernosa e mantém a textura protonodular. No topo, é aluminosa, rósea, porosa e tem textura protopisolítica a pisolítica. Os pisólitos hematíticos são angulosos ou arredondados, vermelhos escuros, cobertos por filme de goethita, variam de menos de 1 cm até 4 cm de diâmetro, diminuem em direção ao topo e estão envolvidos por plasma gibbsítico de coloração rósea.

Saprolito areno-argilo, avermelhado com porções argilosas esbranquiçadas, poroso, com foliação incipiente e lineamento de minerais ferruginosos. No topo é marrom-avermelhado a roxo e maciço.

LEGENDA







- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Fácies aluminosa de textura pisolítica |  | Blocos do fácies aluminosa de textura pisolítica |
|  | Fácies aluminosa de textura protonodular |  | Nódulos ferruginosos |
|  | Matriz ferruginosa e ferro-aluminosa |  | Pisólitos hematíticos com borda goethítica |

Figura 18 – Estruturação do perfil 2.

Fig. 20a, além da foliação do protólito, o que facilita ainda mais a percolação de fluidos e precipitação de hematita e goethita segundo um lineamento preferencial (Fig. 20b).

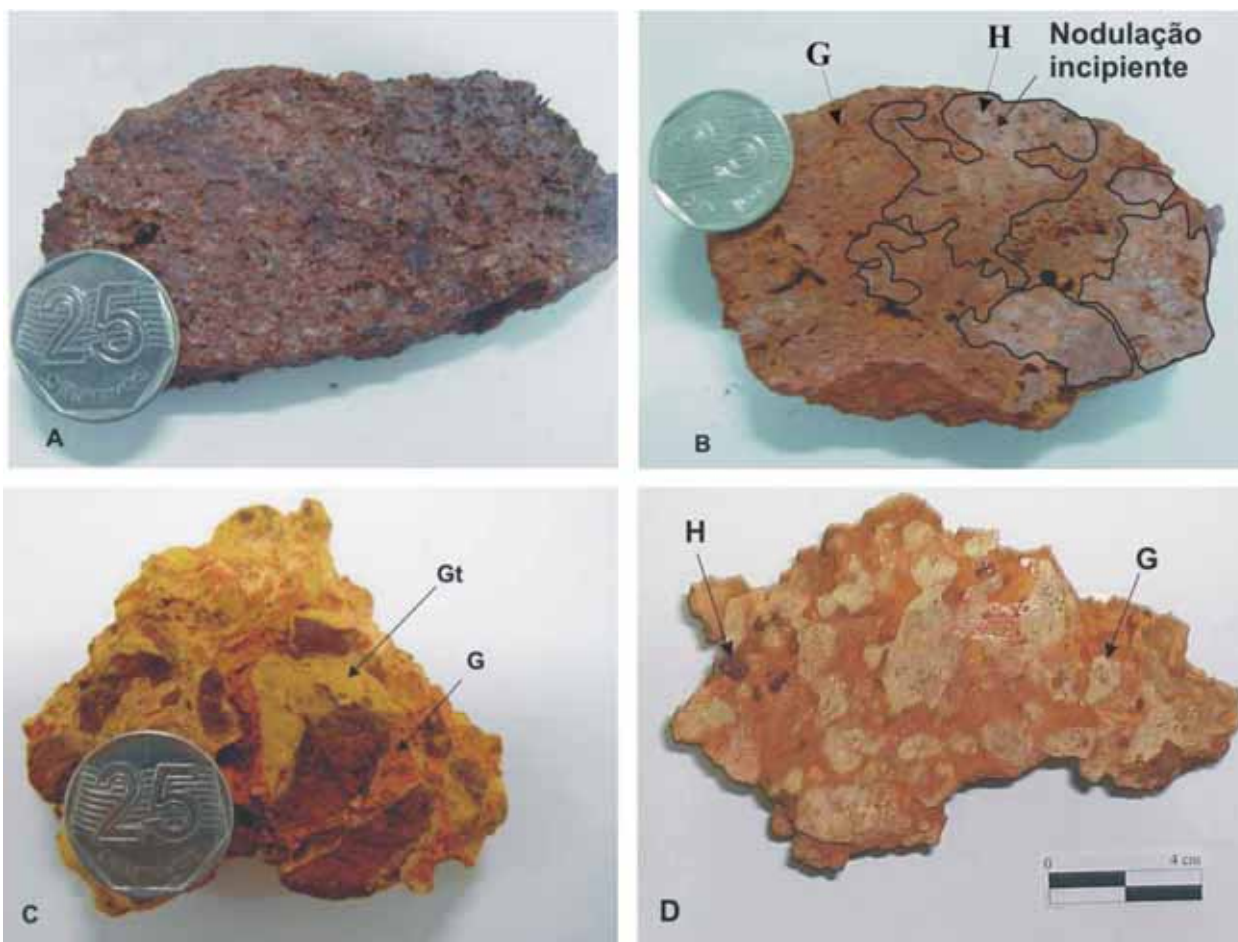


Figura 19 – Feições macroscópicas do perfil 2. A – saprolito poroso com foliação e lineamento preservados; B – crosta aluminosa protonodular; C – crosta aluminosa protopisolítica; D – crosta aluminosa pisolítica. (Gt = goethita, G = gibbsita, H = hematita).

Diretamente acima do saprolito, está a crosta laterítica com aproximadamente 6 m de espessura. A gibbsita é o mineral dominante e ocorre como cristais euhedrais bem desenvolvidos no plasma microcristalino gibbsítico-caulinítico dos horizontes aluminosos (Fig. 20c). Frequentemente aparece geminada (Fig. 20d).

A base da crosta é aluminosa, mede 2 m de espessura, é avermelhada a marrom, porosa e cavernosa, com porções protonodulares (Fig. 19b). Mostra grande número de alteromorfos, inclusive zonados, que podem ter resultado da substituição do feldspato (Fig. 20e e f). Delvigne

(1994) utiliza o termo isoalteromorfo quando uma associação de minerais secundários (caulinita, gibbsita hematita e goethita) que forma o argiliplasma (plasma formado por cristais menores que 2 mm) ocupa todo o espaço e adquire a forma do mineral preexistente. Ainda segundo Delvigne (1994), não é raro agregados de gibbsita assumirem a forma pseudo-hexagonal. A gibbsita ocorre também em camadas concêntricas ao redor de abundantes poros (Fig. 20g). A porção intermediária da crosta é alumino-ferruginosa e ferro-aluminosa, mede 2 m de espessura, mantém a textura protonodular, é cavernosa e tem coloração avermelhada. Na porção superior a crosta passa a aluminosa, também mede cerca de 2 m de espessura, é maciça e tem textura protopisolítica a pisolítica. Os pisólitos são hematíticos, angulosos a arredondados, vermelhos escuros, cobertos por filme de goethita, têm até 4 cm de diâmetro, diminuem em direção ao topo e estão envolvidos por plasma gibbsítico de coloração rósea (Fig. 19c). Nas porções mais aluminosas da crosta os nódulos são predominantemente aluminosos, esbranquiçados, com até 4 cm de diâmetro e estão envolvidos por plasma gibbsítico-ferruginoso rosa (Fig. 19d). Petrograficamente, a crosta exhibe oólitos com camadas concêntricas de gibbsita que sugerem remoção de Fe e precipitação de gibbsita (Fig. 20h).

Acima da crosta ocorre o horizonte desmantelado, tem 1,5 m de espessura, é formado por blocos decimétricos da crosta pisolítica (Fig. 21a) e pisólitos hematíticos avermelhados e gibbsíticos amarelo-esbranquiçados, isolados, com menos de 3 cm de diâmetro, angulosos a sub-arredondados, envolvidos por matriz argilosa friável amarela-avermelhada (Fig. 21b).

O solo mede 2,5 m de espessura, tem estrutura maciça e textura argilo-arenosa, é amarelado na base e torna-se acinzentado próximo à superfície devido à decomposição da matéria orgânica (Fig. 21c).

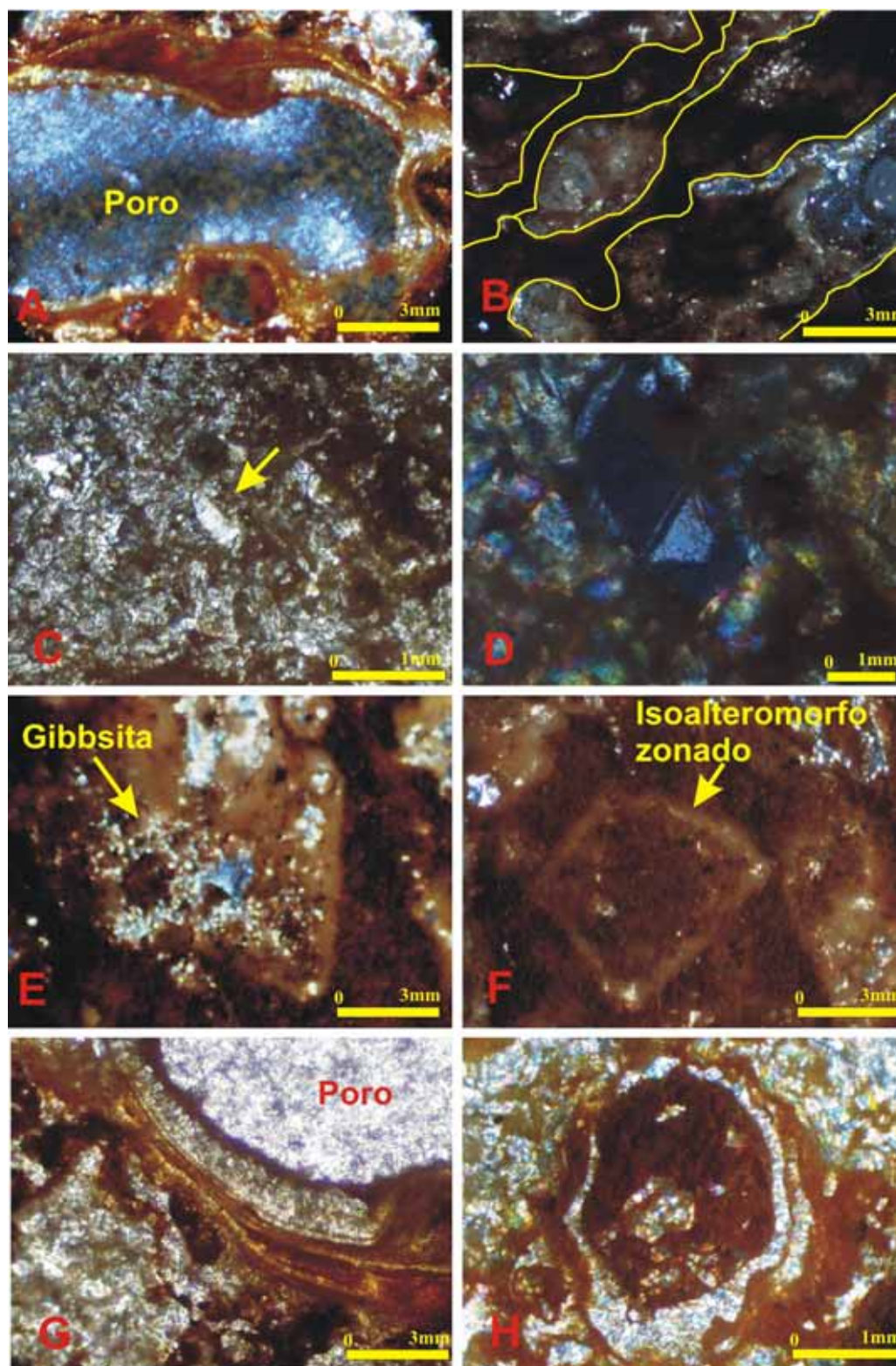


Figura. 20 – Feições microscópicas do perfil 2. A – poro gerado por intensa lixiviação do saprólito; B – lineamento de óxi-hidróxidos de Fe; C – cristal euhedral de gibbsita; D – cristal de gibbsita geminado; E - alteromorfo com desenvolvimento de gibbsita à custa do mineral primário (feldspato); F – isoalteromorfo zonado substituído por argiliplasma ferruginoso e aluminoso; G - poros com camadas concêntricas de gibbsita; H – oólito hematítico com camadas concêntricas de gibbsita.



Figura 21 – Topo do perfil 2. A – fragmento da crosta pisolítica; B – fragmentos hematíticos e gibbsíticos do horizonte dismantelado; C – solo (prof.: C1 = 1,5m; C2 = 1m; C3 = 0,5m; C4 = 0,1m).

7.1.3. Perfil 3

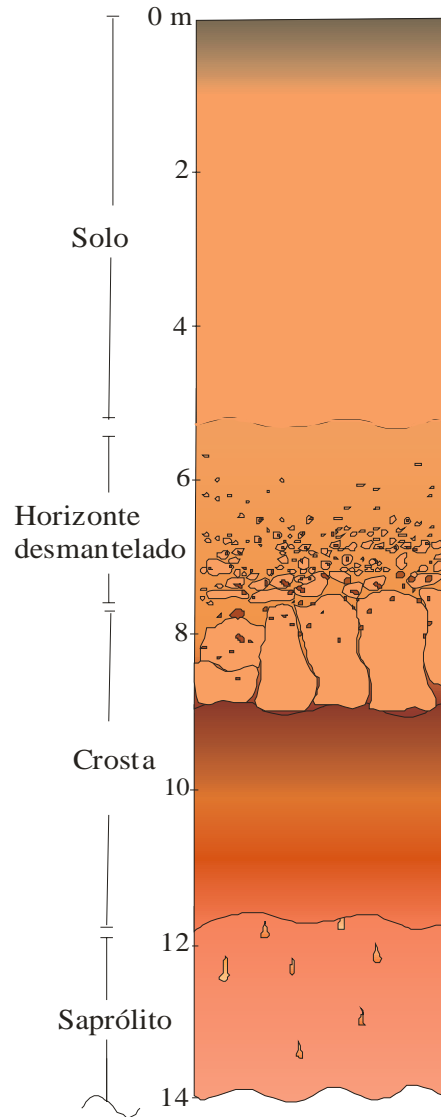
O perfil em estudo desenvolveu-se sobre as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera (Granito Água Boa), está em um platô alongado segundo a direção NE-SW que tem 25 km de extensão, 12 km de largura e cota de 320 m. No perfil foram identificados quatro horizontes, denominados, da base para o topo de: saprólito, crosta (fácies: aluminoso, ferro-aluminoso, alumino-ferruginoso e aluminoso), dismantelado e solo (Fig. 22).

Na base do perfil aflora 1,5 m de saprólito. É formado de fragmentos de rocha com estrutura maciça e porosa, envolvidos por matriz argilo-arenosa rósea-avermelhada e porções esbranquiçadas resultante da alteração do feldspato para caulinita (Fig. 23a). A gibbsita é o mineral predominante, mas também estão presentes caulinita e hematita (Fig. 23b). No topo

ocorre gibbsita microcristalina na parede dos poros (Fig. 24a) e ao redor dos nódulos hematíticos (Fig. 24b). Na interface saprólito/crosta, foi identificado possível cristal de feldspato em estágio avançado de intemperismo, onde gibbsita microcristalina substituiu o mineral preferencialmente ao longo das fissuras (Fig. 24c). De acordo com Delvigne (1994), mesmo sob condições de intenso intemperismo, o plagioclásio intemperiza-se gradualmente para gibbsita de modo que partes do mineral primário pode permanecer preservada. Ele destaca também formação de abundantes oólitos de hematita no interior de alteromorfos preenchidos por gibbsita (Fig. 24d).

A crosta laterítica tem 5 m de espessura e mostra quatro fácies distintos (aluminoso, ferro-aluminoso, alumino-ferruginoso e aluminoso). Na base da crosta o fácies aluminoso tem 2 m de espessura, estrutura maciça, textura vermiforme, bastante poroso, com tubos e canais preenchidos por argila caulínica (Fig. 25a). Esse fácies passa a vermelho escuro em direção ao topo onde ocorrem individualização incipiente dos nódulos ferruginosos e manchas pretas provocadas por material ferruginoso (principalmente hematita e goethita) (Fig. 25b e 26a). Acima, onde a nodulação apresenta-se mais desenvolvida, está o fácies ferro-aluminoso. Mede aproximadamente 80 cm de espessura, é vermelho escuro, tem textura protonodular, estrutura maciça, poroso e as fissuras estão preenchidas por material argiloso róseo de composição gibbsítica e caulínica (Fig. 25c e 26b). Essa porção da crosta torna-se mais aluminosa em direção ao topo, por isso denominado de fácies alumino-ferruginoso, mede cerca de 70 cm, mantêm a textura protonodular, mas alguns nódulos e pisólitos ferruginosos estão totalmente individualizados, e medem até 4 cm de diâmetro (Fig. 24e e f e 25d). No topo da crosta está o fácies aluminoso. Mede 1,5 m, tem textura nodular, estrutura maciça e cor amarelo-avermelhado a rosado. Os nódulos são, predominantemente, gibbsíticos, alongados, amarelo-esbranquiçados com até 1 cm de comprimento, enquanto os hematíticos têm forma subarredondada, são

PERFIL 3



Solo argilo-arenoso, com estrutura maciça, predominantemente, amarelo e cinza próximo a superfície devido a decomposição da matéria orgânica. O contato com a crosta é gradacional, com desaparecimento dos fragmentos em direção ao topo do perfil.

Horizonte desmantelado. Na base, os nódulos hematíticos e gibbsíticos coalescem para formar agregados (nódulos “popcorn”) decimétricos que diminuem de tamanho à medida que a proporção matriz/fragmentos aumenta em direção ao topo do perfil.

A base da crosta é aluminosa, vermelha-amarelada, tem textura vermicular e é porosa. Na porção intermediária é ferro-aluminosa, maciça, tem textura protonodular e cor vermelha escura. Em direção ao topo passa para o fácies aluminoso-ferruginoso, formado por blocos maciços e fragmentos da crosta, com fissuras preenchidas por material argiloso róseo, textura protonodular a nodular, porosa, vermelha escura a amarela-esbranquiado. No topo a crosta é aluminosa, tem estrutura maciça e textura nodular, cavernosa, amarela-avermelhada a rósea.

LEGENDA

	Fácies Al, Fe-Al e Al-Fe		Blocos do fácies aluminoso
	Matriz argilo-arenosa		Nódulos gibbsíticos
	Fragmentos de rocha		Nódulos hematíticos
	Nodulação incipiente		Nódulos “popcorn”

Figura 22 – Estruturação do perfil 3.

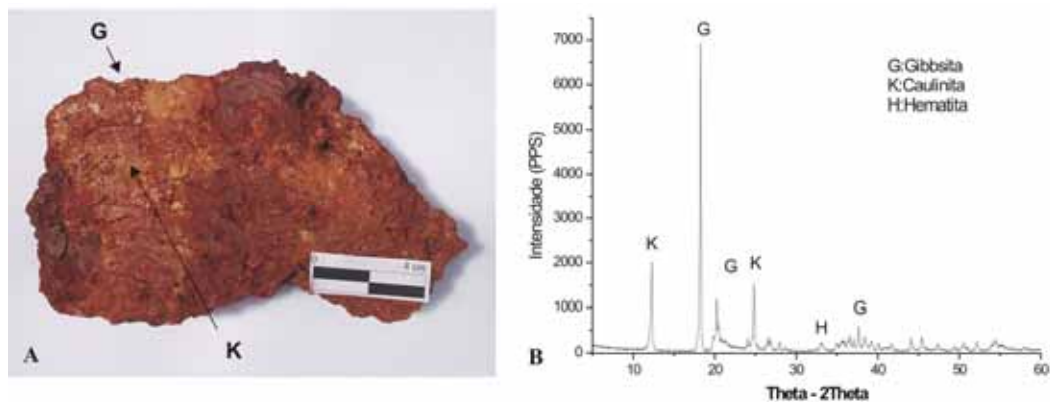


Figura 23 – Saprólito do perfil 3. A – fragmento do topo do saprólito; B – difratograma de raios-X com a identificação das reflexões dos principais minerais presentes no saprólito.

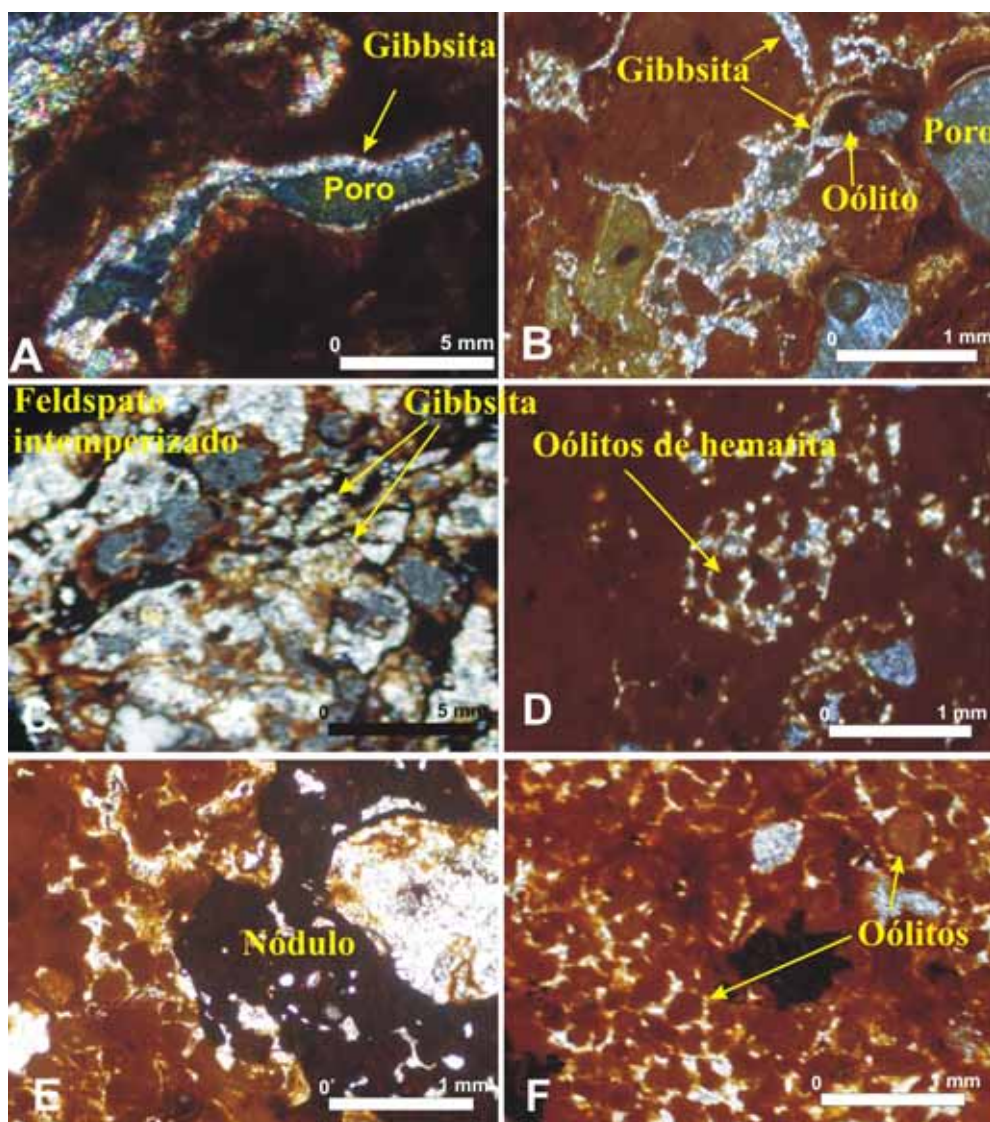


Figura 24 – Feições microscópicas da crosta do perfil 3. A – Gibbsita microcristalina perpendicular a parede do poro; B – camadas concêntricas de gibbsita ao redor dos nódulos; C – feldspato em estágio avançado de intemperismo; D – oólitos de hematita no interior de um alteromorfo de gibbsita; E e F – nódulo de hematita e individualização de vários oólitos na crosta ferro-aluminosa.

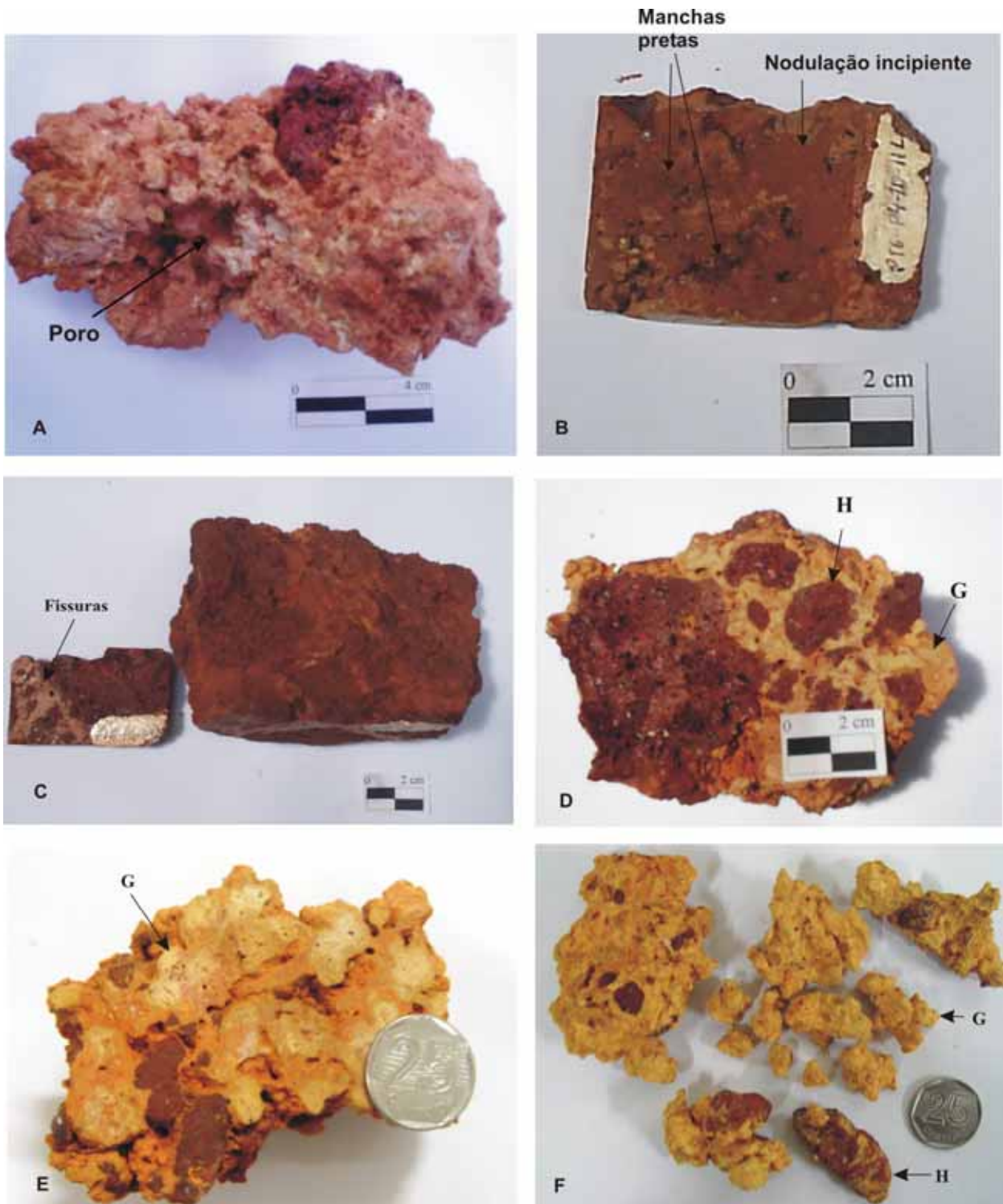


Figura 25 – Fácies da crosta do perfil 3. A – fácies aluminoso com preenchimento dos poros por caulinita; B – topo do fácies aluminoso protonodular onde se observa concentração de material ferruginoso; C – crosta ferro-aluminosa protonodular típica e fissuras; D - fácies protonodular com nódulos individualizados; E – fragmentos da crosta aluminosa com nódulos gibbsíticos e hematíticos parcialmente individualizados envolvidos por plasma rosa-avermelhado; F - concreções “popcorn”. G = gibbsita, H = hematita.

vermelhos, medem até 3 cm de diâmetro, e ambos estão envolvidos por plasma gibbsítico rosa (Fig. 25e). Acima da crosta, com aproximadamente 2 m de espessura, tem o horizonte desmantelado. Nele ocorrem nódulos hematíticos e gibbsíticos coalescentes que formam concreções, designadas “*popcorn*” por Bárdossy & Aleva (1990), inferiores a 15 cm de diâmetro que diminuem à medida que a proporção matriz/fragmentos aumenta em direção ao topo do perfil (Fig. 25f).

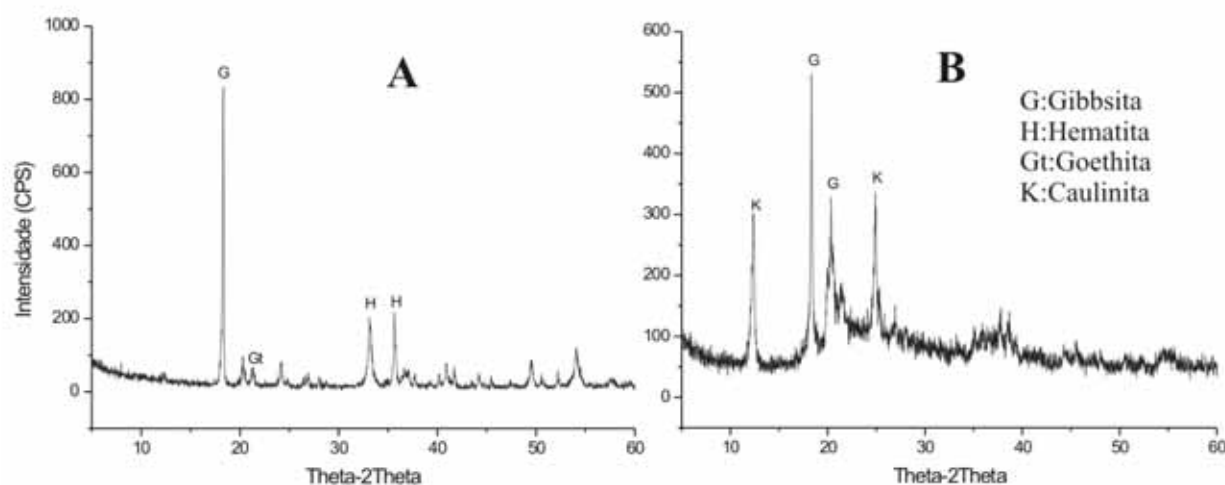


Figura 26 – Difratoogramas de raio-X com identificação das reflexões dos minerais que formam as manchas pretas da crosta aluminó-ferruginosa do perfil 3 (A) e o plasma argiloso (B) da crosta ferro-aluminosa protonodular.

O solo, com cerca de 5,5 m de espessura, é argilo-arenoso, tem estrutura maciça, predominantemente cor amarela a cinza nos 10 cm superiores devido à decomposição da matéria orgânica. O contato com a crosta é gradacional, com desaparecimento dos fragmentos em direção ao topo do perfil.

7.1.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3

O perfil 1 é constituído pelos horizontes saprolítico, mosqueado, crosta (fácies ferro-aluminoso), desmantelado e solo. No perfil 2 foram diferenciados os horizontes saprolítico, crosta

(fácies: aluminoso, alumino-ferruginoso, ferro-aluminoso e aluminoso), desmantelado e solo, enquanto no perfil 3, o saprolítico, a crosta (fácies: aluminoso, ferro-aluminoso, alumino-ferruginoso e aluminoso), desmantelado e solo. Se por um lado, no perfil 1 a crosta bauxítica está em subsuperfície ou foi erodida, por outro, nos 2 e 3 ela é bem desenvolvida.

A estruturação dos perfis 2 e 3 são mais semelhantes entre si do que com o perfil 1. Enquanto, no perfil 1 há uma espessa camada do horizonte mosqueado, no 2 e 3 ele parece ter sido quase inteiramente consumido para formar a crosta. Esse fato indica que estas crostas se formaram sobre condições hidrolíticas severas, conforme também verificado por Aleva (1979) no Suriname.

Os perfis também são diferentes quanto a variedade de texturas. No perfil 1 há predominância das texturas maciça e protonodular, no 2 o maciço e nodular, enquanto no 3 além destes ocorre também a vermiforme, onde os abundantes canais são preenchidos por material argiloso rico em caulinita e óxi-dróxidos de Fe.

7.2. DISTRIBUIÇÃO QUANTITATIVA DOS MINERAIS NOS PERFIS

Não há grandes variações nas espécies minerais dos perfis, no entanto, o percentual de cada mineral nos diferentes horizontes mostra diferenças significativas, o que é notório em perfis lateríticos, e serão apresentadas e discutidas neste sub-capítulo (Tab. 5).

A mineralogia da rocha-mãe do perfil 1 é predominantemente composta de quartzo, feldspato, caulinita, muscovita, mas ocorrem também turmalina, zircão e sericita, especialmente no fácies argiloso onde o conteúdo de feldspato supera o do quartzo (Radambrasil, 1978). Na

rocha vulcânica ácida do perfil 2 predominam fenocristais de plagioclásio, seguidos em menor proporção por hornblenda, biotita, quartzo e, mais raramente, feldspato alcalino, dispersos numa matriz constituída essencialmente por quartzo e plagioclásio (CPRM, 2000). O granito Água Boa, protólito do perfil 3, é composto por três fácies principais: o granito rapakivi composto de quartzo e megacristais de K-feldspato comumente bordejados por plagioclásio; o biotita granito, que além do quartzo e feldspato tem a biotita como principal mineral ferromagnésiano, junto de minerais acessórios como topázio, fluorita, opacos e zircão; por fim, o topázio granito composto por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, além de muscovita e, em menor quantidade, topázio (Lenharo *et al.*, 2003).

O estudo mineralógico mostrou que nos três perfis estudados a caulinita e a gibbsita são os minerais predominantes (até 89%), a hematita + goethita mostram teores mais elevados na crosta ferruginosa (até 52%), enquanto quartzo e anatásio ocorrem, em geral, subordinadamente. A illita e a muscovita ocorrem apenas na porção argilosa do saprolito do perfil 1A. Essa composição não varia muito da encontrada na maioria dos perfis da Amazônia, quando comparado aos dados de Kronberg *et al.* (1982); Boulangé & Carvalho (1997); Costa (1997); Kotschoubey *et al.* (1997); Lucas (1997) e Horbe *et al.* (2001) entre outros.

7.2.1. Perfil 1

Perfil 1A

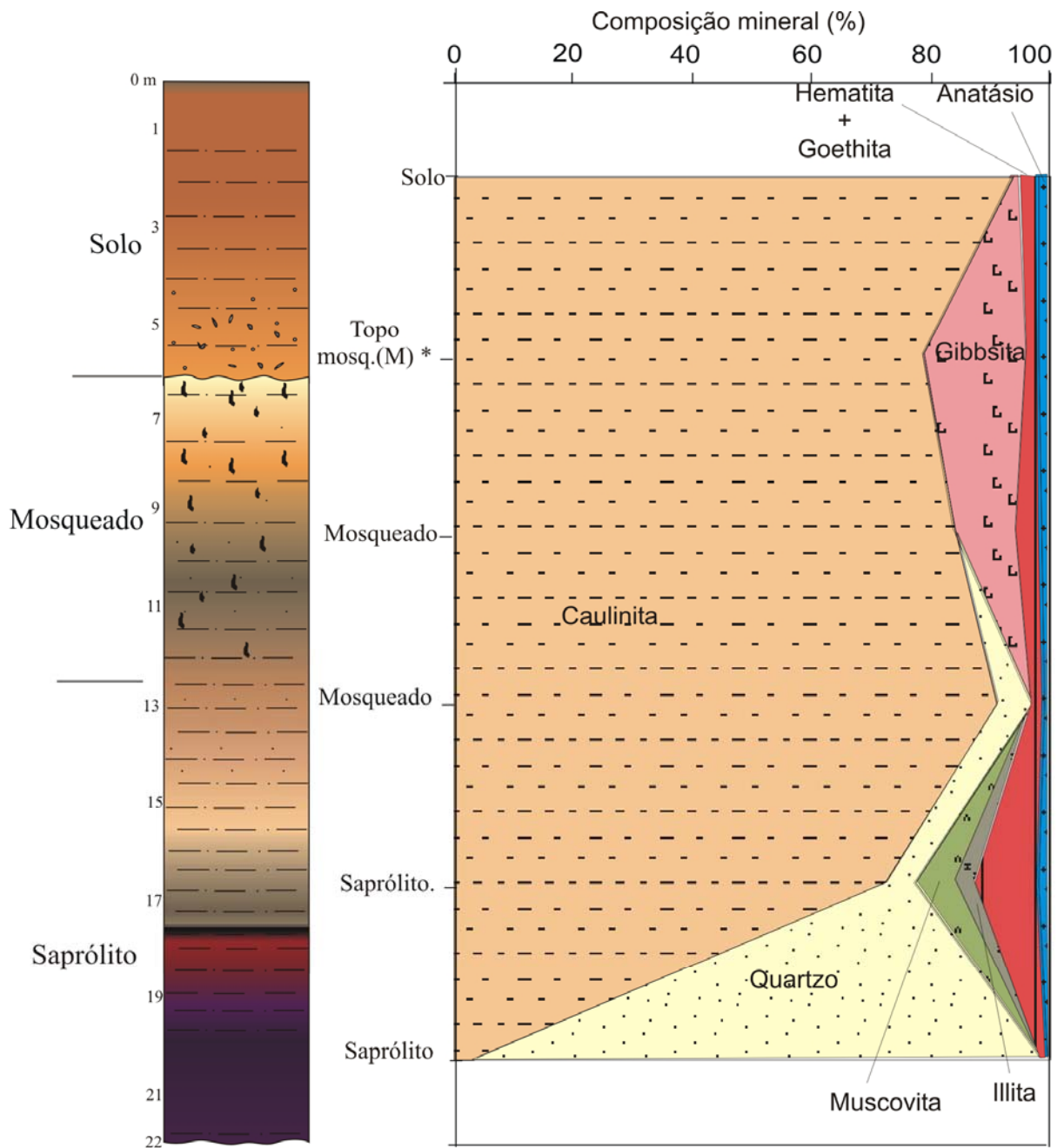
Os teores mais elevados de quartzo (> 95 %) foram observados na porção arenosa do saprolito que em direção ao topo do perfil passa a apresentar teores inferiores a 1 % desse mineral. (Tab. 5). A caulinita é dominante em todo o perfil, ocorre em teores mais elevados no horizonte mosqueado (até 90 %) e no solo (até 89 %), enquanto os mais baixos foram

observados no saprólito arenoso (4 %) e nas concreções aluminosas que ocorrem no topo do horizonte mosqueado (14 %) (Tab. 5 e Fig. 27). As concreções aluminosas e matriz do mosqueado foram tratadas separadamente e apresentada no gráfico a fração predominante.

Tabela 5. Composição mineralógica, em % em peso dos perfis estudados.

Horizontes	Quartzo	Caulinita	Gibbsita	Hem+Goe	Anatásio	Muscovita	Illita	Total
Perfil 1A								
Solo	<1	89	2	3	2	<1	<1	97
Mosq. (C)	<1	14	80	4	1	<1	<1	100
Mosq. (M)	<1	76	17	2	2	<1	<1	98
Mosqueado	1	82	10	4	2	<1	<1	99
Mosqueado	6	90	<1	2	1	<1	<1	100
Saprólito	5	71	<1	10	2	7	3	99
Saprólito	94	4	<1	1	<1	<1	<1	100
Perfil 1B								
<i>Crosta</i>								
Fácies Fe-Al	15	4	26	52	<1			98
Matriz (topo)	3	88	2	7	2			102
Fácies Fe-Al	10	4	33	51	<1			99
Matriz (base)	2	77	8	13	1			101
Perfil 2								
Solo	<1	11	68	14	4			98
Desmant. (C)	<1	31	65	1	1			99
Desmant. (M)	<1	15	66	13	4			99
<i>Crosta</i>								
Fácies Al	<1	8	87	3	1			100
Fácies Fe-Al	<1	10	39	48	1			99
Fácies Al-Fe	<1	3	69	25	1			99
Fácies Al	<1	3	86	9	1			100
Saprólito	<1	34	53	11	2			101
Perfil 3								
Solo	<1	77	9	8	2			97
Desmant. (C)	<1	17	75	6	2			101
Desmant. (M)	<1	79	9	7	2			98
<i>Crosta</i>								
Fácies Fe-Al a Al	<1	13	38	47	2			101
Fácies Al	<1	18	66	14	<1			99
Saprólito	2	52	39	7	<1			101

C = concreção; M = matriz; Mosq = mosqueado; Desmant = horizonte desmantelado.



* Composição mineralógica das concreções:
 Q (< 1%); C (14%); G (80%); H + Gt (4%); M (< 1%);
 I (< 1%); An (1%)

Figura 27 – Distribuição da composição mineralógica do perfil 1A. G = quartzo; C = caulinita; G = gibbssita; H = hematita; Gt = goethita ; M = muscovita; I = illita; An = anatásio.

Os teores mais elevados de gibbsita foram encontrados nas concreções aluminosas (80 %) e na matriz (17 %) do topo do horizonte mosqueado, enquanto os mais baixos foram verificados no saprólito (<1 %) (Tab. 5 e Fig. 28). A distribuição da gibbsita ao longo do perfil é inversa a do quartzo, enquanto o primeiro aumenta, em direção ao topo, o segundo diminui (Tab. 5 e Fig. 27) em consequência da incompatibilidade genética desses dois minerais, pois a presença de quartzo indica disponibilidade de Si e a tendência é que este se combine com o Al formando caulinita em vez de gibbsita.

Os teores de hematita+goethita são relativamente baixos e não ultrapassam 10 % no fácies argiloso do saprólito e no núcleo das colunas do topo do horizonte mosqueado (Tab. 5) A illita (3%) e muscovita (7%) foram identificadas somente no saprólito (Fig. 27). As reflexões correspondentes à illita foram identificadas somente após a separação da fração argilosa (Fig. 29). O anatásio aumenta progressivamente de teor da base (< 1%) para o topo (2%) do perfil. (Tab. 5 e Fig. 29).

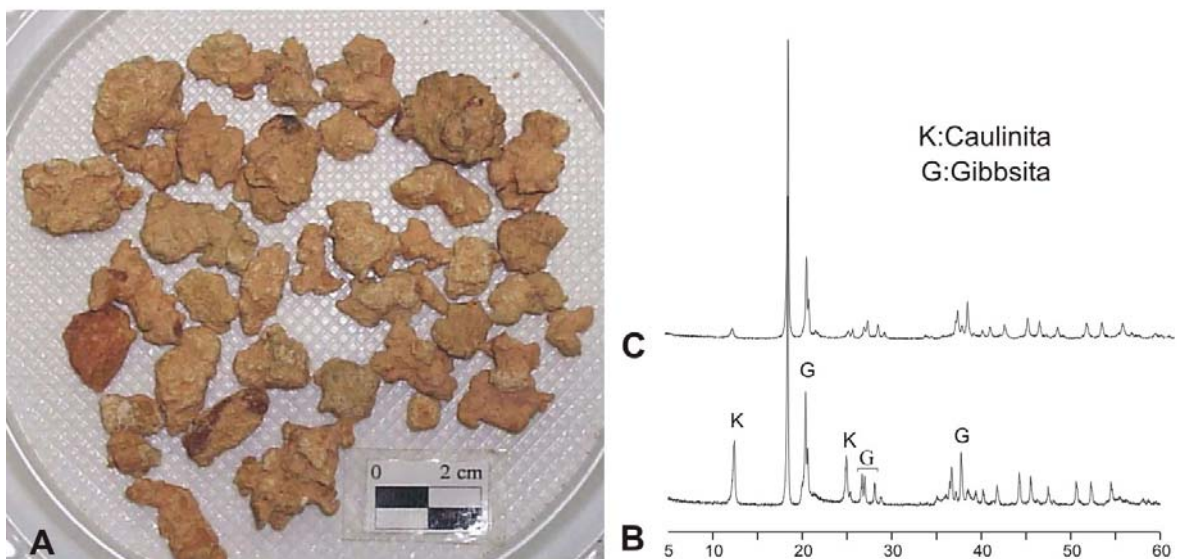


Fig. 28 – Topo do horizonte mosqueado. A - fragmentos desagregados das colunas; B – difratograma da borda das colunas; C – difratograma das concreções gibbsíticas.

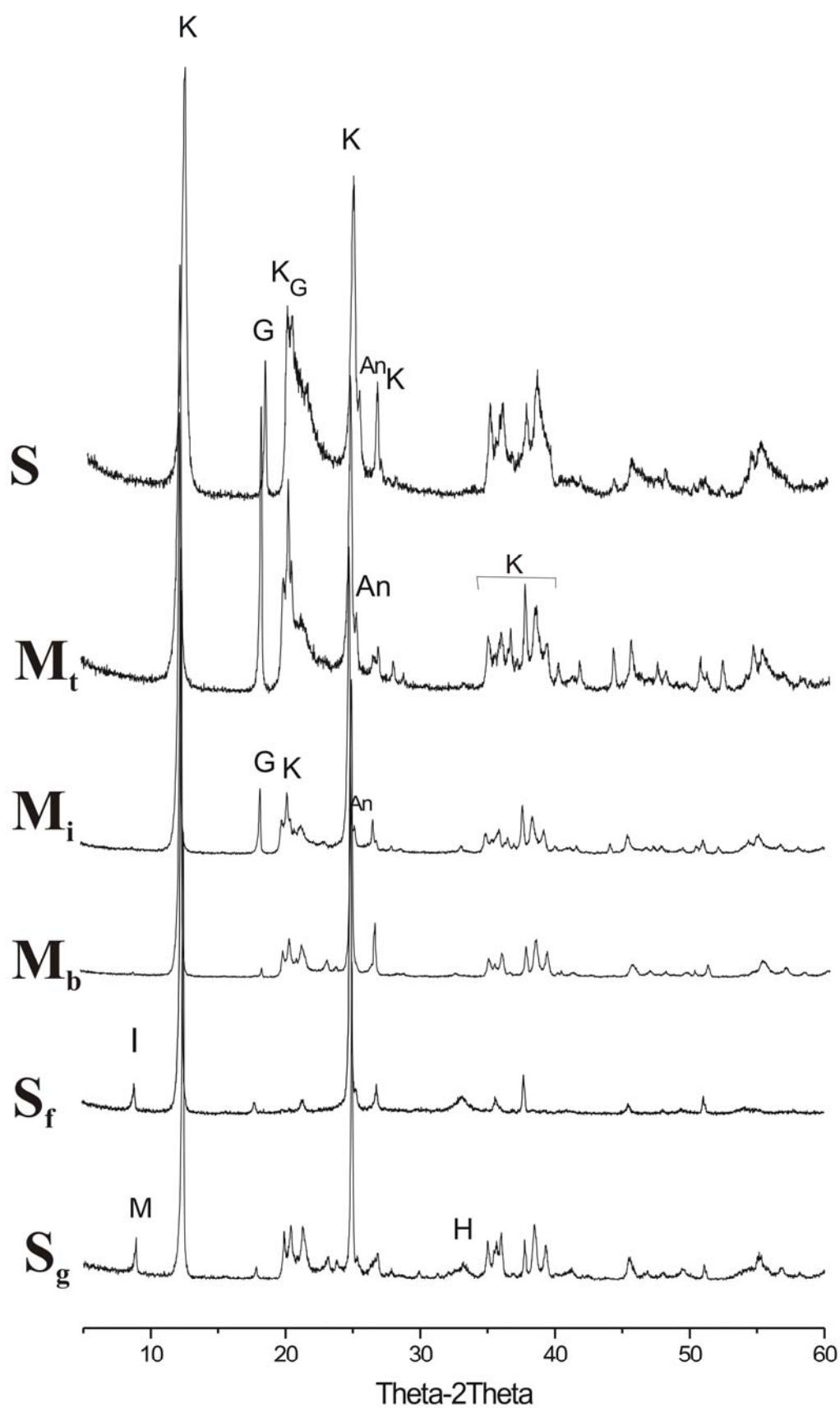


Figura 29 – Mineralogia do perfil 1 obtida por DRX. S_g – saprólito (areia); S_f – saprólito (argila); M_b – mosqueado (base); M_i – mosqueado (porção intermediária); M_t – topo do mosqueado (matriz); S – solo (prof. = 1,0 m). K (caulinita), G (gibbsita), Q (quartzo), An (anatásio) e H (hematita).

Perfil 1B

Os maiores teores de hematita + goethita estão na crosta e, praticamente, não variam da base (51 %) para o topo da crosta (52 %), exceto na matriz onde não ultrapassa 13 % (Tab. 5 e Fig 30). A gibbsita é o segundo mineral mais abundante tanto na base (33%) como no topo da crosta colunar (26 %) onde ocorre, principalmente, aderida à superfície destas (Fig. 16). Está presente também na matriz argilosa, mas não ultrapassa 8 % na base do perfil (Tab. 5).

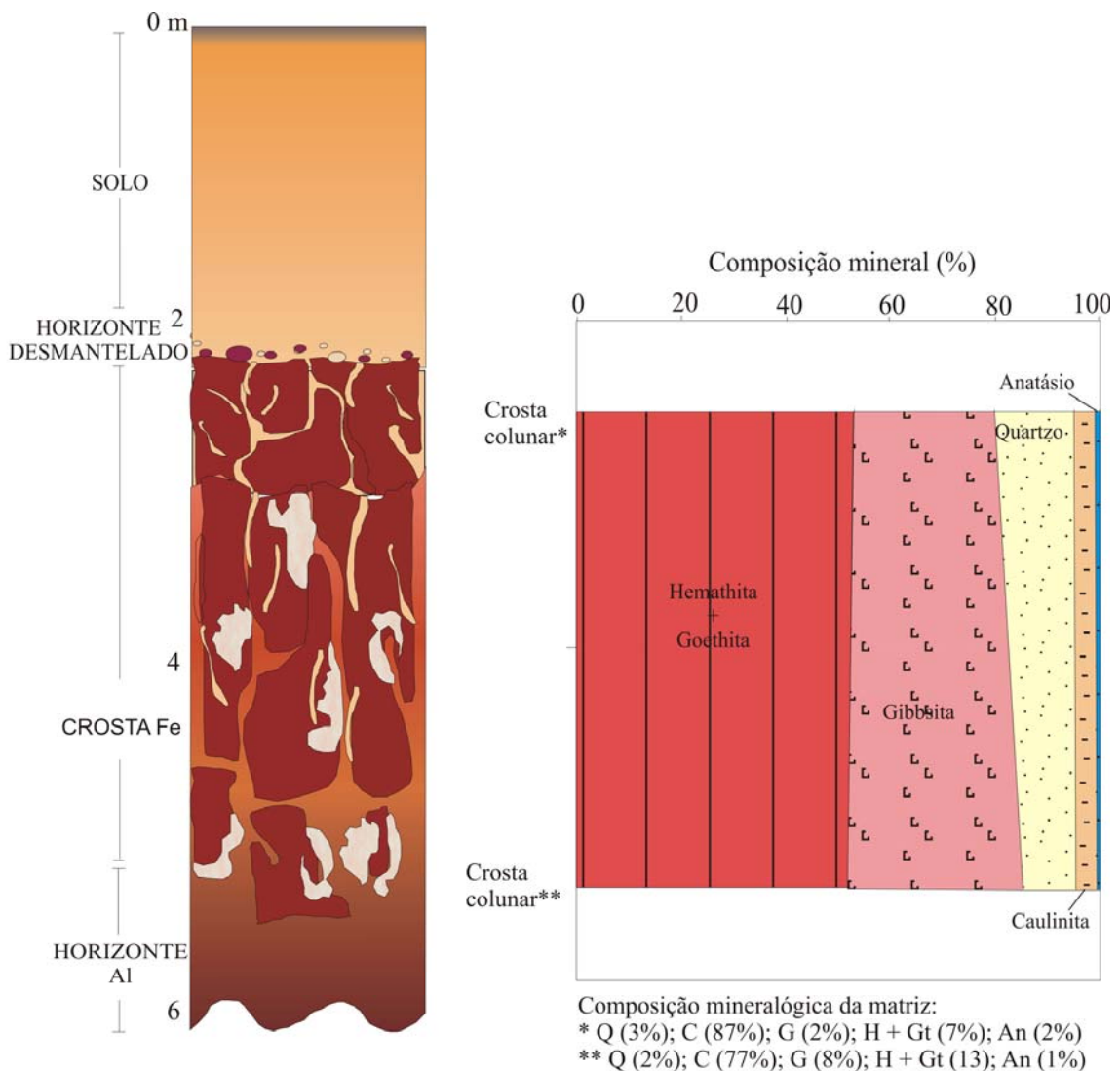


Figura 30 – Distribuição da composição mineralógica do perfil 1B. Q = quartzo; C = caulinita; G = gibbssita; H = hematita; Gt = goethita ; An = anatósio.

A caulinita é o mineral dominante na matriz que preenche os canais da base (77 %) e do topo (88 %) da crosta ferruginosa colunar (88 %). Entretanto, na parte endurecida da crosta

o teor de caulinita é muito baixo e não ultrapassa 4 % (Tab. 5). O teor de quartzo é ligeiramente maior no topo da crosta (15 %) e menor na base (10 %), enquanto na matriz não ultrapassa 3 %. O teor de anatásio também praticamente não varia, é < 1% na crosta e não ultrapassa 2 % na matriz.

7.2.2. Perfil 2

Enquanto o quartzo ocorre em menos de 1 %, a gibbsita é o mineral dominante em todo o perfil, os teores mais elevados estão nos fácies aluminosos do topo (87 %) e da base (86 %) da crosta. Por outro lado, os teores mais baixos aparecem na crosta ferro-aluminosa (39 %) e no saprólito (53 %) (Tab. 5 e Fig. 31).

A caulinita predomina no saprólito (34%) e embora, freqüentemente, seus teores sejam maiores na fração argilosa do topo dos perfis, nesse perfil ela contribui com apenas 15 % da matriz do horizonte desmantelado, o restante distribuídos em gibbsita (66 %) e hematita + goethita (13 %). No solo os teores de caulinita são baixos (11 %) e menores ainda na crosta, onde variam de 3 a 10 % nos fácies aluminoso e ferro-aluminoso, respectivamente (Tab. 5). Sua distribuição ao longo do perfil é inversa a da gibbsita (Fig. 31).

Os teores mais elevados de hematita + goethita estão nos fácies ferro-aluminoso (48 %) e alumino-ferruginoso (25 %) da crosta, enquanto os mais baixos nas concreções aluminosas do horizonte desmantelado (1%) e nos fácies aluminosos do topo (3 %) e da base (9 %) da crosta (Tab. 5 e Fig. 31).

Os teores mais elevados de anatásio estão na matriz (4 %) do horizonte desmantelado e no solo (4 %), enquanto os mais baixos na crosta (1%) e nas concreções (Tab. 5), o que indica que não há afinidade entre Fe e Ti. Resultados semelhantes foram obtidos por Angélica (1991); Costa (1997); Kotschoubey *et al.* (1997); Lucas (1997); Horbe *et al.* (1999), dentre

outros. Segundo Costa (comunicação verbal), o padrão mineralógico desse perfil é semelhante ao dos perfis bauxíticos da Amazônia Oriental e Baixo Amazonas.

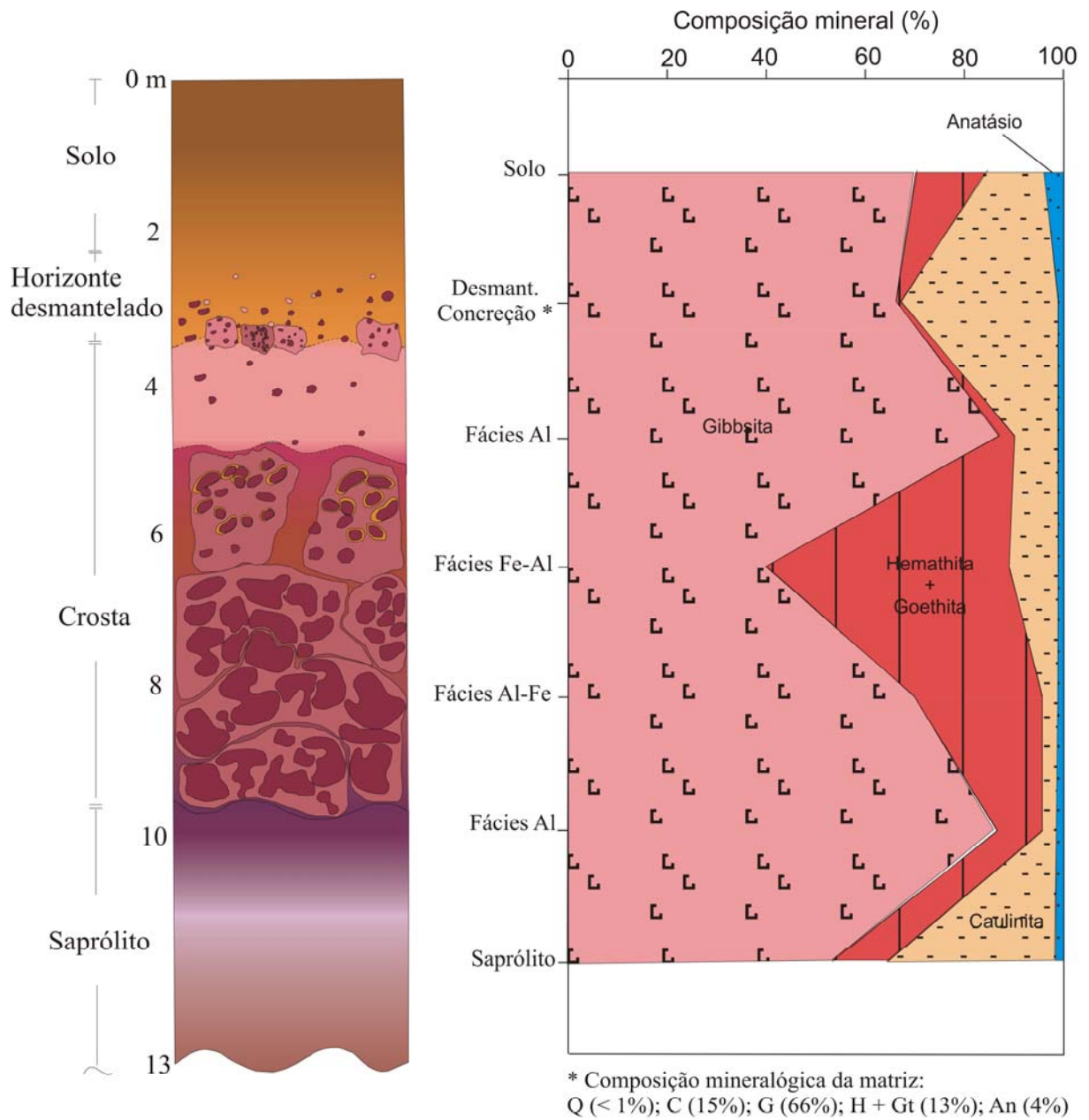


Figura 31 – Distribuição da composição mineralógica do perfil 2. Q = quartzo; C = caulinita; G = gibbsita; H = hematita; Gt = goethita ; An = anatásio.

7.2.3. Perfil 3

Assim como no perfil 2, os teores de quartzo são muito baixos e não ultrapassam 2 %. Os de gibbsita são em média menores, enquanto os de caulinita maiores quando comparados aos do perfil 2 (Tab. 5 e Fig. 32). Os teores mais representativos de gibbsita foram verificados

nas concreções aluminosas do horizonte desmantelado (75%) e no fácies aluminoso (66%) da crosta, enquanto no restante do perfil não ultrapassam 39 %.

A caulinita mostra teores mais elevados na matriz do horizonte desmantelado (79%) e no solo (77%), enquanto os mais baixos foram registrados nos fácies ferro-aluminoso (13%) e aluminoso (18%) da crosta e também nas concreções (17%) do horizonte desmantelado (Tab. 5). Hematita + goethita têm teores mais elevados no fácies ferro-aluminoso a aluminoso (47%), enquanto no restante do perfil apresenta no máximo 14 % (Tab. 5). O anatásio é baixo e aumenta progressivamente do saprólito, onde ocorre com 1%, para o solo com 2%.

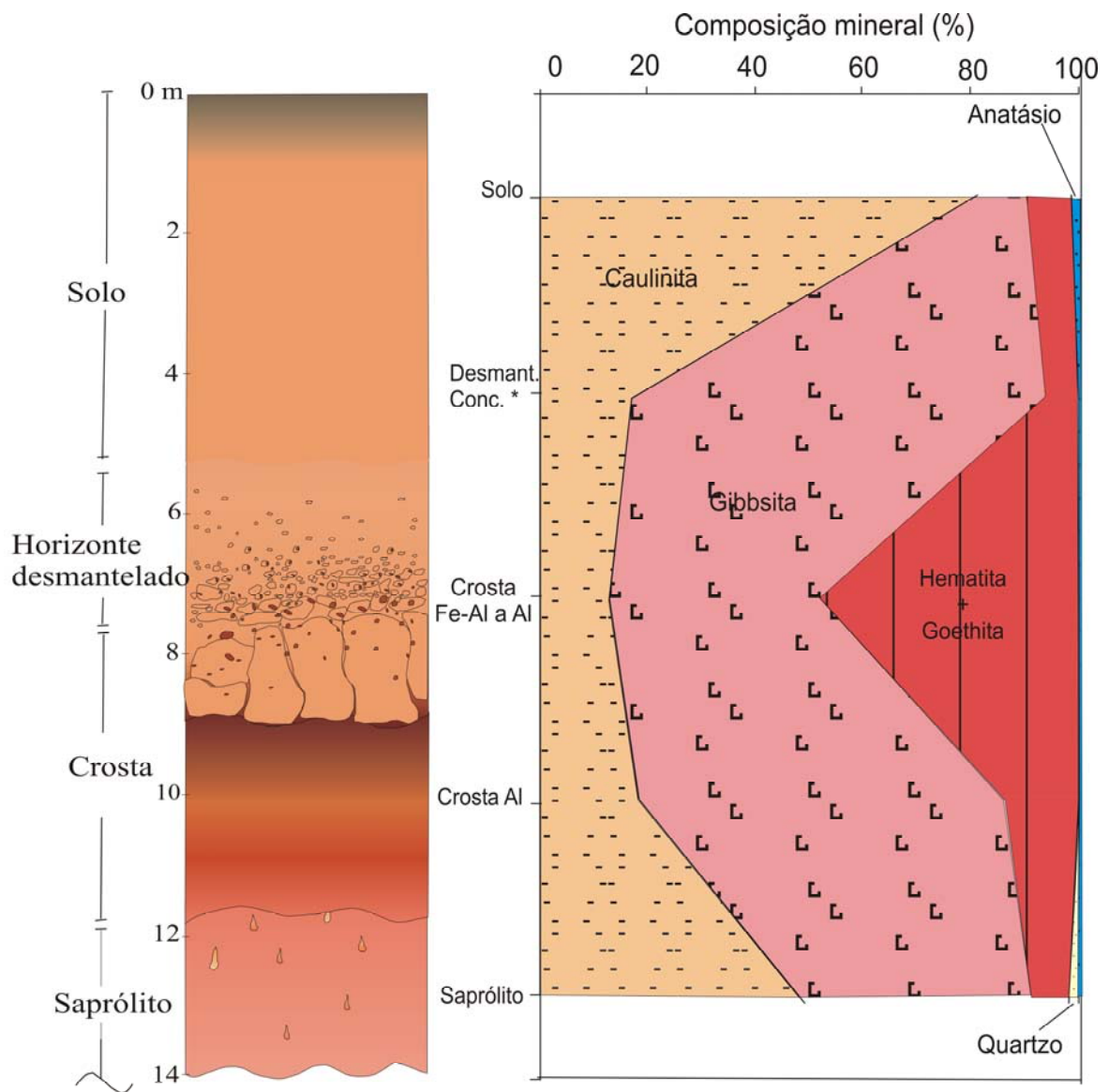


Figura 32 – Distribuição da composição mineralógica do perfil 3. Q = quartzo; C = caulinita; G = gibbsita; H = hematita; Gt = goethita ; An = anatásio.

Os resultados mineralógicos dos perfis P1, P2 e P3 mostram que os teores mais altos de gibbsita estão nos perfis 2 e 3. Essa diferença pode ser devida tanto à natureza dos protólitos como à erosão do horizonte bauxítico, uma vez que o perfil 1 foi truncado no topo do horizonte mosqueado.

7.2.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3

Nos três perfis estudados a caulinita é menor na crosta, enquanto hematita + goethita aumentam, sobretudo nos fácies ferro-aluminosos. Em todos os perfis o quartzo é baixo, exceto no fácies arenoso do saprólito do P1.

Os teores mais altos de gibbsita estão nos fácies aluminosos da base e do topo das crostas tanto do P2 como do P3, enquanto no P1 a base da crosta, provavelmente onde estaria o teor mais alto desse mineral não está exposta. Teores altos de gibbsita também ocorrem nas concreções aluminosas do horizonte desmantelado do P3 e, subordinadamente do P2 e P1.

A caulinita é mais abundante no P1, enquanto no P2 e P3 dá lugar principalmente gibbsita. Enquanto no P1 e P3 a caulinita domina no solo, no P2 a gibbsita é mais abundante. A hematita + goethita tem teores mais altos no P1, devido ser onde a crosta ferruginosa apresenta-se melhor desenvolvida. O quartzo é mais alto no P1, enquanto no P2 e P3 não ultrapassa 1%. A muscovita e a illita foram identificadas somente no fácies argiloso do P1 devido principalmente a natureza da rocha-mãe.

Em relação ao anatásio, não foram verificadas grandes diferenças entre os teores de um perfil para outro e em todos aumenta para o topo. Esse comportamento deve-se a este ser neoformado a partir da destruição de minerais que contém Ti como a magnetita, e sendo um elemento pouco móvel que se concentra como o Al. Segundo Rollinson (1993), o anatásio não se acumula com hematita + goethita e gibbsita devido a incompatibilidade de cargas do Ti^{4+} em relação as do Fe^{3+} e Al^{3+} , impedindo que ocorra substituição isomórfica entre esses elementos.

7.3. DISTRIBUIÇÃO DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA

7.3.1. Elementos Maiores

SiO₂ e Al₂O₃ são os constituintes químicos predominantes dos perfis estudados. Fe₂O₃ e P.F (água e outros voláteis) apresentam teores intermediários entre os dois primeiros e TiO₂ e P₂O₅. Suas distribuições ao longo dos perfis estão intimamente relacionadas à composição mineralógica de cada horizonte, conforme apresentado a seguir.

7.3.1.1. Perfil 1

Perfil 1A

Os elementos maiores mais significativos no perfil são SiO₂ e Al₂O₃ (Tab. 6 e Fig. 33). Os teores mais elevados de SiO₂ ocorrem no fácies arenoso do saprólito (95,68 %), essencialmente como quartzo. Por outro lado, os teores mais baixos estão nas concreções aluminosas (6,58 %) situadas no topo do horizonte mosqueado, uma vez que a gibbsita é o mineral mais abundante (Tab. 6). O Al₂O₃ é maior nas concreções aluminosas do topo do mosqueado (57,88 %) e menor no fácies arenoso (1,44 %) do saprólito. O solo assemelha-se à base do mosqueado.

O Fe₂O₃ ocorre em teores relativamente baixos, varia entre 0,86 % e 10,77 %, nos fácies arenoso e argiloso do saprólito, respectivamente (Tab. 6 e Fig. 33) e reflete a composição mineralógica: quartzosa no fácies arenoso e caulínica no argiloso (Fig. 27). A preferência desse elemento pela fração fina sugere a disseminação de hematita e goethita entre os argilominerais. A correlação negativa entre Fe₂O₃ e SiO₂ ($r = -0,28$) sugere que para formar a crosta é necessário que o quartzo seja dissolvido.

Tabela 6 – Composição química dos óxidos maiores, em % para os perfis estudados.

Perfil 1 ^a							
Horizontes	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total
Solo	41,50	36,18	2,74	1,79	0,04	17,40	99,65
Mosqueado (Concreção)	6,58	57,88	3,56	1,18	0,02	30,50	99,74
Mosqueado (Matriz)	35,22	40,84	2,02	1,82	0,04	19,70	99,64
Mosqueado	38,34	39,29	4,14	1,52	0,04	16,30	99,65
Mosqueado	47,79	35,51	1,66	1,04	0,05	13,60	99,69
Saprólito*	42,09	32,05	10,77	1,68	0,19	11,80	99,41
Saprólito	95,68	1,44	0,86	0,43	0,02	1,40	99,85
Perfil 1B							
Crosta							
Fácies Fe-Al	18,28	18,34	51,76	0,70	0,02	9,61	98,62
Matriz (topo)	40,87	36,04	6,32	1,65	0,2	14,80	99,68
Fácies Fe-Al	12,57	23,41	50,95	0,60	0,2	11,02	98,55
Matriz (base)	35,70	35,59	13,27	1,02	0,1	14,71	100,29
Perfil 2							
Solo	5,24	48,93	13,60	3,62	0,1	27,70	99,13
Desmantelado (Concreção)	14,60	55,12	1,14	1,02	<0,01	27,90	99,82
Desmantelado(Matriz)	6,98	49,11	13,38	3,54	0,1	26,10	99,15
Crosta							
Fácies Al	3,82	59,88	3,37	1,32	0,03	31,30	99,73
Fácies Fe-Al	4,54	29,27	47,55	0,94	0,06	17,40	99,74
Fácies Al-Fe	1,54	46,43	25,04	1,03	0,08	25,60	99,68
Fácies Al	1,48	57,76	8,80	1,24	0,22	30,00	99,32
Saprólito	15,79	47,79	10,54	1,46	0,29	23,40	99,09
Rocha-mãe ¹	71,27	14,73	3,31	0,36	0,29 ³	0,5	95,70
Perfil 3							
Solo	35,91	36,41	7,75	1,78	0,02	17,50	99,39
Desmantelado (Concreção)	7,84	55,65	6,24	0,64	<0,01	29,40	99,81
Desmantelado(Matriz)	36,82	37,20	6,79	1,59	<0,01	17,00	99,44
Crosta							
Fácies Fe-Al a Al	5,85	29,57	46,96	0,32	0,04	17,20	99,94
Fácies Al	8,42	50,39	13,74	0,27	<0,01	27,00	99,86
Saprólito	24,28	45,92	6,70	0,42	<0,01	22,40	99,76
Rocha-mãe ²	75,86	12,55	1,61	0,16	0,04	0,70	96,04

* Única amostra com teores de MgO (0,17%) e K₂O (1,02%) superiores ao limite de detecção (0,01 e 0,04%, respectivamente).

Na₂O e CaO são menores que 0,01%.

¹Vulcânica ácida (Costa *et al.* 1988)

Na₂O (2,53 %), CaO (0,85 %) e MgO (0,28 %).

²Biotita granito (Lenharo *et al.* 2003)

Na₂O (3,71 %), CaO (0,05 %) e MgO (0,04 %).

³Vulcânica ácida (CPRM, 2000).

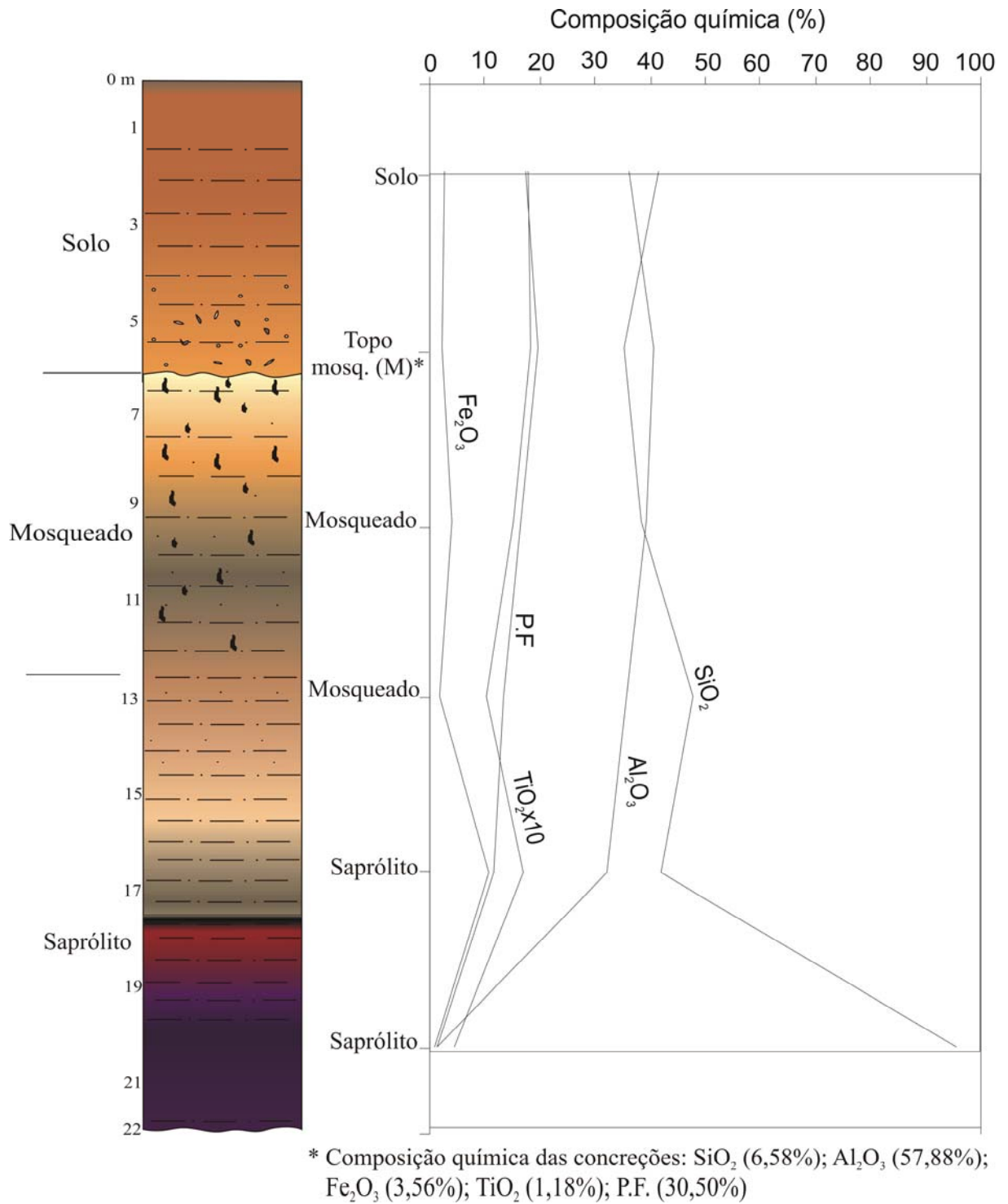


Figura 33 – Distribuição da composição química do perfil 1A.

A perda ao fogo (P.F.) é maior nas concreções aluminosas (30,5 %) e na matriz (19,7 %) do topo do horizonte mosqueado e menor no fácies arenoso (1,4 %) do saprólito (Tab. 6). A relação da água com a mineralogia é confirmada pela alta correlação entre a perda ao fogo com o Al_2O_3 ($r = 0,96$), uma vez que é constituinte da caulinita (14,01 %) e da gibbsita (34,63 %), minerais hidratados predominantes nesses horizontes, enquanto a correlação negativa com o SiO_2 ($r = -0,95$) mostra que o aumento do Al_2O_3 se dá em detrimento do SiO_2 que é consumido para formar a caulinita. O TiO_2 aumenta da base do saprólito (0,43 %) para o topo do perfil com os maiores teores na matriz do horizonte mosqueado e no solo, ambos com $\sim 1,8$ % (Tab. 6 e Fig. 33). Tem baixa correlação tanto com Al_2O_3 ($r = 0,58$) quanto com Fe_2O_3 ($r = 0,44$).

Os álcalis Na_2O e o CaO estão presentes em teores abaixo do limite de detecção. O MgO e o K_2O são superiores ao limite de detecção (0,01 e 0,04 %, respectivamente) apenas no fácies argiloso do saprólito onde o teor é 0,17 %, provavelmente associados a illita e muscovita. O P_2O_5 é mais alto no fácies argiloso do saprólito (0,19 %), nos demais horizontes varia entre 0,02 e 0,05 % (Tab. 6).

Perfil 1B

O Fe_2O_3 é o elemento mais abundante na crosta desse perfil. Varia entre 6,32 % na matriz que preenche os canais do topo da crosta e 51,76 % na porção colunar desta. O segundo mais abundante é o Al_2O_3 , diminui da base (23,41 %) para o topo (18,34 %) da crosta a medida que aumenta o teor de Fe_2O_3 (Tab. 6 e Fig. 34), conforme também evidenciado pela ausência de correlação entre esses dois elementos ($r = -0,97$). Predomina na matriz, onde ocorre em torno de 36 %. O SiO_2 predomina na matriz argilosa da base (35,70 %) e do topo (40,87 %) do perfil, onde ocorre preenchendo canais. Os teores mais baixos estão na base (12,57 %) e no topo da crosta (18,28 %).

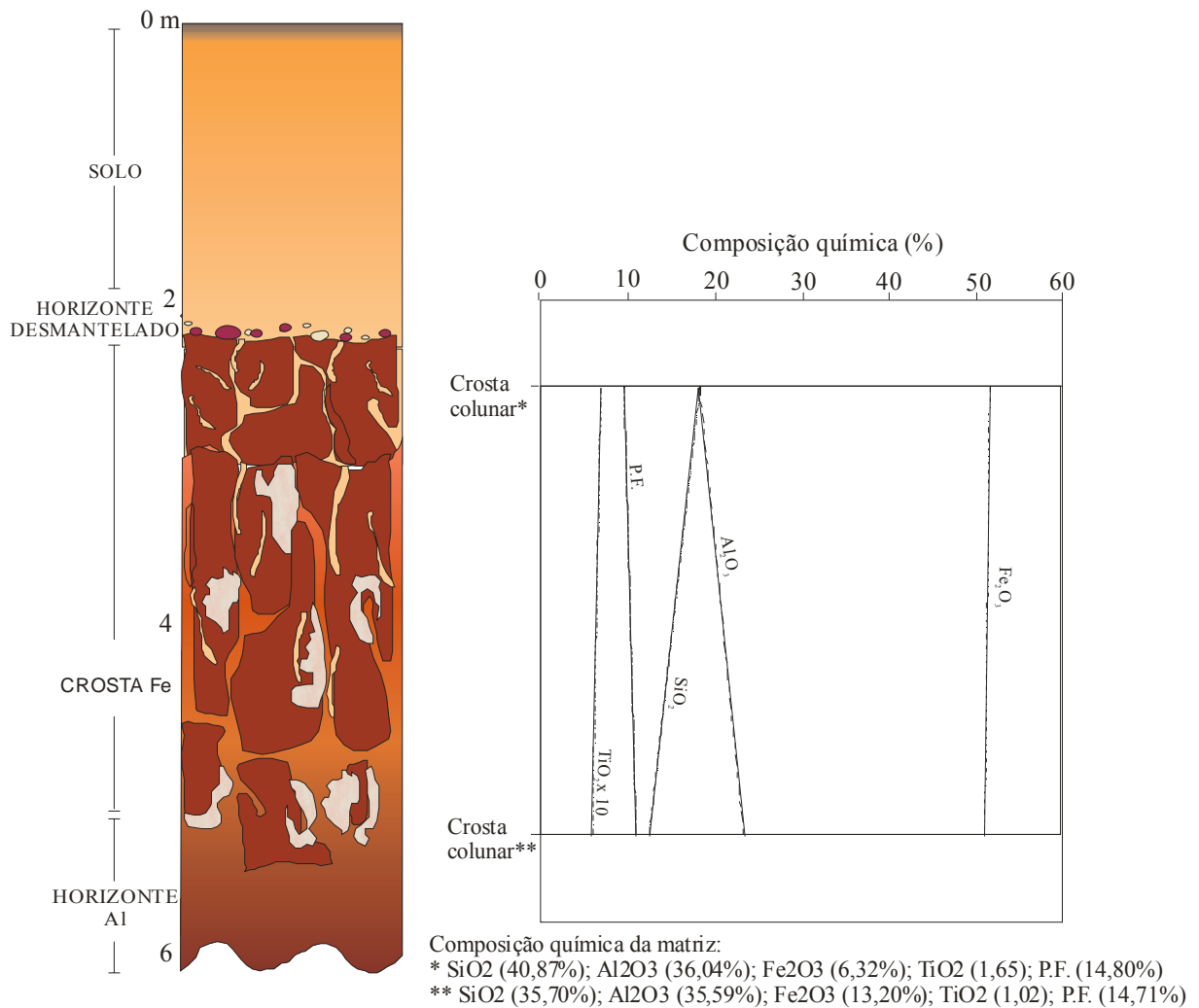


Figura 34 – Distribuição da composição química do perfil 1B.

A P.F. tem comportamento semelhante ao Al₂O₃, diminui levemente da base (11,02 %) para o topo (9,61 %) da crosta (Fig. 7.3.2) e na matriz argilosa está presente em torno de 15 %. O TiO₂ é mais alto na matriz tanto do topo (1,65 %) quanto da base (1,02 %), por outro lado, na crosta não ultrapassa 0,7 %.

O teor de P₂O₅ no perfil é em média 0,2 %, enquanto os álcalis não foram analisados (Tab. 6). Não há dados sobre a composição química da rocha-mãe.

7.3.1.2. Perfil 2

Os elementos maiores mais abundantes no perfil são Al₂O₃ (29,27 % a 59,88 %), P.F. (17,40 – 31,30 %) e, localmente, Fe₂O₃ (47,55 %). (Tab. 6). Os maiores teores de Al₂O₃ foram verificados nos fácies aluminosos do topo (59,88 %) e da base (57,76 %) da crosta (Tab. 6 e

Fig. 35). Esses teores são considerados altos (a média calculada para o horizonte bauxítico é 26 – 60 % de Al_2O_3) e próximos das médias encontradas nos depósitos dos distritos de Onverdacht, Lelydorp e Paranam, no Suriname (59 %); do cinturão costeiro da Guyana (56 – 58 %); de Az Zabirah, Arábia Saudita; das regiões de Paragominas (PA), Trombetas/Nhamundá (AM e PA) e Juruti (PA), no Brasil (50-60 %) (Boulangé & Carvalho, 1997; Kotschoubey *et al.*, 1997; Lucas, 1997; Bárdossy e Aleva, 1990). Segundo Bárdossy e Aleva (1990), esses teores derivam de rochas-mães de composição favorável ou evolução polifásica, geralmente associada à desferrificação, que proporcionam maior enriquecimento em Al_2O_3 . Por outro lado, o teor mais baixo de Al_2O_3 ocorre no fácies ferro-aluminoso (29,3 %) (Tab. 6). Comportamento semelhante é mostrado pela P.F, com os teores mais elevados nos fácies aluminosos do topo (31,3 %) e da base (30 %) da crosta, enquanto os menores no ferro-aluminoso (17,4 %) (Tab. 6). Al_2O_3 e P.F. têm correlação positiva ($r = 0,95$), visto serem os constituintes essenciais da crosta e concreções aluminosas.

A comparação dos teores de SiO_2 no perfil com os valores da rocha-mãe (71,27 %) mostra que este elemento está mais depletado, principalmente na crosta. O teor mais elevado foi registrado no saprólito (15,79 %), enquanto o mais baixo no fácies aluminoso da base da crosta (1,48 %). Quando o teor de SiO_2 diminui, Al_2O_3 e P.F. aumentam, e vice-versa (Fig. 35) como indica a correlação negativa entre SiO_2 e Al_2O_3 ($r = -0,66$), assim como SiO_2 e P.F. ($r = -0,78$). Essas correlações são conseqüências da incompatibilidade entre SiO_2 e Al_2O_3 que estão contidos majoritariamente no quartzo e gibbsita, respectivamente.

O Fe_2O_3 domina no fácies ferro-aluminoso (47,55 %) da crosta (Fig. 35) e apesar de ser o terceiro constituinte mais abundante no restante do perfil, os teores médios são muito baixos, principalmente na bauxita (3,37 %) de topo e nos fragmentos do horizonte

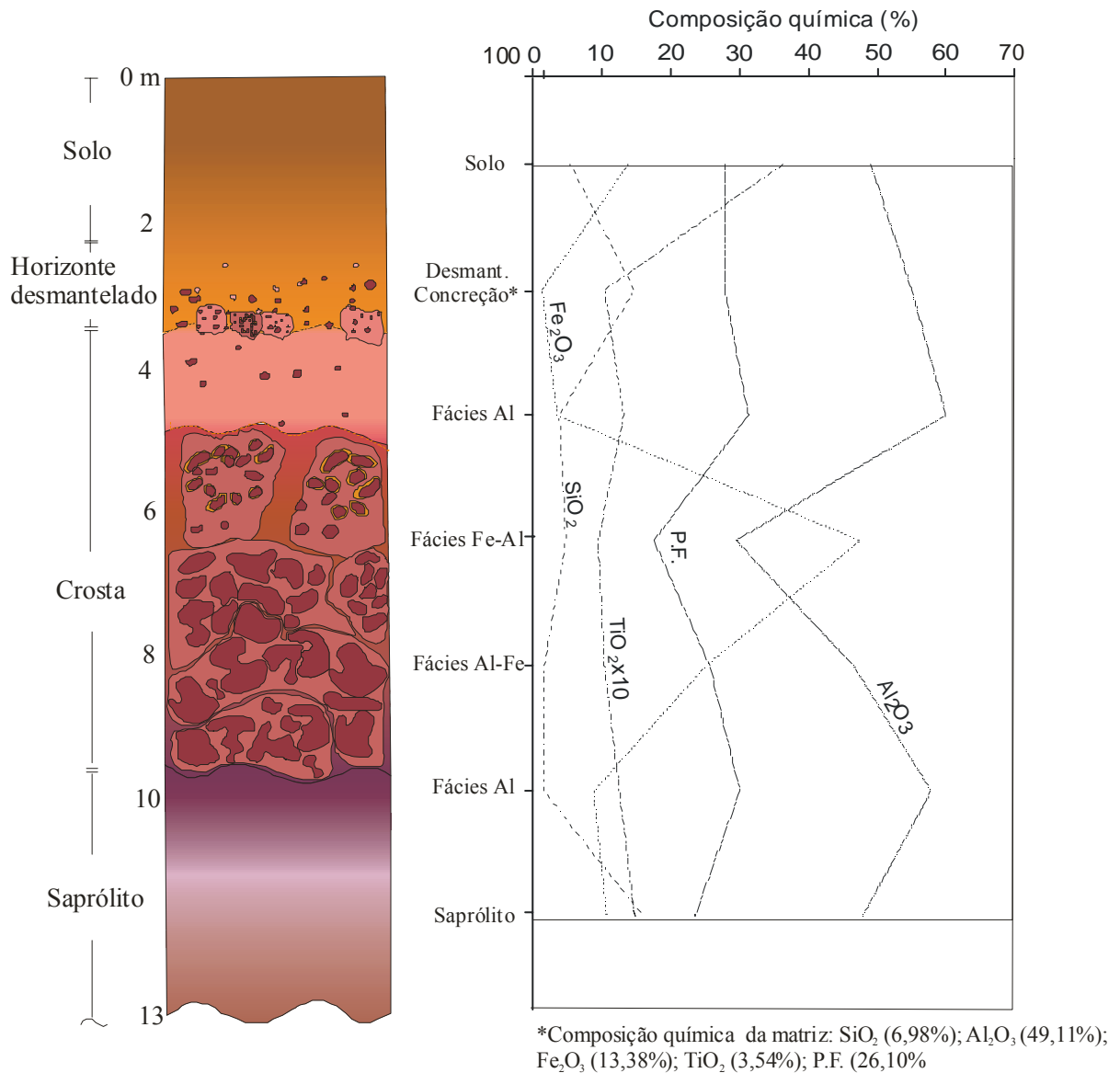


Figura 35 – Distribuição da composição química do perfil 2.

desmantelado (1,14 %) (Tab. 6). Esses valores baixos são comparáveis aos encontrados nos depósitos de bauxita branca do cinturão costeiro da Guyana (1 – 4 %) e dos distritos de Onverdacht, Lelydorp e Paranam, no Suriname (1,5 – 4 %), e segundo Bárdossy e Aleva (1990), são conseqüências da intensa desferrificação posterior que eliminou quase todo o Fe desses depósitos. Outro fator que pode ter contribuído para os baixos teores de Fe é a contribuição da rocha-mãe (3,31 %). No saprólito, na matriz do horizonte desmantelado e no solo varia entre 10,54 e 13,60 % (Tab. 6).

O TiO_2 aumenta, progressivamente, em direção ao topo do perfil (Fig. 35). O teor mais elevado foi observado na matriz do horizonte desmantelado (3,54 %) e no solo (3,62 %), enquanto o mais baixo no fácies ferro-aluminoso da crosta (0,94 %).

O CaO , Na_2O , MgO e K_2O passam de 0,85 %, 2,53 %, 0,28 % e 5,73 %, respectivamente, na rocha tida como protólito, para abaixo do limite de detecção que é de 0,01 % para os três primeiros e 0,04 % para o último (Tab. 6). P_2O_5 mantém-se igual na rocha-mãe (0,29 %) e no saprólito (0,29 %), contudo diminui para o topo do perfil (0,01-0,1 %) (Tab. 6).

7.3.1.3. Perfil 3

Assim como no perfil 2, Al_2O_3 e P.F. são os constituintes mais abundantes (Fig. 36). Os teores mais elevados de Al_2O_3 ocorrem nas concreções que formam o horizonte desmantelado (55,65 %) e na crosta aluminosa (50,39 %) da base do perfil, enquanto o mais baixo está no fácies ferro-aluminoso da crosta (29,57 %) (Fig. 36). A comparação com o teor na rocha-mãe (12,53 %) mostra que houve aumento significativo desse elemento para o perfil laterítico (Tab. 6). A P.F. também aumentou consideravelmente em relação a rocha-mãe (0,70 %), os mais elevados foram verificados nas concreções aluminosas do horizonte mosqueado (29,40 %) e no fácies aluminoso (27,0 %), enquanto os mais baixos na matriz argilosa do desmantelado (17,0 %), no solo (17,50 %) e no fácies ferro-aluminoso (17,20 %) da crosta (Tab. 6). Mostram boa correlação entre si ($r = 0,95$) uma vez que são constituintes essenciais da gibbsita.

Com relação aos teores encontrados na rocha-mãe (1,61 %), o Fe_2O_3 apresenta significativo aumento no fácies ferro-aluminoso (46,96 %) (Tab. 6). Por outro lado, os teores mais baixos foram verificados no saprólito (6,70 %) e no solo (7,75 %). Tem correlação negativa com o SiO_2 ($r = -0,53$), Al_2O_3 ($r = -0,60$) e P.F. ($r = -0,35$). Os valores de correlação

obtidos, muitas vezes, têm validade apenas matemática e não geológica, uma vez que foram obtidos a partir das amostras do perfil como um todo e não para cada horizonte individualmente.

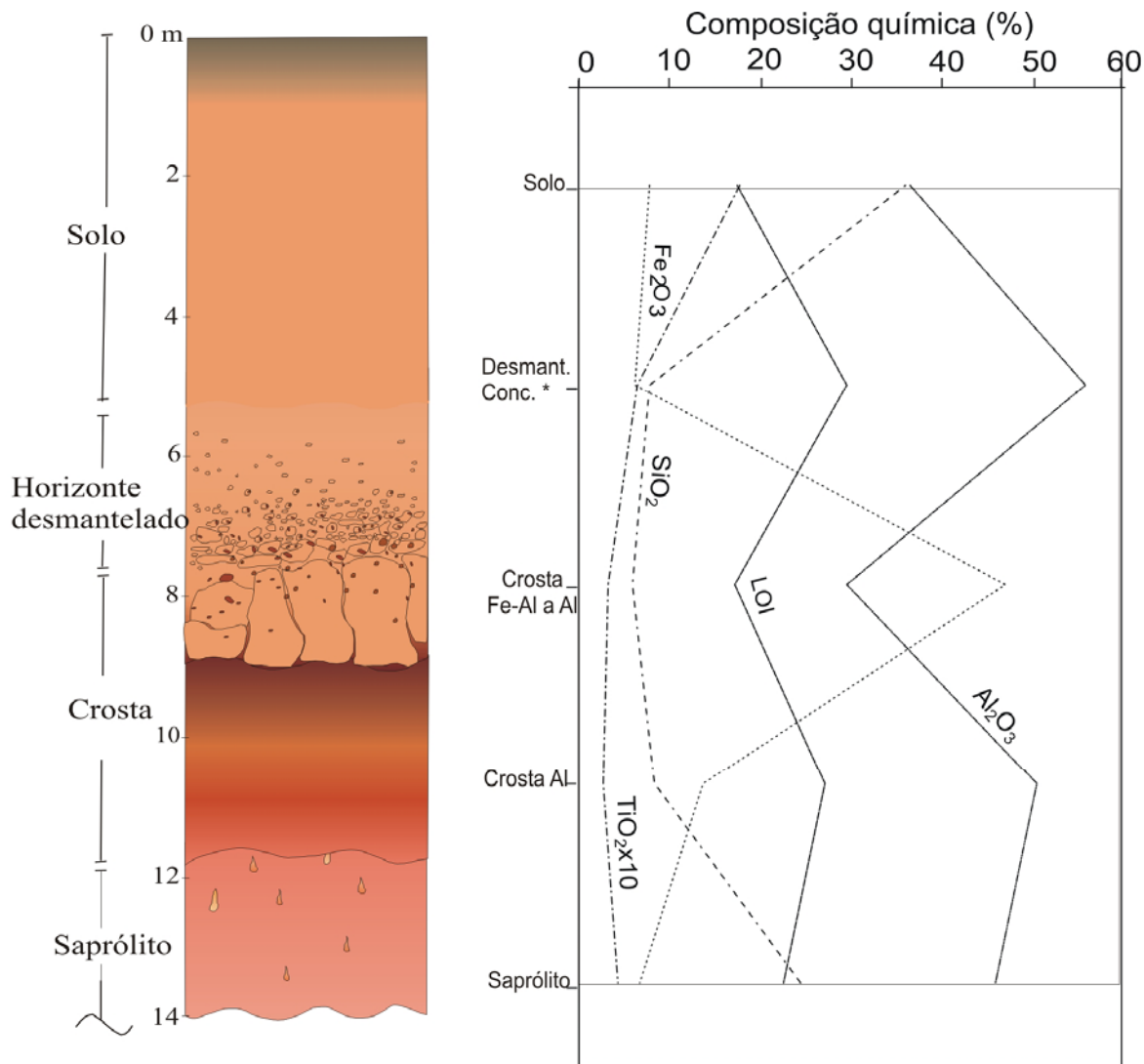
O SiO_2 tem teor mais alto na matriz do desmantelado (36,82 %) e no solo (35,91 %), onde ocorre essencialmente como caulinita (Fig. 36 e 32), e mais baixo na crosta (5,85 – 8,42 %) e nas concreções do desmantelado (7,84 %), enquanto o saprólito tem teor intermediário (24,28 %). Apesar dos teores de SiO_2 da rocha-mãe dos perfis 2 e 3 serem similares (71,27 % e 75,86 %, respectivamente) os horizontes do perfil 3 são bem mais elevados em consequência, provavelmente, de estar associado a grãos de quartzo maiores que são mais difíceis de dissolver que os das rochas vulcânicas, onde o SiO_2 , geralmente está associado ao plagioclásio, além do quartzo.

Comparado com a rocha-mãe (0,16 %), TiO_2 aumenta no perfil laterítico, os teores mais baixos foram verificados na crosta aluminosa da base (0,27 %) enquanto os mais altos no solo (1,78 %).

Os álcalis Na_2O , K_2O , CaO e MgO foram bastante lixiviados, estão presentes em teores abaixo do limite de detecção. P_2O_5 também está abaixo do limite de detecção (0,01%) em todos os horizontes do perfil, exceto no fácies Fe-Al a Al da crosta onde ocorre em 0,04%.

7.3.1.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3

A comparação entre os teores dos óxidos maiores nos perfis P1, P2 e P3 mostra que SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 são mais abundantes no perfil 1, enquanto nos perfis 2 e 3 predominam Al_2O_3 e P.F. (Fig. 37).



Composição química da matriz: SiO_2 (36,82%); Al_2O_3 (37,20%); Fe_2O_3 (6,79%); TiO_2 (1,59%); P.F. (26,10%)

Figura 36 – Distribuição da composição química do perfil 3.

Os maiores teores de Al_2O_3 estão na crosta, exceto do perfil 1, e nas concreções do horizonte desmantelado (Fig. 37). O Fe_2O_3 apesar de ser mais alto na crosta do perfil 1, também é alto nos fácies ferruginosos dos perfis 2 e 3 (Fig. 37). Essas diferenças refletem a respectiva mineralogia de cada um deles, pois enquanto no perfil 1 predominam caulinita, hematita + goethita e quartzo, nos 2 e 3 a gibbsita domina. O SiO_2 destaca-se no fácies arenoso do saprólito do perfil 1 onde ocorre, essencialmente, como quartzo, enquanto os teores mais baixos estão nas crostas lateríticas dos perfis 2 e 3, concreções aluminosas do horizonte desmantelado, e no caso do perfil 1, nas concreções ferruginosas e aluminosas do topo do horizonte mosqueado e na crosta Fe-Al (Fig. 37).

Com relação ao TiO_2 , não há variação significativa de um perfil para outro, contudo em todos eles o teor é mais alto no solo e na matriz do horizonte desmantelado. Os álcalis Na_2O , K_2O , CaO , MgO estão presentes em teores, em geral, abaixo do limite de detecção, somente K_2O e MgO são levemente mais altos no P1 devido a presença de illita e muscovita nesse perfil. O P_2O_5 também é baixo e tem teor semelhante ao da rocha-mãe.

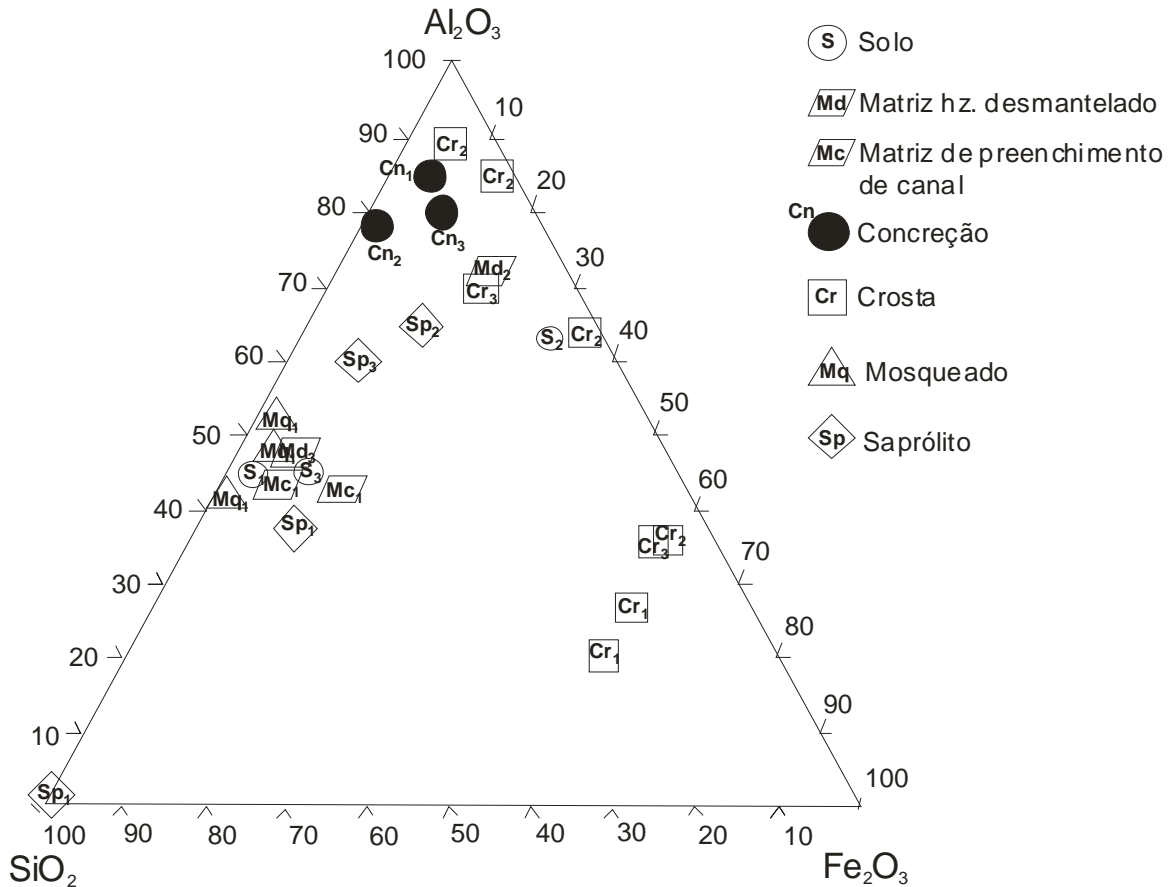


Figura 37 - Diagrama $SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3$ dos perfis estudados. Os índices 1, 2 e 3 correspondem aos perfis P1, P2 e P3.

Os altos teores de Al_2O_3 (50–60 %) e baixos de SiO_2 (1-4 %), Fe_2O_3 (1–7%) e TiO_2 (~2 %) nos perfis 2 e 3 sugerem qualidade industrial para o horizonte aluminoso, conforme especificação de Ramos (1982) (50-60 % de Al_2O_3 , < 5 % de SiO_2 reativa, < 3,75 % de Fe_2O_3 e < 4% de TiO_2). Seus teores são equivalentes aos das bauxitas extraídas de outras regiões (50-60 % de Al_2O_3 , 2-10 % de Fe_2O_3 , 1-10 % de SiO_2 e < 4 % de TiO_2), como os depósitos desenvolvidos sobre as Formações Itapecuru e Alter do Chão na região de Paragominas (PA),

Trombetas/Nhamundá (AM e PA) e Juruti (PA), conforme Boulangé & Carvalho (1997), Kotschoubey *et al.* (1997) e Lucas (1997).

7.3.2. Elementos-Traço: Grupo 1

Dos elementos-traço (ET) analisados Cd, Bi, Ag, Tl, Se, Cs e Be ocorrem em teores abaixo do limite de detecção, de modo que apenas Mo, Sc, Cu, Mn, Pb, Zn, Ni, As, Sb, Au, Hg, Ba, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y permitem considerações geoquímicas.

7.3.2.1. Perfil 1

Dentre os elementos analisados, os mais abundantes no perfil são Zr, Ba, V, Nb, Ga, Th, Hf, Y, Sr, e Mn (Tab. 7). O Zr é o elemento dominante com teores entre 348 ppm no saprólito e 1308 ppm no solo. Os teores relativamente mais elevados de Ba (752 ppm), V (236 ppm), Sr (207 ppm) e Y (37 ppm) se destacam no fácies argiloso do saprólito em relação aos teores nos outros horizontes (Tab. 7 e Fig. 38).

O Sn, Sc, W, Pb, Ta, U, Zn, Rb, As, Ni, Mo, Cu, Co, Hg, Sb e Au compõem o grupo de elementos menos abundantes no perfil (Tab. 7). Raramente ultrapassam 10 ppm, como é o caso do Rb (38 ppm) e Sc (11 ppm) na fácies argilosa do saprólito e Sn (20 ppm) nas concreções aluminosas do topo do mosqueado. Ni, Cu e Co estão abaixo de 2 ppm (Tab. 7).

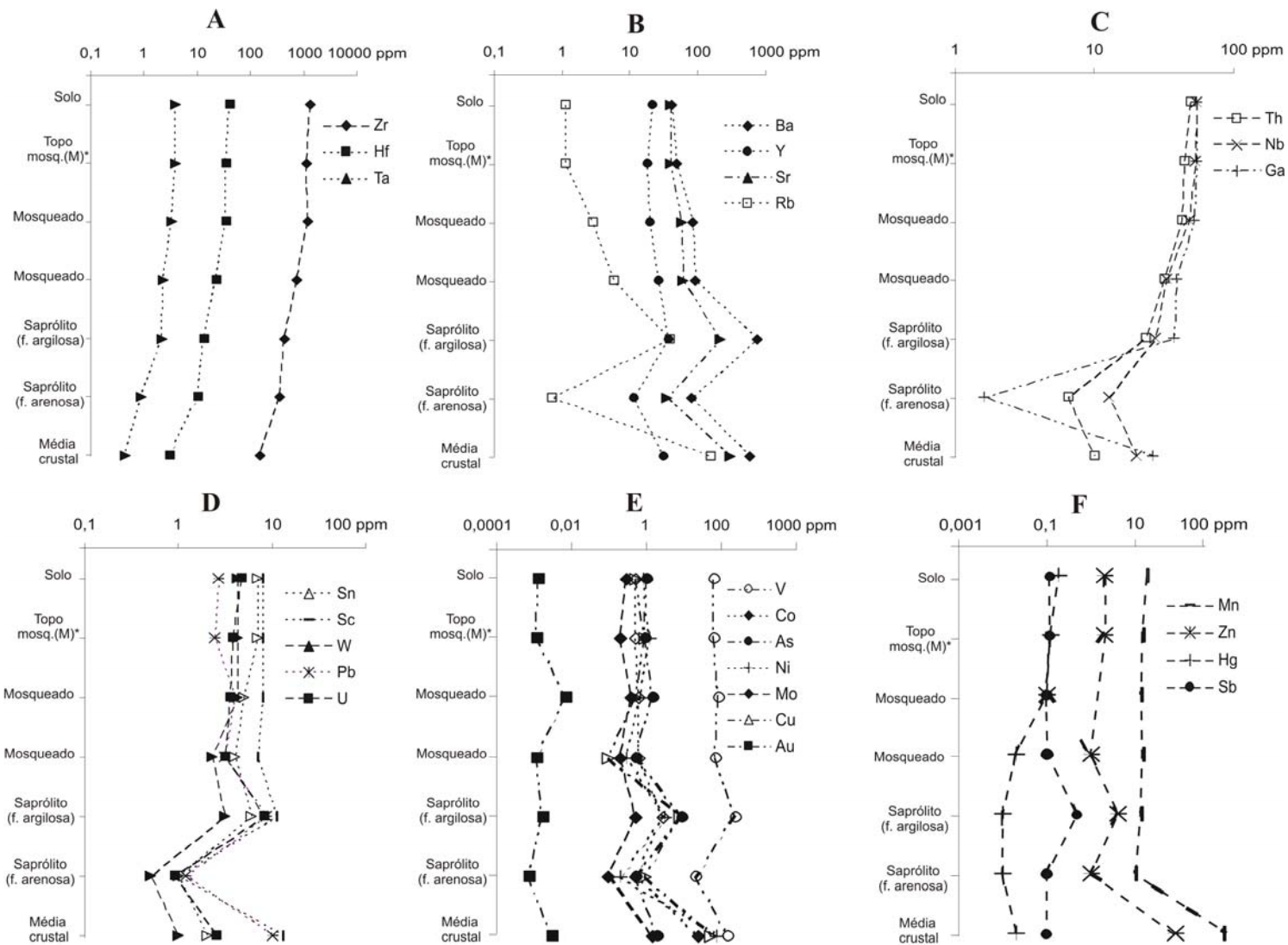
O As, Sb e Hg apresentam teores discrepantes e acima da média crustal apenas em determinadas porções do perfil. Os maiores teores de As (8,3 ppm) e Sb (0,5 ppm) ocorrem no fácies argiloso do saprólito, enquanto o Hg (0,25 ppm) nas concreções aluminosas do topo do mosqueado. O teor de Mo não ultrapassa 0,5 ppm, enquanto do Au varia entre 0,7 e 1,7 ppb,

Tabela 7 – Concentração dos elementos-traço do grupo 1 nos perfis estudados, em ppm.

Amostra	Zr	Ba	Nb	Ga	Y	Hf	Sr	Th	V	Mn	Sn	Sc	W	Pb	Ta	U	Zn	Rb	As	Ni	Mo	Cu	Co	Hg	Sb	Au	
Perfil 1A																											
Solo	130	41	54	54	21	40	39	48	65	17	7	8	4,3	2,7	3,8	4,6	2	1,1	1	0,8	0,3	0,5	<0,5	0,19	<0,1	1,3	
Mosq. (C)	107	37	51	71	35	31	21	50	29	9	20	10	4,8	1,3	3,6	5,5	2	0,9	2,7	0,5	0,3	0,4	<0,5	0,25	0,3	0,6	
Mosq. (M)	115	48	53	53	17	34	39	44	63	15	7	8	4,3	2,4	3,8	3,8	2	1,1	0,9	1,2	0,2	0,9	<0,5	0,12	0,1	1,2	
Mosqueado	119	83	47	52	18	34	58	42	80	13	5	8	4,2	4	3,3	3,5	0,1	2,8	1,4	0,7	0,4	0,5	0,6	0,1	0,1	0,7	
Mosqueado	744	89	33	39	26	22	59	32	67	15	4	7	2,3	3,1	2,3	3,1	1	5,7	<0,5	0,3	0,2	0,1	0,6	0,02	0,1	1,1	
Saprólito	432	752	28	37	37	13	20	23	236	13	6	11	3,1	8,6	2,2	8,1	4	38	8,3	3,2	0,5	7,7	2,8	0,01	0,5	1,7	
Saprólito	348	80	13	1,6	11	10	35	6,4	21	10	<1	1	0,5	1,2	0,9	0,9	1	0,7	<0,5	0,2	0,1	0,9	<0,5	<0,0	0,1	0,7	
Perfil 2																											
Solo	375	156	147	108	100	104	76	152	143	22	50	23	12	5,2	10	15	12	1,1	1	1,8	0,9	6,2	0,6	0,13	0,6	<0,5	
Desmant.(C)	634	15	27	73	9	18	12	24	42	15	4	4	2,5	1	1,9	2,2	1	2	1	0,6	0,3	0,2	<0,5	0,18	<0,1	<0,5	
Desmant.(M)	359	159	146	108	101	100	83	156	141	25	26	24	12	4,1	10	15	3	2,1	1,2	0,6	0,7	0,6	0,6	0,09	0,6	<0,5	
<i>Crosta</i>																											
Fácies Al	112	55	54	64	38	32	29	55	35	17	11	11	4,8	2,2	3,9	6	1	<0,5	1,5	0,3	0,4	0,5	<0,5	0,31	0,6	1,3	
Fácies Fe-Al	716	46	38	91	39	19	19	57	413	13	9	21	5,9	46	2,6	7,8	11	1	19	0,6	5,4	7,3	0,6	0,27	12	3,3	
Fácies Al-Fe	865	140	44	68	40	26	45	53	161	15	8	10	4,3	11	2,8	5,2	5	1,8	12	0,3	2,8	4,5	<0,5	0,15	9,2	3,4	
Fácies Al	100	1232	61	69	66	28	16	66	34	45	8	11	4,8	13	4,1	7,2	13	1,2	2,2	0,7	0,4	1,7	2,4	0,06	4,1	1,4	
Saprólito	113	1402	65	65	83	32	20	81	38	74	10	13	6	20	4,7	9,2	21	6,5	2	1	0,4	1,5	4,6	0,02	1,7	1,3	
Perfil 3																											
Solo	253	9,4	441	187	95	119	16	325	80	21	248	7	36	0,9	41	19	4	1,3	2,9	1,3	1,8	0,4	<0,5	0,14	0,1	<0,5	
Desmant.(C)	746	5,1	166	156	32	35	5,2	175	80	11	83	3	21	0,7	13	5,8	1	<0,5	18	0,3	3,4	0,3	<0,5	0,19	0,5	2,8	
Desmant.(M)	221	7,5	443	175	87	103	11	294	61	16	382	6	36	2,2	41	16	76	1,2	3,7	2,9	1,7	80	<0,5	0,06	0,1	0,9	
<i>Crosta</i>																											
Fácies Fe-Al A Al	512	1,2	151	136	21	26	1,9	319	304	14	57	4	19	45	12	5,8	3	0,6	44	0,1	18	2,4	<0,5	0,67	7,4	8,5	
Fácies Al	445	2,1	181	110	29	25	3,3	127	30	10	54	3	15	7,5	17	4,8	2	1,1	10,1	0,1	2,8	1,8	<0,5	0,24	1,9	6,8	
Saprólito	823	1,1	267	111	53	43	1,7	101	12	8,1	90	3	18	5	24	8,3	2	0,7	6,1	0,3	1,3	0,6	<0,5	0,06	1	2,6	
Média crustal ¹	150	580	20	26	30	3	300	10	150	1000	2	13	1	10	0,4	2,5	80	150	2	75	1,5	50	25	0,02	0,1	3	

Elementos abaixo do limite de detecção: Cd (<0,1), Bi (<0,1), Ag (<0,1), Tl (<0,1), Se (<0,5), Cs (<0,5) e Be (<1 ppm).

Rose *et al.* (1979)¹.



* Os teores referentes às concreções estão na tabela 7.

Figura 38 - Distribuição dos elementos-traço (grupo1) no perfil 1A.

abaixo da média crustal que é 3 ppb (Tab. 7 e Fig. 38e). O Zn e Sb tem distribuição mais ou menos semelhante entre si e juntamente com o Hg e Mn diferem dos demais (Fig. 38f).

Com base no exposto observa-se que Ba, Sr, Rb, Y, V, Pb, U, As se concentram no saprólito, Zr e Mn na matriz do topo do horizonte mosqueado e no solo, Ga, Th e Hg nas concreções aluminosas, enquanto os demais elementos não mostram clara preferência por um determinado horizonte.

V ($r = 0,92$), Cu ($r = 0,92$), Co ($r = 0,94$), Ni ($r = 0,92$) e Zn ($r = 0,73$) mostram boa correlação com o Fe. Esse comportamento pode ser atribuído à capacidade que esses elementos tem em substituírem o Fe na estrutura de minerais de Fe como hematita e goethita, uma vez que possuem carga e raio iônico similares.

O Al tem correlação positiva com Ga ($r = 0,97$), Nb ($r = 0,83$), Sc ($r = 0,83$) e Ta ($r = 0,84$). Pode ser substituído isomórficamente por esses elementos na estrutura da gibbsita. O mesmo pode ocorrer entre Ti e Ga ($r = 0,66$) ou Ti e Zr ($r = 0,61$) no anatásio, ou ainda, em ambiente oxidante a substituição do Ce e La pelo Ti na estrutura da monazita $[(Ce, La)PO_4]$, conforme sugerem também Rose *et al.* (1979).

7.3.2.2. Perfil 2

Os elementos-traço (ET) que aumentam de teor em relação à média crustal são: Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Y, V, Sn, Sc, W, Ta, U e Hg. O Ba, Sr, Mn, Zn, Co, Ni, Rb e Au diminuem enquanto Pb, V, As, Mo, Cu e Sb variam nos horizontes em torno da média crustal.

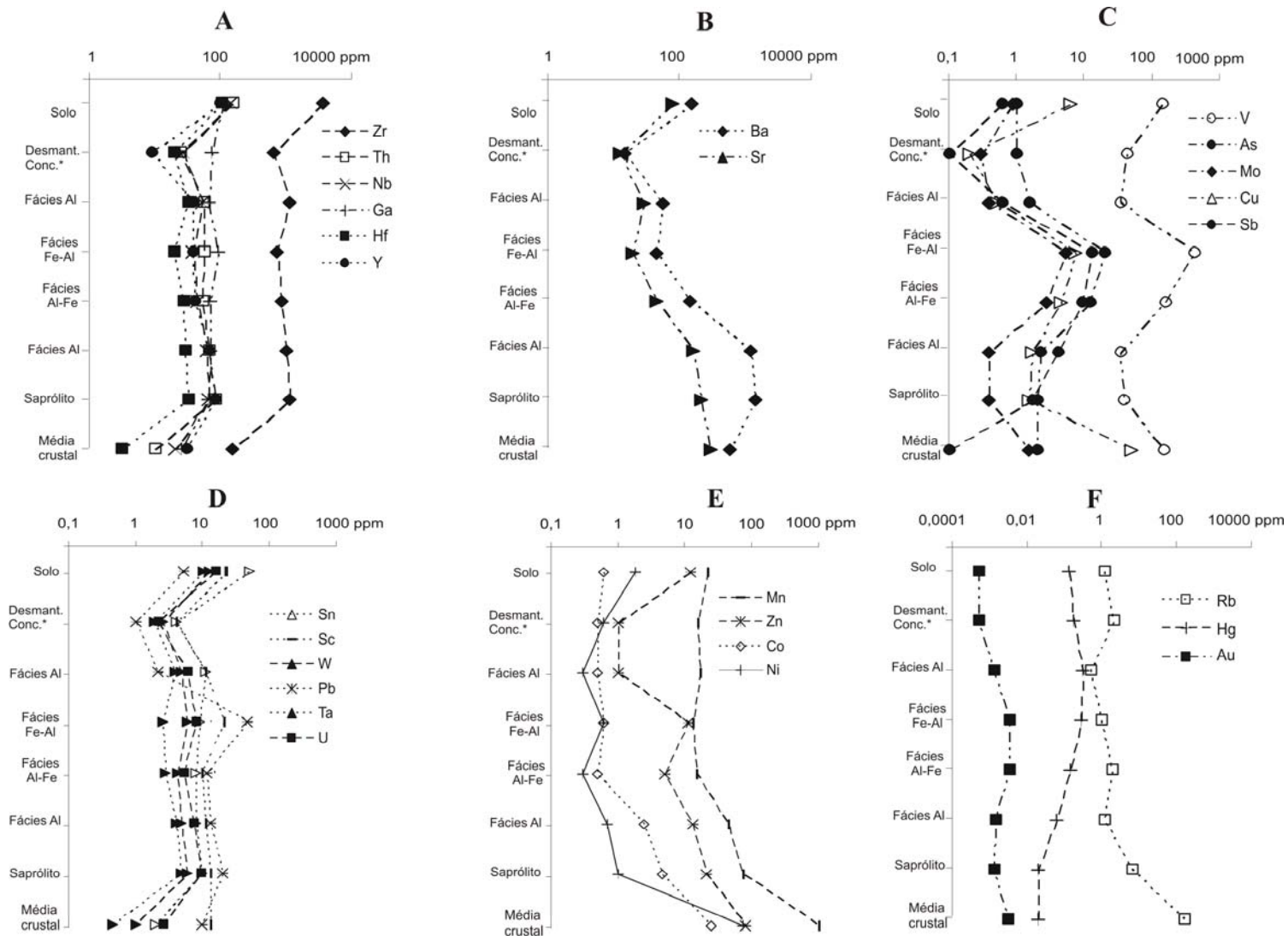
Os elementos-traço mais abundantes, em ordem decrescente, são Zr, Ba, Nb, Ga, Th, Hf, Y, V, Sr e Mn (Tab. 7). O teor de Zr varia entre 634 ppm nas concreções aluminosas do horizonte desmantelado e 3757 ppm no solo. O Ba e Sr têm distribuição semelhante entre si, diminuem do saprólito (1402 e 208 ppm respectivamente) para o topo da crosta (55 e 29 ppm respectivamente) e aumentam em direção ao solo (156 e 76 ppm respectivamente) (Tab. 7).

Os teores mais elevados de Nb, Ga, Y, Hf e Th ocorrem no solo e na matriz do horizonte desmantelado. O Zr, Th, Nb, Ga, Hf e Y têm a mesma distribuição ao longo do perfil, ou seja, mantêm teores similares no saprólito e na crosta, diminuem nas concreções e concentram-se principalmente na matriz do horizonte desmantelado e no solo (Fig. 39a).

O Sn, Sc, W, Pb, Ta e U praticamente não variam de teor na crosta, exceto no fácies Fe-Al, onde Pb, Sc, U, W são mais elevados. O W, Sb, Ta e Hg (13; 13; 11 e 0,31 ppm, respectivamente) são elementos que apesar dos baixos teores são bem mais altos que à média crustal (1; 0,1; 0,45 e 0,02 ppm). O V, As, Mo, Cu, Sb aumentam do saprólito para a crosta, onde atingem os teores mais elevados na fácies Fe-Al, o que indica associação com o Fe, diminuem nas concreções Al e tornam a aumentar na matriz do horizonte desmantelado e no solo (Fig. 39c). O Mn, Zn, Co e Ni diminuem do saprólito para a crosta (Fig. 39e), sendo que Zn e Ni são mais altos na fácies Fe-Al e no solo, o Mn na matriz do horizonte desmantelado e no solo. O Rb, Hg e Au têm distribuição diferenciada dos demais (Fig. 39f), o primeiro diminui em direção à crosta e aumenta no solo, enquanto os demais se distribuem de maneira inversa, ou seja, aumentam suavemente do saprólito para crosta e diminuem no solo.

Assim como no perfil 1, o Fe mostra boa correlação com o V ($r = 0,95$), Cu ($R = 0,81$), Pb ($r = 0,73$), Mo ($r = 0,97$), Sb ($r = 0,91$) e As ($r = 0,94$). Também há correlação do Fe com o Au ($r = 0,79$).

O Al tem baixa ou não mostra correlação nítida com nenhum dos elementos-traço. O Ti^{4+} tem muito boa correlação com o Zr ($r = 0,99$), Hf ($r = 0,99$), Nb ($r = 0,98$), Ta ($r = 0,98$), Th ($r = 0,96$), W ($r = 0,96$), Sn ($r = 0,90$), U ($r = 0,92$), Ga ($r = 0,83$) e Sc ($r = 0,74$). Segundo Rose *et al.* (1979), com exceção do U e Sc que podem ocorrer associados ao anatásio, além do Ga que tem afinidade pela crosta aluminosa, os demais elementos estão relacionados aos resistatos que se acumulam para o topo como: zircão, ilmenita, columbita-tantalita, torita, entre outros.



* Os teores referentes à matriz estão na tabela 7.

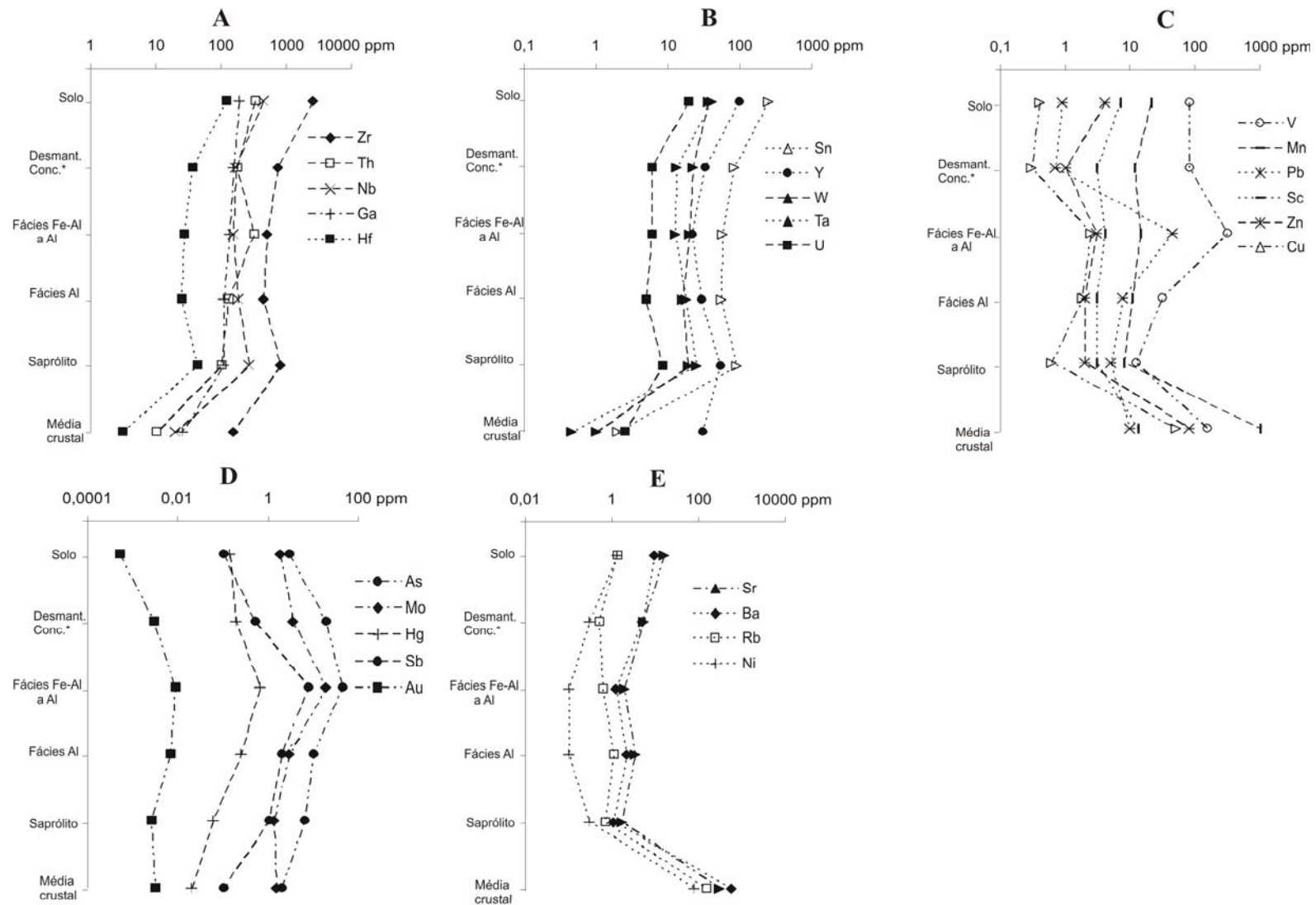
Figura 39 - Distribuição dos elementos-traço (grupo 1) no perfil 2.

7.3.2.3. Perfil 3

Os elementos-traço que aumentam de teor em relação à média crustal são: Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Sn, Y, W, Ta, e U. Por outro lado V, Mn, Pb, Sc, Zn, Cu, Sr, Ba, Rb e Ni diminuem, enquanto As, Mo, Hg, Sb e Au variam em torno da média crustal (Tab 7). O Zr, Nb, Th, Ga, Hf, Sn, Y, V, Ta, W e U são os mais abundantes e, exceto V, têm a mesma distribuição ao longo do perfil, ou seja, diminuem do saprólito para a crosta e alcançam os maiores teores no solo (Fig. 40). Th é mais abundante no solo (325 ppm), mas também ocorre em teores elevados no fácies Fe-Al (319 ppm) e na matriz do horizonte desmantelado (294 ppm). O V, Mn, Pb, Sc, Zn e Cu aumentam do saprólito em direção a crosta, especialmente V e Pb no fácies Fe-Al a Al, o que indica associação com Fe ($r = 0,93$ e $r = 0,99$ respectivamente). As, Mo, Hg, Sb e Au assemelham-se ao grupo anterior, contudo o aumento é menos acentuado no solo.

O Sr, Ba, Rb e Ni apesar de terem pouca variação no perfil apresentam tendência a se concentrarem no solo. Sr, Ba, Rb e Ni praticamente não variam de teor no saprólito e na crosta, entretanto aumentam na matriz do horizonte desmantelado e no solo. O Co está abaixo do limite de detecção ($<0,5$ ppm).

Assim como no perfil 2, há ausência de relação entre os elementos-traço e o Al. O Fe mostra excelente correlação com Pb ($r = 0,99$), Mo ($r = 0,98$), Sb ($r = 0,98$), Hg ($r = 0,97$), V ($r = 0,93$), As ($r = 0,92$) e Au ($r = 0,81$), assim como entre o Ti e Zr, Ba, Nb, Ga, Y, Hf, Sr, Mn, Sn, Sc, W, Ta, U, e Ni que é $\sim 0,9$.



* Os teores referentes à matriz estão na tabela 7.

Figura 40 - Distribuição dos elementos-traço (grupo 1) no perfil 3.

7.3.2.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3

A comparação com a média crustal mostra que Zr, Nb, Ga, Y, Hf, Th, Sn, W, Ta, U, As, Hg e Sb ocorrem em teores acima da média, enquanto Ba, V, Sc, Pb, Mo, Cu, e Au intermediários e Sr, Mn, Co, Rb, Ni, Zn e Cs abaixo. Por outro lado Mn, Cu, Co e Rb foram os que mais diminuíram em relação a rocha-mãe. Alguns tendem a aumentar de teor em direção ao topo como é o caso do Zr, Ga, Hf, Th e Ta enquanto Sr, Ba, Rb, Mn, Co e Ni a diminuir. O V, Pb, As e Mo se concentram mais na crosta onde os teores de Fe e Al são elevados enquanto Zr, Ba, Nb, Y, Hf, Sn e U mostram preferência pela matriz do horizonte desmantelado e solo (Tab. 7). A comparação entre os teores dos elementos-traço nos perfis mostra que Zr, Ba, V, Sr, Y, Hf, Mn, Pb, Sc, Zn, U, Sb, Cu e Co são mais abundantes no perfil 2, Nb, Th, Ga, Sn, W, Ta, As, Mo, Au e Hg no perfil 3, enquanto Rb e Ni predominam no perfil 1.

As principais associações geoquímicas identificadas nos perfis foram:

Perfil 1 - (a) Zr, Hf, Ta, Th, Nb e Ga provavelmente com os resistatos como zircão e columbita; (b) Ba, Y, Sr, Rb associados a illita e muscovita; (c) Sn, Sc, W, Pb, U, V, Co, As, Ni, Mo, Cu e Au com os óxi-hidróxidos de ferro e titânio; (d) Mn, Zn, Hg e Sb não formaram associações nítidas (Fig. 38);

Perfil 2 - (a) Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Y, Sn, Sc, W, Pb, Ta, e U, provavelmente com os resistatos como zircão e columbita; (b) V, As, Mo, Cu, Zn, Ni e Sb com os óxi-hidróxidos de ferro e titânio; (c) Ba, Sr, Rb, Mn e Co, provavelmente associados aos silicatos; (d) Hg e Au. não formam associações nítidas com os demais elementos (Fig. 39);

Perfil 3 - (a) Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Sn, Y, W, Ta e U provavelmente associados com os resistatos como zircão e columbita; (b) V, Mn, Pb, Sc, Zn, Cu, As, Mo, Hg, Sb e Au com os óxi-hidróxidos de ferro e titânio; (c) Sr, Ba, Rb e Ni associados aos silicatos (Fig. 40).

7.3.3. Elementos-Traço: Grupo 2 (Elementos Terras Raras)

7.3.3.1. Perfil 1

Em relação à média crustal foi verificado que, dentre os ETR (elementos terras raras), o Ce e o Yb estão presentes em teores mais altos que esta, Sm, Eu, Gd, Tb e Ho menores, enquanto Pr, Nd, Dy, Er, Tm e Lu variam (Tab. 8).

Os resultados das análises dos ETR no perfil desenvolvido sobre os sedimentos da Formação Prosperança mostram que os ETRL (69 - 667 ppm) são muitos mais abundantes que ETRP (8 - 42 ppm) em todos os horizontes do perfil e representam 93 % do conteúdo total dos ETR (Tab. 8). A menor razão entre os ETRL e os ETRP está no fácies arenoso do saprólito (8,5), enquanto a maior no horizonte mosqueado (19,1). Dentre os ETRL o Ce é o mais abundante seguido do La > Nd > Pr > Sm e entre os ETRP predominam em geral o Dy seguido do Gd > Yb > Er > Eu (Tab. 8).

De modo geral, os ETR aumentam de teor do fácies arenoso para o argiloso do saprólito, diminuem no mosqueado e tornam a aumentar no solo, exceto Er, Tm, Yb e Lu que são mais abundantes nas concreções do topo do horizonte mosqueado (Tab. 8). Os ETR não foram analisados na crosta.

Os baixos teores dos ETR especialmente no fácies arenoso do saprólito, devem-se ao quartzo, caulinita, gibbsita, hematita e goethita terem baixa capacidade de retenção de ETR. Esses minerais são constituídos basicamente por SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ cujos raios e cargas não são favoráveis a substituição por ETR, enquanto a illita (KAl₆Fe₂Mg₂Si₄O₁₂H₂) e muscovita (KAl₂(OH)₂AlSi₃O₁₀) por conterem íons alcalinos e alcalinos terrosos são passíveis de substituição isomórfica por alguns ETR como Ce e La uma vez que possuem raios iônicos similares (Formoso *et al.*, 1989).

Tabela 8 – Concentração dos elementos-traço do grupo 2 (ETR) nos perfis estudados, em ppm.

Perfil 1																					
Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣETRL	ΣETRP	ΣETR	La _N /Lu _N	La _N /Eu _N	Gd _N /Lu _N	Eu/Eu*
Solo	46	76	7	22	3,3	0,7	2,6	0,4	3,1	0,7	2,4	0,4	3,4	0,6	155	14	169	8,04	15,49	0,54	0,71
Mosq (C)	46	86	8	22	4,0	0,6	3,0	0,7	4,8	1,2	4,3	0,8	5,9	1,0	167	21,7	188	4,99	17,77	0,39	0,52
Mosq (M)	56	90	7	24	3,4	0,7	2,2	0,4	2,8	0,6	2,1	0,4	3,1	0,5	181	12	194	11,71	19,39	0,54	0,73
Mosqueado	78	132	11	37	5,4	1,1	3,4	0,5	3,1	0,6	2,2	0,4	3,1	0,6	265	14	278	14,63	17,34	0,76	0,71
Mosqueado	87	168	11	31	4,7	0,9	3,0	0,6	3,9	0,8	2,9	0,5	3,5	0,6	302	16	318	16,36	22,85	0,68	0,68
Saprólito	120	312	40	170	30	5,9	18	2,5	10	1,5	4,0	0,7	4,6	0,7	677	42	719	18,10	4,88	3,18	0,73
Saprólito	16	33	3	13	2,6	0,5	2,2	0,4	2,0	0,4	1,2	0,2	1,5	0,2	69	8,1	77	8,06	8,06	1,31	0,60
Media crustal ¹	30	60	8,2	28	6	1,2	5,4	0,9	3	1,2	2,8	0,5	3	0,5							
Perfil P2																					
Solo	143	271	26	82	12	2,0	9,4	1,9	14	3,3	12	2,2	17	2,9	537	62	599	5,18	16,85	0,41	0,55
Desmant.(C)	19	27	2	8	1	0,2	0,9	0,2	1	0,3	1	0,2	2	0,3	57	5,7	63	7,11	19,08	0,40	0,74
Desmant.(M)	148	275	27	82	13	2,0	9,6	2,0	15	3,3	12	2,1	16	2,7	547	63	610	5,64	17,78	0,44	0,51
Fácies Al	59	105	10	31	5	0,8	3,7	0,8	6	1,2	4	0,8	6	1,0	210	24	234	6,02	18,29	0,46	0,53
Fácies Fe-Al	51	93	11	38	8	1,3	5,6	1,2	8	1,7	6	1,0	7	1,0	202	31	233	5,41	9,62	0,72	0,56
Fácies Al-Fe	109	132	18	52	7	1,1	4,5	1,0	6	1,3	5	0,8	6	1,0	320	25	345	11,71	22,76	0,57	0,57
Fácies Al	199	307	37	125	19	2,9	14	2,3	12	2,3	7	1,2	8	1,3	690	49	739	15,74	16,20	1,35	0,52
Saprólito	251	483	50	168	25	3,7	16	3,0	16	3,0	9	1,5	11	1,7	980	61	1042	15,39	15,98	1,20	0,53
Dacito ²	34	78	n.a	31	4,8	1	2,7	n.a	1,9	0,4	0,8	n.a	0,6	0,1							
Perfil P3																					
Solo	14	31	2,8	9,7	3,0	0,4	5,0	1,7	13	3,2	13	2,5	20	3,2	61	61	122	0,44	7,93	0,19	0,32
Desmant.(C)	7	14	1,2	4,7	1,0	0,1	1,5	0,5	4	1,1	4	0,8	6	1,1	28	19	47	0,69	11,86	0,17	0,36
Desmant.(M)	12	29	2,5	8,8	2,5	0,3	4,5	1,5	12	2,9	11	2,3	17	2,9	55	54	109	0,43	10,34	0,19	0,25
Fácies Fe-Al a Al	5	9	0,8	2,4	0,6	0,1	1,0	0,3	3	0,7	3	0,6	5	0,9	18	13	31	0,62	20,16	0,15	0,23
Fácies Al	3	5	0,4	1,2	0,4	0,1	0,9	0,3	3	0,8	4	0,7	6	1,0	10	17	27	0,30	13,76	0,11	0,25
Saprólito	3	8	0,5	1,7	0,7	0,1	1,6	0,6	6	1,6	7	1,4	12	2,0	14	31	45	0,14	9,15	0,10	0,20
Biotita granito ³	37	97	n.a	33	7	0,26	4,8	n.a	6,6	1,5	4,7	n.a	6	0,78							

n.a = elemento não analisado.

Média da crosta continental (Taylor, 1964)¹.

Dacito (CPRM, 2000)².

Biotita granito (Lenharo *et al.*, 2000)³.

7.3.3.2. Perfil 2

Em relação à média crustal foi verificado que La, Ce, Pr, Nd, Sm, Dy, Er, Tm, Yb e Lu são maiores que esta, enquanto Eu, Gd, Tb e Ho ocorrem em teores próximos à média (Tab. 8). Em relação à rocha-mãe todos os ETR nos horizontes do perfil são mais elevados, com destaque para Ce La e Nd.

A distribuição dos ETR no perfil laterítico mostra que os ETRL (57 - 980 ppm) são mais abundantes que os ETRP (6 - 67 ppm) e representam 92 % do conteúdo de ETR. Destacam-se o Ce (27 - 483 ppm), La (19 - 251 ppm) e Nd (8 - 168 ppm) com teores mais altos. O saprólito é o que apresenta maior conteúdo de ETR, exceto para Er, Tm, Yb e Lu que predominam na matriz do horizonte desmantelado e no solo, enquanto os mais baixos estão nas concreções do horizonte desmantelado (Tab. 8).

Ao longo da crosta os teores mais elevados de ETR estão no fácies Al da base e diminuem acentuadamente para os demais fácies de modo que La e Ce atingem os menores teores no fácies Fe-Al e os demais ETR no fácies Al do topo. (Tab. 8). Da crosta, tanto os ETRL como os ETRP aumentam em média duas ou três vezes para matriz do horizonte desmantelado, enquanto as concreções desse horizonte são os que têm os menores teores de ETR do perfil. A diminuição acentuada, principalmente dos ETRL nessas concreções também foi observada por Kronberg *et al.* (1979) em perfis bauxíticos de Paragominas, contudo esses autores não discutem esse comportamento. O solo assemelha-se a matriz no conteúdo desses elementos (Tab. 8). A razão entre os ETRL e ETRP é menor no fácies Fe-Al (6,5) da crosta e maior no saprólito (15,9).

Os elevados teores principalmente de Ce, La, Nd no saprólito possivelmente estão associados a minerais residuais e/ou neoformados que podem reter ETRL como feldspato e illita, que apesar desta última não ter sido identificada, a presença de feldspato sugere sua formação. A associação dos ETR com esses minerais é reforçada pela diminuição desses

elementos para o topo. Os ETRP como Yb, Er, Ho, Lu e Tm, com teores mais altos no solo e na matriz do horizonte desmantelado, sugerem sua associação com minerais resistentes como ilmenita, rutilo, titanita, monazita e xenotima (Rose *et al.*, 1979 e Henderson, 1984).

7.3.3.3. Perfil 3

Em relação à média crustal foi verificado que Er, Tm, Yb e Lu são maiores que esta, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd e Tb menores, enquanto Dy e Ho variam (Tab. 8).

A distribuição dos ETR no perfil laterítico desenvolvidos sobre o Granito Água Boa mostra que os teores de ETRL (10 - 61 ppm) são semelhantes aos ETRP (13 - 61 ppm) e estes, mais Sm e Eu, são maiores que o da rocha-mãe. Os ETR mais abundantes no perfil são Ce (5 - 31 ppm), Yb (5 - 20 ppm), La (3 - 14 ppm), Er (3 - 13 ppm) e Dy (3 - 13 ppm). Praticamente não há diferença no conteúdo de leves (49 %) e pesados (51%) e a razão entre os ETRL e ETRP está entre 0,4 no saprólito e 1,4 nas concreções do horizonte desmantelado (Tab. 8). Os teores mais elevados em ETR estão na matriz do horizonte desmantelado e no solo, quimicamente muito similares (Tab. 8). Os demais horizontes tem menores conteúdos de ETR e também são quimicamente similares.

Os baixos teores dos ETRL nesse perfil, principalmente no saprólito, podem ser atribuídos aos baixos conteúdos de minerais como esfeno, apatita e monazita, típicos minerais concentradores de ETRL (Henderson, 1984). Lenharo *et al.* (2003) identificou monazita, columbita-tantalita e xenotima nos fácies biotita granito, minerais aos quais os ETRL podem estar associados, enquanto allanita, titanita e apatita são raros ou ausentes. Uma explicação para esse fato é apresentada por Watt & Harley (1993 *in* Lenharo *et al.*, 2003), que afirmam que a abundância de monazita em rochas originadas de magmas peraluminosos é devida aos baixos conteúdos de CaO, fator limitante para a estabilidade da apatita, titanita e allanita.

7.3.3.4. Comparação entre os perfis P1, P2 e P3

A análise dos dados permitiu algumas considerações geoquímicas importantes sobre os três perfis estudados. Com esse objetivo foi feita a normalização dos valores de ETR em relação aos condritos (Evensen *et al.*, 1978), em seguida estabelecidas algumas razões entre os elementos normalizados como La_N/Lu_N , La_N/Eu_N e Gd_N/Lu_N que representam o fracionamento entre os ETR. As anomalias de Eu foram definidas pela razão Eu/Eu^* , onde Eu é o teor real normalizado, enquanto Eu^* corresponde a $(Sm_N + Gd_N)/2$ (Tab. 8).

A normalização dos valores de ETR resultou em curvas subparalelas e côncavas para cima com suave anomalia negativa em Eu (Eu/Eu^*) nos perfis 1 (~0,7) e 2 (~0,5) e mais acentuada no perfil 3 (~0,3) indicando nesse último caso, maior fracionamento desse elemento. A semelhança tanto da forma como intensidade das curvas do perfil 3 com as da rocha-mãe (Lenharo, 1998 e Costi *et al.*, 2002) sugerem que tal anomalia foi herdada do protólito (fácies biotita granito) e não gerada pela lateritização (Fig. 41).

O fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP é um pouco maior no perfil 1 ($La_N/Lu_N = 4,99$ a $18,10$) do que no 2 ($La_N/Lu_N = 5,18$ a $15,39$), enquanto no perfil 3 há enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL ($La_N/Lu_N = 0,14$ a $0,69$) (Tab. 8). Resultados obtidos nos protólitos dos granitos Madeira e Água Boa por Costi *et al.*, (2002) e Lenharo *et al.*, (2003) mostram enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, portanto o inverso dos resultados no perfil 3 (Fig. 41c), o que indica que o fracionamento dos ETRP no perfil pode ter sido gerado durante a lateritização. Esse fato já havia sido verificado por Horbe & Costa (1991) no perfil laterítico da Serra do Madeira, inclusive associaram o enriquecimento de Ce, Er, Yb e Lu para o topo do perfil a presença de cerianita. Tal associação está baseada na possibilidade do Ce ao entrar em solução na forma de Ce^{3+} ser oxidado para Ce^{4+} , que é imóvel, e precipitar como cerianita conforme Braun *et al.* (1990).

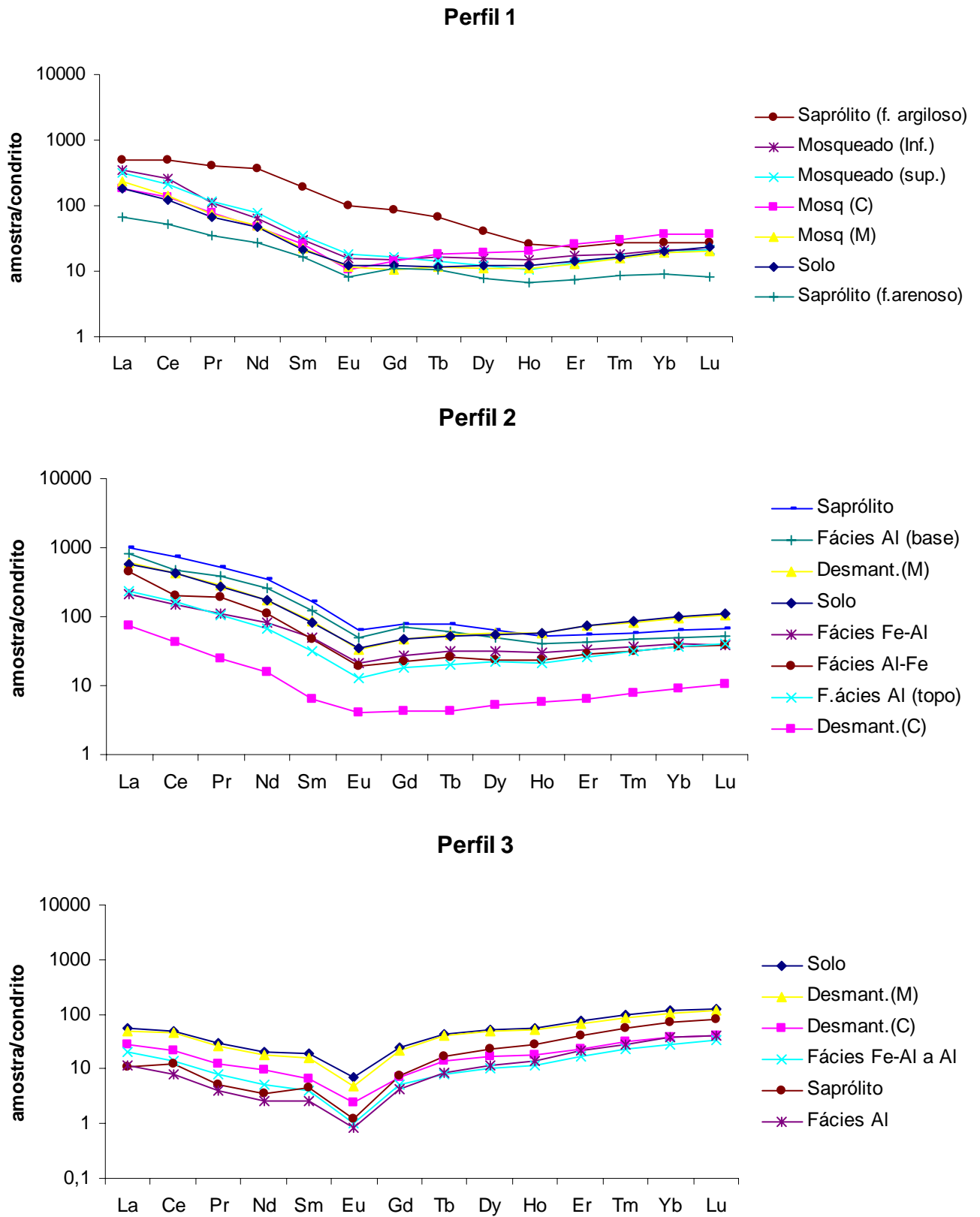


Fig.41 – Padrão de distribuição dos elementos-traço do grupo 2 (ETR) nos perfis 1, 2 e 3. C = concreção e M = matriz.

A comparação dos teores dos elementos-traço do grupo 1 e do grupo 2 (ETR) permite inferir associações geoquímicas clássicas em minerais portadores desses elementos. O teores elevados de Y e de ETRL no perfil 1 indicam que minerais como a monazita [(Ce, La)PO₄], que é fortemente seletiva de Ce, pode estar presente uma vez que permite substituição isomórfica do Ce pelo Y (Henderson, 1984). Apesar de Lenharo (1998) ter identificado na rocha-mãe do perfil 3 minerais capazes de reter Ce e La como monazita [(Ce, La)PO₄], bastnaesita [(Ce, La)(CO₃)F], cerianita [(Ce⁴⁺, Th)O₂] e fluocerita [(Ce, La)F], além de outros menos frequentes (apatita e torita), os teores desses elementos no saprólito são pelo menos dez vezes menores que os da rocha-mãe, o que sugere a possibilidade da rocha selecionada não corresponder à química do perfil estudado (Tab. 8).

7.4. PALEOMAGNETISMO

Nesta etapa foram medidas a intensidade da magnetização remanescente natural (MRN), a susceptibilidade magnética e as direções paleomagnéticas (declinação e inclinação) das crostas lateríticas dos perfis estudados (Tabela 9).

Perfil 1

A intensidade de magnetização remanescente do fácies Fe-Al protonodular da base da crosta laterítica e o maciço da porção superior são similares, varia entre 0,9 e 12,9 mA/m na porção inferior, enquanto na superior as medidas estão entre 1,5 e 5,5 mA/m (Fig. 42a).

Tabela 9 – Parâmetros paleomagnéticos e etapas da desmagnetização térmica. Mr = Intensidade da magnetização remanescente; SM = susceptibilidade magnética; DEC = declinação; INC = Inclinação; MAD = parâmetro de confiabilidade ao redor da direção medida e as etapas que melhor definiram a direção estável isolada durante o tratamento térmico. Parâmetro não medido (n.m).

Local amostrado	Latitude	Longitude	Espécimen	Mr (mA/m)	SM (SI)	DEC	INC	MAD	Etapas do tratamento térmico
<i>P1:</i>	S2°06'43''	W59°59'28''							
Fácies Fe			18-A1	0,908	1017,8	n. m	n. m	n. m	Não tratada
Fácies Fe-Al			17-A1	2,66	527,8	39,2	-13,6	2,8	150, 200, 250, 300, 350, 400, 700
Fácies Fe-Al			19-A1	0,918	377,0	353	-12,2	3,4	150, 200, 300, 350, 400, 700
Fácies Fe-Al			20-A1	5,85	703,7	147,8	-58,7	1,2	250, 300, 350, 400, 700, CENTRO
Fácies Fe-Al			20-A2	11,4	666,0	149,5	-16,6	3,9	200, 250, 300, 350, 400, 700
Fácies Fe-Al			20-A3	3,47	754,0	326,4	-49,4	7	150, 200, 250, 300, 350, 400, 700
Fácies Fe-Al			21-A1	8,52	816,8	340,8	-29,6	2,4	150, 200, 250, 300, 350, 400, 700
Fácies Fe-Al			22-A1	12,9	728,8	353,7	-38,2	5,5	150, 200, 250, 300, 350, 400, 700
Fácies Fe-Al			22-A2	9,9	703,7	352,1	-50,6	1,9	350, 400, 700, CENTRO
Fácies Fe-Al			23-A1	5,5	603,2	220	-25,2	2,4	300, 350, 400, 700, CENTRO
Fácies Fe-Al			23-A2	3,3	653,4	196,7	-26,5	6	200, 250, 300, 350, 400, 700
Fácies Fe-Al			24-A1	4,98	741,4	350,8	-9,2	3,4	200, 250, 300, 350, 400, 700
<i>P2:</i>	S0°47'00''	W60°02'54''							
Fácies Al-Fe			45-A1	2,38	50,3	186,5	1,9	22,5	150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580
Fácies Al-Fe			45-A1	2,38	50,3	352,1	-35,1	1,9	650, 680, 700, CENTRO
Fácies Fe-Al			47-A1	0,802	628,3	78,9	-5,2	10,6	150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580, 600, 630, 650
Fácies Al-Fe			46-A1	6,23	414,7	206,6	-53,9	6,9	550, 580, 600, 630, 650, 680, 700
Fácies Al-Fe			48-A1	1,29	515,2	60,1	-5,1	15	200, 250, 300, 350, 400, 450
Fácies Al-Fe			48-A1	1,29	515,2	304,7	-48,8	5,1	600, 630, 650
Fácies Al-Fe			48-A2	0,639	150,8	335,3	-51	8,6	250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580, 600, 630, 650
Fácies Fe-Al			49-A1	5,95	653,4	244,7	36,7	17,6	200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580, 600
Fácies Fe-Al			49-A1	5,95	653,4	30,6	73,5	8,9	630, 650, 680, 700
<i>P3:</i>	S0°40'10''	W59°55'53''							
Fácies Al			50-A1	0,0512	50,2	33,6	-66,1	14,4	150, 200, 250, 300, 350
Fácies Al			50-A2	0,051	37,7	181	-5,6	8,3	250, 300, 350, 400, 530, 550, 580, 600, 630, 650
Fácies Al			51-A1	0,0381	75,4	323,2	-12,4	7,5	150, 200, 250, 300, 350
Fácies Al			51-A2	0,0185	25,1	205,8	-2,8	20,5	350, 400, 450, 500, 530
Fácies Al			52-A1	1,3	163,3	290,9	-27,2	8,1	150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580, 600, 630, 650
Fácies Al			52-A2	0,542	138,2	277,6	-55,1	12,6	150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580, 600, 630, 650
Fácies Al-Fe			53-A1	1,27	100,6	132,2	40,4	4,9	150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580, 600, 630, 650, 680, 700
Fácies Al-Fe			53-A2	2,56	125,7	135,6	36,2	5,7	150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 550, 580, 600, 630, 650, 680, 700

Observação: As marcações em vermelho representam as amostras que foram descartadas do cálculo da média, enquanto as verdes as amostras com polaridades invertidas.

A susceptibilidade magnética oscila entre 377 e 817×10^{-6} SI na base da crosta, enquanto no topo entre 603 e 741×10^{-6} SI. A declinação magnética varia de 39° a 352° N na base da crosta e de 197° a 351° N no topo. No que diz respeito à inclinação, as medidas estão entre -59° e -12° na base da crosta e entre -26° e -9° no topo (Fig. 42a).

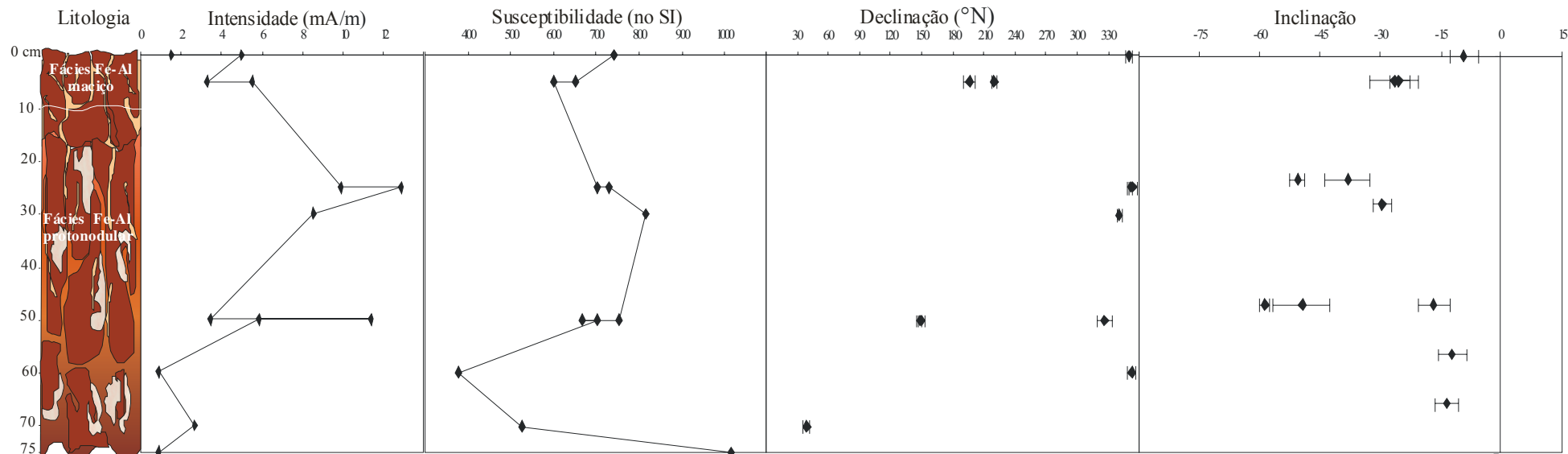
No procedimento para o cálculo indicativo das direções paleomagnéticas principais foram descartadas 3 amostras dos fácies Fe-Al topo e 3 da base da crosta, devido apresentarem direções paleomagnéticas muito dispersas, o que resultou nos valores para o pólo de 347° N para a declinação e -32° para a inclinação (Fig. 42b e Tab. 10). Para a amostra a 75 cm de profundidade foram consideradas apenas as medidas de intensidade de magnetização (0,9 mA/m) e susceptibilidade magnética (1018×10^{-6} SI) até a etapa de 200°C devido esta ter se partido durante o tratamento térmico.

Perfil 2

Os resultados paleomagnéticos mostram que a intensidade de magnetização na crosta laterítica varia entre 0,6 e 6,2 mA/m. A susceptibilidade magnética variou entre 151 e 653×10^{-6} SI ao longo da crosta Al-Fe e Fe-Al protonodular. Resultados semelhantes foram obtidos por Théveniaut & Freyssinet (2002) no depósito bauxítico de Kaw Mountain no nordeste da Guiana Francesa. As direções paleomagnéticas são muito dispersas, a declinação variou entre 31° N e 352° N, enquanto a inclinação entre -54° e 74° (Fig. 43a), motivo que levou a serem descartadas 1 amostra da base da crosta e 5 do topo. Apesar disso o erro ainda é 31,2, maior que o do perfil 1 (16,7°). Isto definiu que a direção principal do vetor magnetização e, portanto o pólo da crosta é de 332° N de declinação e -48° de inclinação, conforme mostram os estereogramas da fig. 43b e a tab. 10.

(a)

Perfil 1



(b)

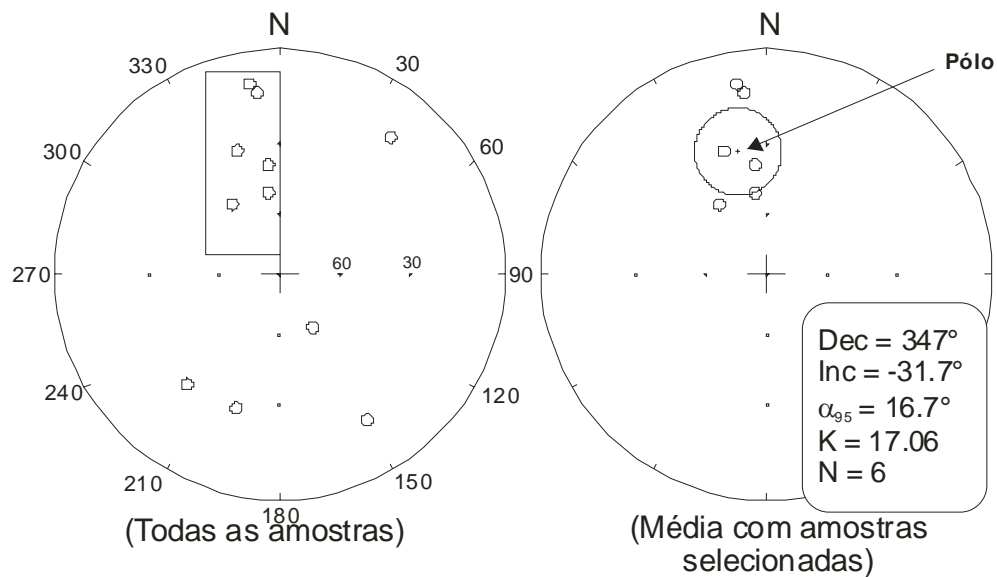


Figura 42 - Medidas paleomagnéticas na crosta laterítica do perfil 1: a – Gráficos de intensidade, susceptibilidade, declinação e inclinação, b – direção média do vetor magnetização.

□ Amostras selecionadas para o cálculo da média; ○ erro de dispersão (α_{95}).

Tabela 10 - Direções paleomagnéticas médias dos perfis estudados.

Local amostrado	Latitude do sítio	Longitude do sítio	N	n	Dec.	Inc.	<i>k</i>	α_{95}
Perfil 1	S2°06'43''	W59°59'28''			347	-31,7	17,0	16,7
Fácies Fe-Al maciço			4	2				
Fácies Fe-Al protonodular			8	4				
Perfil 2	S0°47'00''	W60°02'54''			332	-48,4	16,6	31,2
Fácies Al-Fe a Fe-Al protonodular			6	3				
Perfil 3	S0°40'10''	W59°55'53''			306	-35,0	13,8	21,3
Fácies Al-Fe protonodular			4	5*				
Fácies Al vermiforme			4	0				

N = número de amostras; n = número de espécimes usado no cálculo das direções paleomagnéticas; Dec. = declinação; Inc. = inclinação; *k* parâmetro de precisão; α_{95} = confiabilidade em torno da direção medida.

* Duas amostras com polaridade reversa foram invertidas.

Perfil 3

Os valores de intensidade da MRN na crosta desse perfil (< 3 mA/m) são menores que os demais perfis. No fácies Al da base da crosta estão em torno de 0,03 mA/m, enquanto no Al-Fe do topo variam entre 0,5 e 2,6 mA/m. A susceptibilidade magnética mostrou comportamento similar à intensidade de magnetização, ou seja, valores crescentes no fácies Al ($25 - 75 \times 10^{-6}$ SI) para o Al-Fe ($100 - 163 \times 10^{-6}$ SI). O aumento desses parâmetros do fácies Al para o Al-Fe também foi observado por Théveniaut & Freyssinet (2002) no depósito bauxítico de Moengo, no Suriname.

Em termos de direções paleomagnéticas, as amostras do fácies Al mostram valores de declinação entre 34 e 323° N e inclinação entre -66 e -2,8°, enquanto no Al-Fe, sobreposto a este, variam entre 132 e 290° N e -55 e 40°, respectivamente (Fig. 44a). No cálculo da direção principal do vetor magnetização, ou seja, o pólo paleomagnético, foram descartadas 4 amostras do fácies Al e 1 do fácies Al-Fe. Duas amostras do topo da crosta que apresentaram direções do vetor (132°N/40° e 136°N/36°) opostas as das demais, possivelmente foram invertidas durante a

Perfil 2

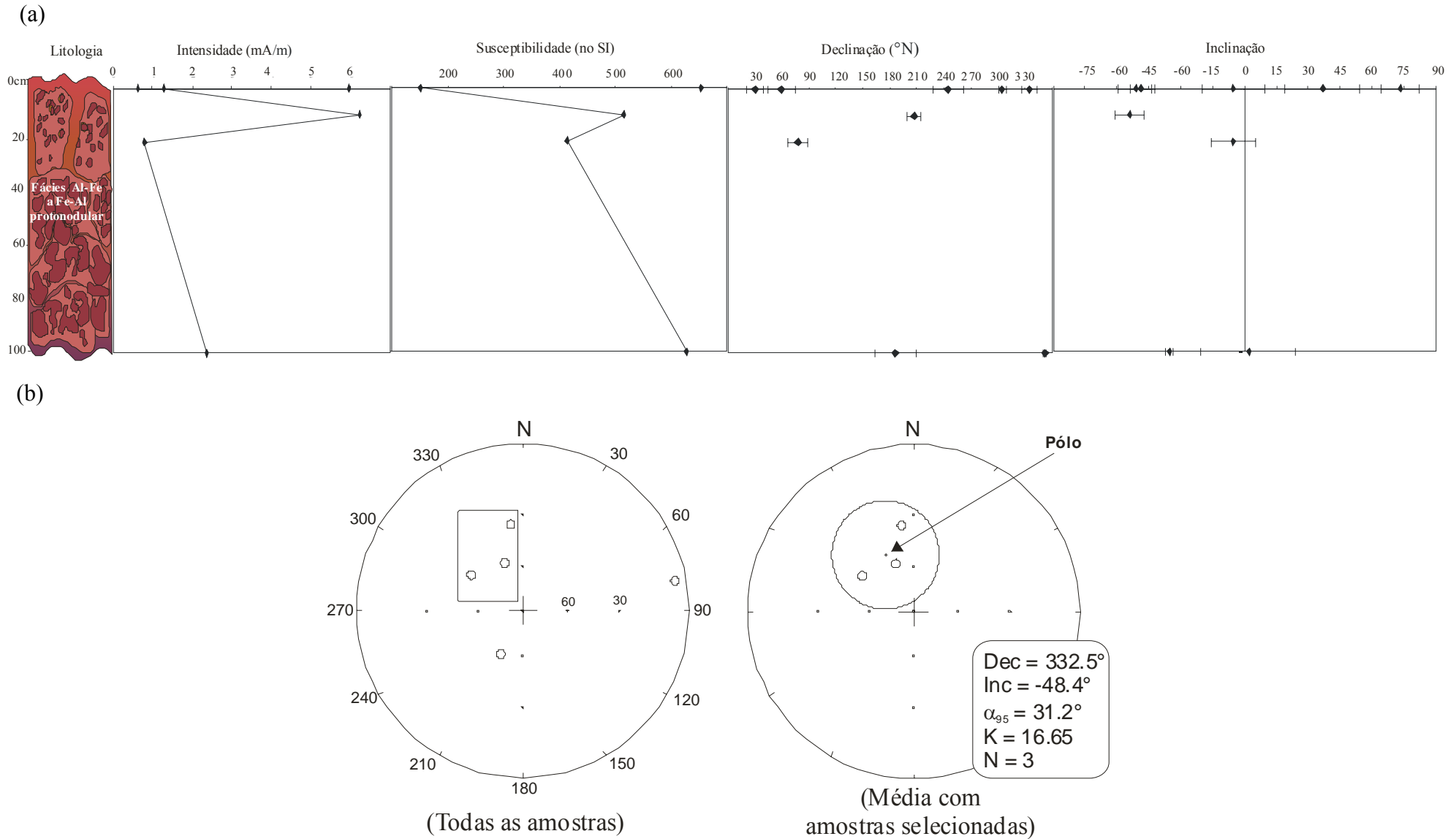


Figura 43 - Medidas paleomagnéticas na crosta laterítica do perfil 2: a – Gráficos de intensidade, susceptibilidade, declinação e inclinação, b – direção média do vetor magnetização. Amostras selecionadas para o cálculo da média; erro de dispersão (α_{95}).

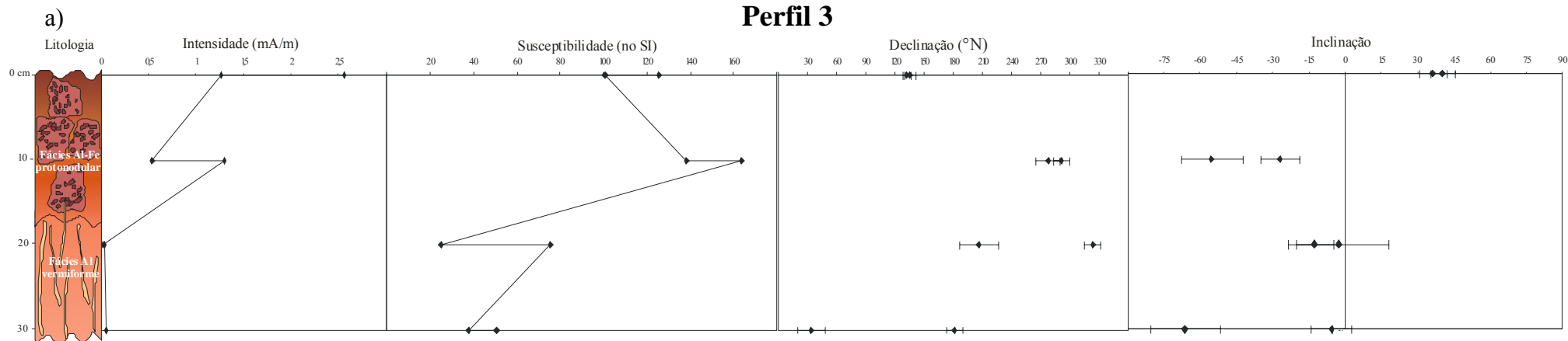
fase de preparação, por esse motivo foram novamente invertidas durante o tratamento dos dados, o que definiu 306° N de declinação e -35 de inclinação como a direção principal do vetor magnetização, com erro de 21,3° (Fig. 44b e Tab. 10).

A análise das variações de intensidade de magnetização, susceptibilidade magnética, declinação e inclinação das componentes de magnetização extraídas de cada amostra associados aos dados estruturais, texturais, mineralógicos e químicos dos perfis 1, 2 e 3 permite algumas comparações.

A intensidade da MRN, nas amostras da crosta desenvolvida sobre as rochas sedimentares da Formação Prosperança (perfil 1) é maior do que sobre as ígneas do Supergrupo Uatumã (perfis 2 e 3). O mesmo comportamento foi observado para a susceptibilidade magnética. Esse valores mais elevados no perfil 1 são devido ao maior conteúdo em minerais ferromagnéticos como a hematita e óxidos de Fe-Ti, que neste perfil ocorrem entre de 52 e 54 % no fácies Fe-Al. Resultados semelhantes, inclusive da mesma ordem de grandeza, foram obtidos por Théveniaut & Freyssinet (2002) em perfis lateríticos nas regiões de Caiena e Kaw Mountain na Guiana Francesa e nos depósitos bauxíticos de Moengo e Bakhuis Mountains no Suriname.

Apesar do número de amostras coletadas ter sido pequeno e a raramente originarem mais de dois espécimens por amostra, além das difíceis condições de amostragem nos perfis 2 e 3 por se tratarem de poços e a grande dispersão nas direções ($\alpha_{95} = 17^\circ, 31^\circ$ e 21° para P1, P2 e P3, respectivamente), as direções médias (P1: 347° N/-32°, P2: 332° N/-48° e P3: 306° N/-35°) apontam para N-NW, com inclinação semelhante a do pólo atual o que indica boa correlação com o pólo de 50 e 70 Ma. da curva de Ernesto *et al.* (2002). Isto posiciona as crostas dos perfis estudados no Paleógeno (Fig. 45) e, portanto dentro do período de formação das crostas

Perfil 3



b)

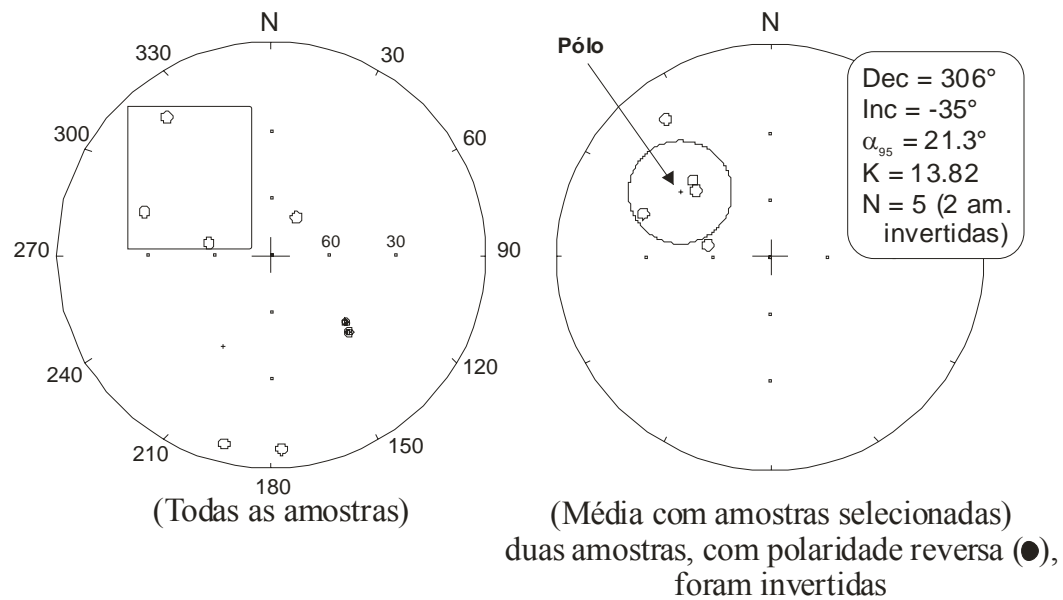


Figura 44 - Medidas paleomagnéticas na crosta laterítica do perfil 3: a – Gráficos de intensidade, susceptibilidade, declinação e inclinação, b – direção média do vetor magnetização.

□ Amostras selecionadas para o cálculo da média; ○ erro de dispersão (α_{95}).

lateríticas na Amazônia segundo Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), Truckenbrodt *et al.* (1982), Kotschoubey (1984), Kotschoubey *et al.* (2005) e Tardy & Roquin (1998). Contudo, como observado anteriormente os resultados paleomagnéticos devem ser considerados com cautela e nova amostragem deverá ser efetuada para obtenção de dados mais conclusivos.

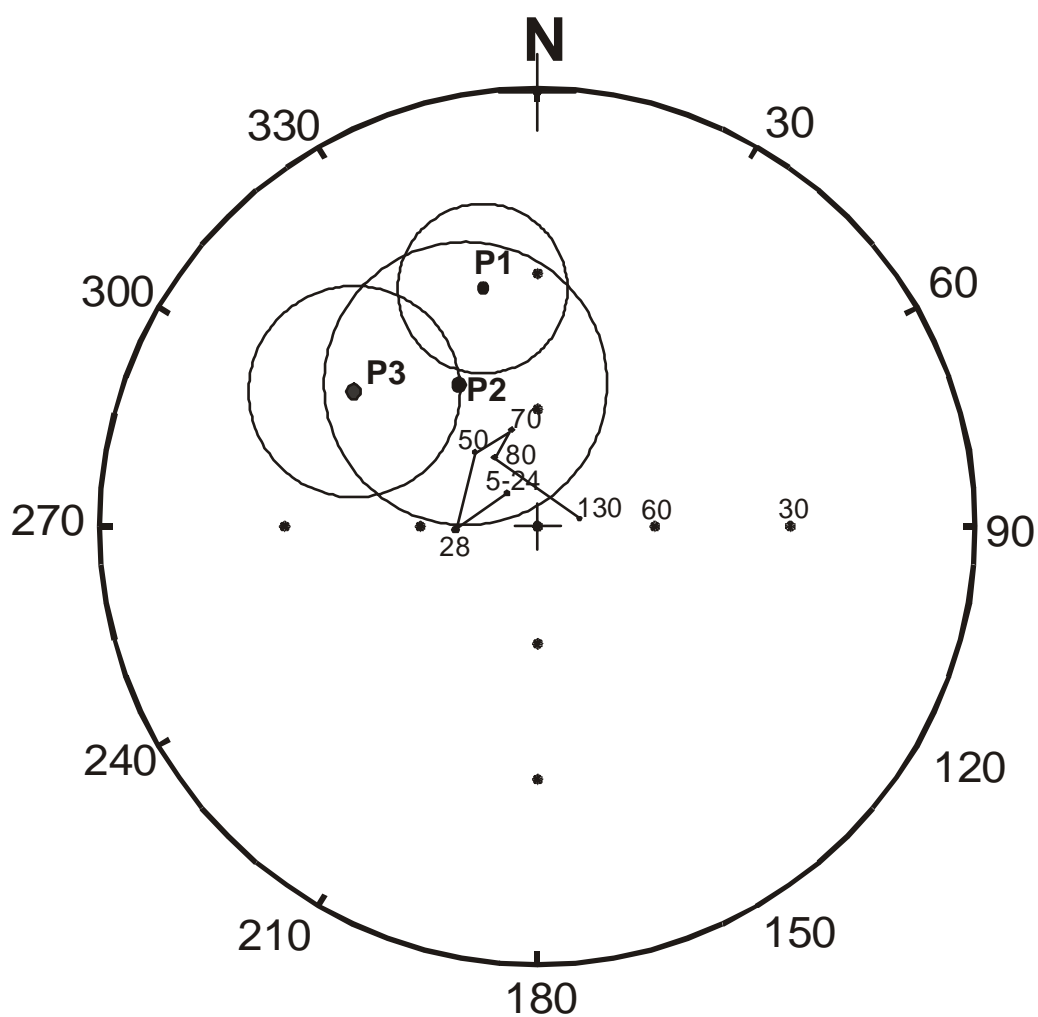


Figura 45 – Posição do pólo paleomagnético para os perfis P1, P2 e P3.
∩ Curva de referência para o pólo geomagnético virtual na América do Sul (Ernesto *et al.*, 2002).

7.5. GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS PERFIS

Tanto na Amazônia Brasileira como nas Guianas há perfis em vários estágios de lateritização e preservação, formados provavelmente a partir do Cretáceo Superior quando o clima na Amazônia era tropical sazonal (Aleva, 1979). Como a lateritização está ligada às condições climáticas, os perfis desenvolvidos nesse processo são marcadores das condições paleoclimáticas de uma região.

O modelo proposto de Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), Truckenbrodt *et al.* (1982), Tardy & Roquin (1998) e Kotschoubey *et al.* (2005) associa os períodos climáticos quentes e secos do Cenozóico como os responsáveis pela formação de crosta ferruginosa, enquanto ao mais úmidos intercalados com o desenvolvimento de crosta bauxítica. Desse modo, e com base nos dados paleomagnéticos, pode-se considerar que os perfis estudados se desenvolveram no Paleógeno com espessamento e desmantelamento das crostas ferruginosa/bauxítica durante o Neógeno. A figura 46 exemplifica esse modelo de evolução.

Nos períodos quentes e úmidos há intensa percolação de fluidos ricos em ácidos orgânicos provenientes da decomposição da matéria orgânica da floresta o que intensifica a hidrólise dos silicatos, mobilização do ferro, aprofundamento do perfil e formação dos horizontes saprolítico e mosqueado. No clima mais seco os hidróxidos de ferro formados na etapa anterior se desidratam e há tendência de predomínio de hematita em detrimento de goethita. Nessa etapa há maior formação de caulinita que gibbsita que é típica de clima mais úmido. Etapas subseqüentes de alternância de clima ora levam a formação de mais gibbsita e goethita ora mais hematita e caulinita em um processo de superposição de fases minerais. Desse modo, formam-se as crostas maciça, protonodular, nodular, pisolítica e vermiforme. Fases erosivas associadas podem provocar o truncamento de perfis especialmente nas encostas como observado no perfil 1 desenvolvido sobre a Formação Prosperança.

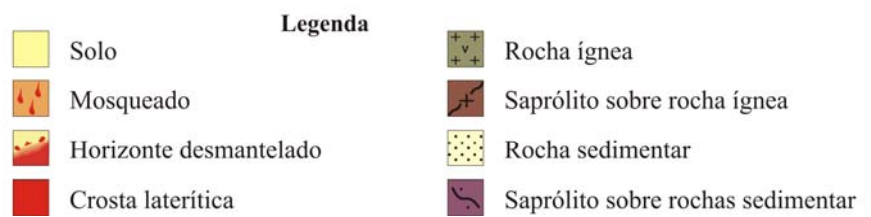
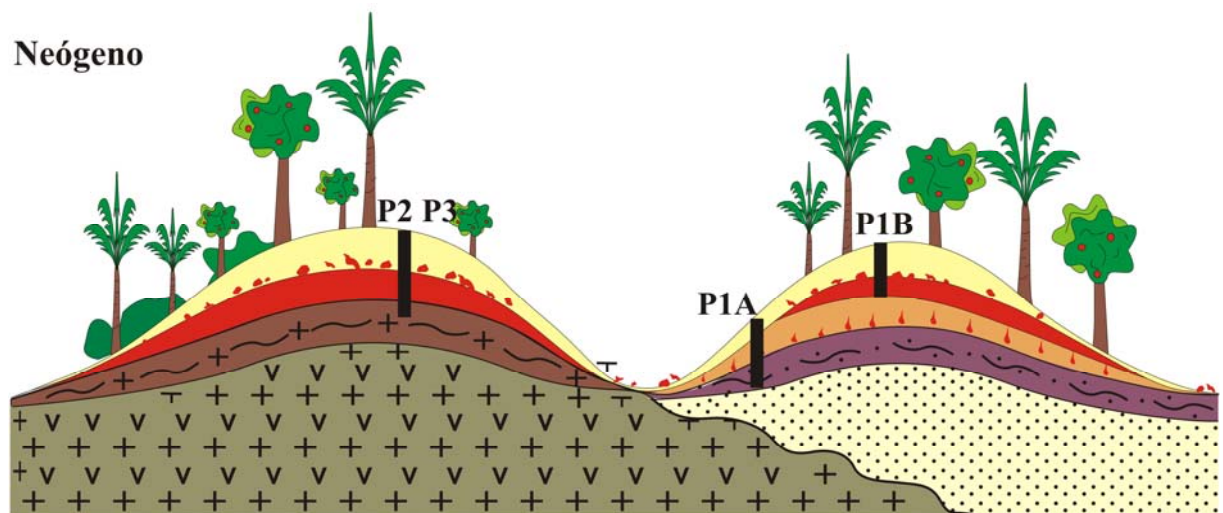
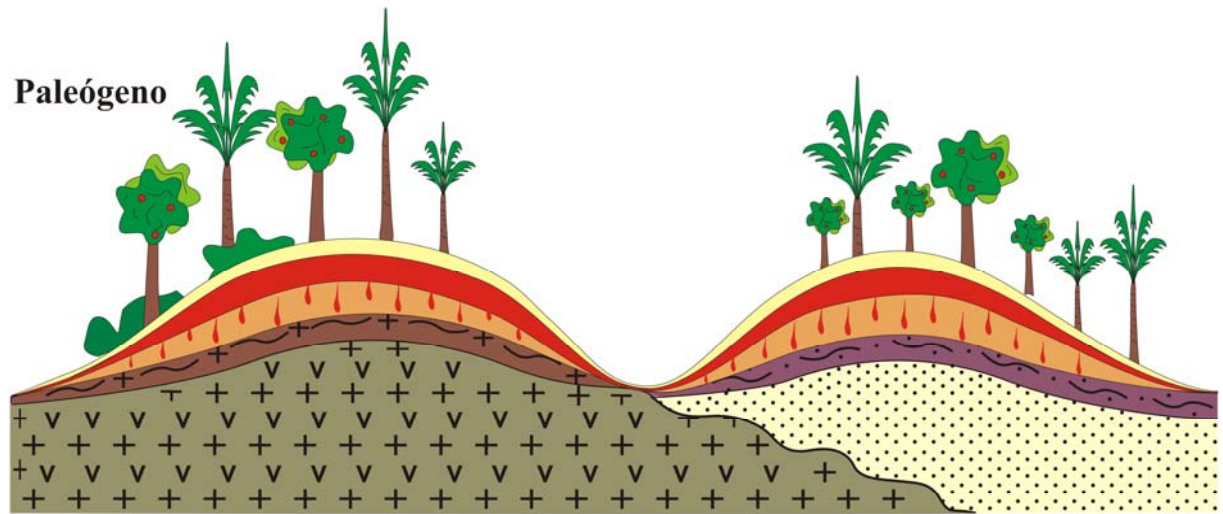
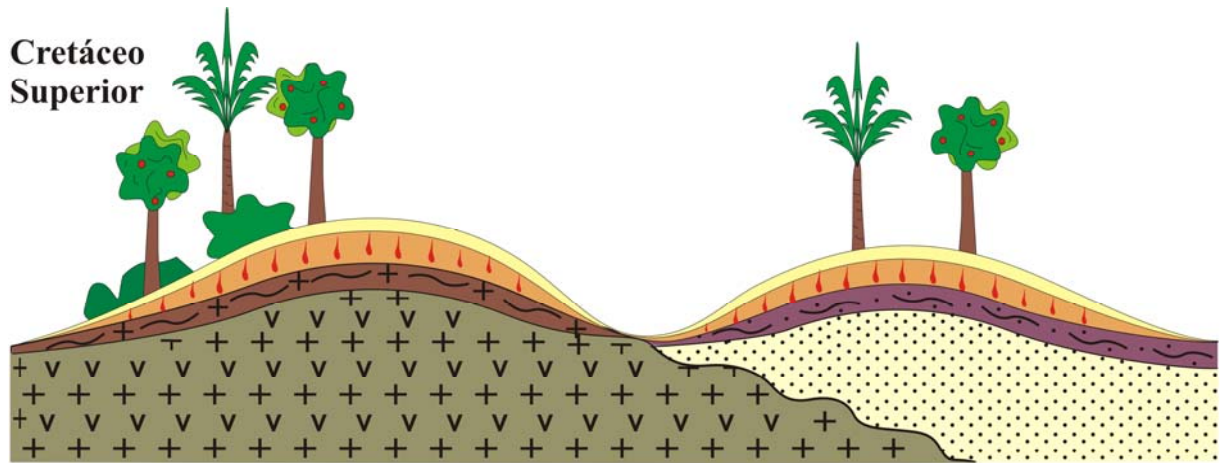


Figura 46 – Evolução esquemática dos perfis 1, 2 e 3.

8. CONCLUSÕES

A caracterização estrutural, textural, mineralógica, geoquímica e paleomagnética realizada nos perfis lateríticos da Formação Prosperança (perfil 1), Grupo Iricoumé (perfil 2) e da Suíte Intrusiva Mapuera (perfil 3) situados no NE do estado do Amazonas serviram de base para as seguintes conclusões:

Estruturação e aspectos texturais:

O perfil 1 é constituído pelos horizontes saprolítico, mosqueado, crosta (fácies ferro-aluminoso), dismantelado e solo. No perfil 2 foram diferenciados os horizontes saprolítico, crosta (fácies: aluminoso, alumino-ferruginoso, ferro-aluminoso e aluminoso), dismantelado e solo, enquanto no perfil 3, o saprolítico, a crosta (fácies: aluminoso, ferro-aluminoso, alumino-ferruginoso e aluminoso), dismantelado e solo. Se por um lado no perfil 1 o fácies aluminoso da crosta não foi visualizado, devido, localmente, este ter sido erodido no P1A e não exposto no P1B, por outro, nos perfis 2 e 3 ele é bem desenvolvido.

Composição mineralógica:

Gibbsita, caulinita, hematita, goethita, quartzo e anatásio são os minerais mais abundantes em todos os perfis, contudo a presença de muscovita e illita diferencia o perfil 1 dos demais. Os teores de gibbsita são maiores nos perfis 2 e 3. A hematita e goethita são mais abundantes no perfil 1, apesar de teores elevados também ocorrerem nos fácies Fe-Al dos perfis 2 e 3. Em todos os perfis o quartzo tem teor muito baixo, com exceção do fácies arenoso do perfil 1. O anatásio também é baixo e não mostra diferenças significativas de um perfil para outro..

Composição química dos óxidos maiores e da perda ao fogo (P.F.):

O Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , P.F. e TiO_2 são os óxidos mais abundantes em todos os perfis, entretanto, em P1 $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{P.F.} > \text{Fe}_2\text{O}_3$, enquanto em P2 $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{P.F.} > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{SiO}_2$

e em P3 $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{P.F.} > \text{SiO}_2 > \text{Fe}_2\text{O}_3$. Tudo indica que essas diferenças foram fortemente influenciadas pela natureza do protólito, uma vez que o processo laterítico é regional e, portanto atuou de modo similar nos três perfis. Com relação ao TiO_2 , não há variação significativa de um perfil para outro.

Os álcalis Na_2O , K_2O , CaO , MgO estão presentes em teores extremamente baixos. Contudo, K_2O e MgO são levemente mais altos no perfil 1 o que o diferencia dos demais. P_2O_5 também é baixo, principalmente no perfil 3, onde ocorre próximo ao limite de detecção.

Elementos-traço (ET) do grupo 1:

A comparação entre os teores dos ET nos perfis mostra que Zr, Ba, V, Sr, Y, Hf, Mn, Pb, Sc, Zn, U, Sb, Cu e Co são mais abundantes no perfil 2, Nb, Th, Ga, Sn, W, Ta, As, Mo, Au e Hg no perfil 3, enquanto Rb e Ni predominam no perfil 1.

Os teores mais altos nos perfis 2 e 3 já eram esperados, uma vez que foram formados a partir de rochas ígneas, geralmente, portadoras de minerais que contêm esses elementos.

Elementos-traço do grupo 2 (Elementos Terras Raras):

Os ETR são mais abundantes no perfil 2. Subordinadamente, os ETRL são mais altos no perfil 1, enquanto os ETRP no perfil 3.

A normalização dos ETR resultou em curvas subparalelas, côncavas para cima, com anomalia negativa em Eu mais acentuada no perfil 3, indicando maior fracionamento desse elemento.

O padrão de distribuição desses elementos mostra que o enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP no perfil 1 é maior do que no 2, enquanto no perfil 3 houve enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL .

Este estudo mostra que além de mais espessos (~ 4 m) que a média (inferior a 2 m) dos principais depósitos bauxíticos da Amazônia, a composição química dos horizontes aluminosos nos perfis 2 e 3, com teores entre 50 e 60 % de Al_2O_3 , 1 e 4 % de SiO_2 , 1 e 7 % de

Fe_2O_3 e $\sim 2\%$ de TiO_2 , possuem qualidade industrial para bauxita refratária (50-60 % de Al_2O_3 , $< 5\%$ de SiO_2 reativa, $< 3,75\%$ de Fe_2O_3 e $< 4\%$ de TiO_2) (Ramos, 1982) quando comparados a bauxita extraída de outras regiões (50-60 % de Al_2O_3 , 2-10 % de Fe_2O_3 , 1-10 % de SiO_2 e $< 4\%$ de TiO_2), se equivalem aos depósitos desenvolvidos sobre as Formações Itapecuru e Alter do Chão na região de Paragominas (PA), Trombetas/Nhamundá (AM e PA) e Juruti (PA), conforme Boulangé & Carvalho (1997), Kotschoubey *et al.* (1997), Lucas (1997).

Resultados paleomagnéticos:

A intensidade da MRN e a susceptibilidade magnética são maiores na crosta laterítica do perfil 1, enquanto dos perfis 2 e 3 são similares. Com relação a declinação e inclinação e considerando que os resultados ainda são bastante preliminares, devido ao erro de dispersão das direções ser alto, todas as direções médias apontam para N-NW, tem inclinação semelhante a do pólo atual e mostram boa correlação com o pólo de 50 e 70 Ma. da curva de Ernesto *et al.* (2002) o que os posiciona no Paleógeno.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEVA, G.J.J. 1979. Bauxitic and other duricrusts in Suriname: a review – *Geol. Mijnbouw.*, **58** (3):321-336.
- ALEVA, G.J.J. 1994. Laterites. Concepts, Geology, Morphology and Chemistry. ISRIC, Wageningen. 153 p.
- AMBROSI, J.P & NAHON, D. 1986. Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. *Chem. Geol.*, 57: 371-393.
- ANGÉLICA, R.S. 1991. Dispersão mineralógica e geoquímica em crostas e solos lateríticos aplicada a caracterização do substrato do Complexo de Maicuru-Pará. Belém Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1991. **Dissertação de Mestrado**. 200 p.
- ANGÉLICA, R.S. 1996. Mineralógica e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás: Depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1996. **Tese de Doutorado**. 138p.
- BALL, P.J. & GILKES, R.J. 1986. The Mt. Saddleback bauxite deposit, south western Australia. Proc. 3rd Int. Conf. on Lateritization processes (I.G.C.P. 129), Tokio, 1-14.
- BÁRDOSSY, G. & ALEVA, G.J.J. 1990. Lateritic Bauxite. Developments in Economic Geology, 27, Elsevier, Amsterdam, Oxford, 624 p.
- BEAUVAIS, A. 1991. Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du Centrafrique. Morphologie, Pétrologie et Géochimie. Thèse Univ. Poitiers, 315 p.
- BEAUVAIS, A. and COLIN, F. 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chem. Geol.*, 106: 77 – 101.
- BEAUVAIS, A. and ROQUIN C. 1996. Petrological differentiation patterns and geomorphic distribution of ferricretes in Central Africa. *Geoderma*, 73: 63 – 82.
- BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOL, R. & COSTI, H.T. 2003. Geologia, Petrologia e Química mineral das micas dos greisens estaníferos associados ao pluton Água Boa, Pitinga (AM). *Rev. Bras. Geoc.* 33: 51-62.
- BOULANGÉ, B & CARVALHO, A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas. In: CARVALHO, A., BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J. & LUCAS, Y. (Organizadores). Brazilian Bauxites, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. p. 55-73.
- BRAUN, J.J.; PAGEL, M.; MULLER, J.P.; BILONG, A.M. & GUILLET, B. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54:781-795.

- BUTLER, R. F. 1998. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes: Electronic Edition, University of Arizona, p. 238.
- BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. 1992. Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. In: Handbook of Exploration Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, v.4, 670p.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Rio Amazonas, Belém, Petrobrás, 1971, 92 p. (*Relatório Interno Técnico*, 641-A).
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D.N.N. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas – Histórico e Atualização. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 26. Belém, 1972. *Anais...* Belém, SBG. 3: 35-45.
- COSTA, J.A.V. 1991a. Geoquímica dos lateritos auríferos do morro Mina do Cassiporé (Amapá). Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 1991. **Dissertação de Mestrado**. 105 p.
- COSTA, M. L. 1991b. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, **21**(2): 146-160.
- COSTA, M.L. 1997. Lateritization as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Explor. Mining Geol.* **6**: 79-104.
- COSTA, M.L.; HORBE, M.A.; HORBE, A.M.C.; TEIXEIRA, J.T.; COSTA, W.A.M. 1988. A região laterítica bauxítica do Pitinga-AM. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 35, Belém, Resumos..., Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, v.1, p.22-26.
- COSTA, M.L. 1993. Gold distribution in lateritic profiles in South America, Africa and Australia: applications to geochemical exploration in tropical regions. *J. Geochem. Explor.*, **47**: 143-163.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R. MOURA, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian craton, Northern Brazil. *Inter. Geol. Rev.* **43**:832-849.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; BORGES, RMK; MINUZZI, O.R.R. AND TEIXEIRA, J.T. 2002. Tin-Bearing Sodic Episyenites Associated with the Proterozoic, A-type Água Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, 5: 435-451.

- CPRM. 2000. Programas Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracarái, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA20-Z-A, NA-21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000. Brasília.
- CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C & FEIJÓ, F.L. 1994. Bacia do Amazonas. *B. Geoci. PETROBRÁS*, **8**: 47-55.
- D'AGRELLA FILHO, M. S. 1992. Paleomagnetismo de enxames de diques máficos proterozóicos e rochas do embasamento do Cráton do São Francisco. Universidade de São Paulo-USP, **Tese de Doutorado**. São Paulo, 215p.
- DELVIGNE, J. 1998. Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. The Canadian Mineralogist. Special Publication 3. Min. Assoc. of Canada and Ed. ORSTOM. Ottawa. 494p.
- DENNEN, W.H. & NORTON, H.A. 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the lower Amazon basin; *Econ. Geol.* **72**: 82-89.
- ERNESTO, M.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E. M.; MARQUES, L. S.; DE MIN, A.; PACCA, I. G.; MARTINS, G.; MACEDO, J. W. P. 2002. Paleomagnetic, geochronological and geochemical constraints on time and duration of the Mesozoic igneous activity in Northeastern Brazil. *AGU Monograph, Estados Unidos*, v. 136, p. 129-149.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim Acta.* **42**:1199-1212.
- FERNANDES FILHO, L.A. 1996. Geologia, mineralogia, geoquímica dos lateritos de Manaus-Amazonas. Centro de Geociências, UFPA, **Dissertação de Mestrado**. 96 p.
- FERNANDES FILHO, L.A., COSTA, M.L., COSTA, J.B.S. 1997. Registros Neotectônicos nos lateritos de Manaus. *Rev. Bras. Geoc.*, **16(1)**: 9-33.
- FORMOSO, M.L.L.; MELFI, A.J. & KRONBERG, B.I. 1989. Comportamento dos elementos terras raras no intemperismo tropical. *In: Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil*. Milton L.L. Formoso, Lauro V.S. Nardi e Leo A. Hartmann (Organizadores). CPRM/DNPM, SBGq. Rio de Janeiro. 109-120.
- FREYSSINET, Ph., ZEEGERS, H, TARDY, Y. 1989. Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of southern Mali. *J. Geochem. Explor.*, **32**: 17:31.
- GEHRING, A.U., KELLER, P., KELLER, F. 1992. Magnetic evidence for the origin of lateritic duricrust in southern Mali (Western Africa). *Palaeogeogr. Palaeoecol.*, **95**: 33-40.

- GRAY, D.J., BUTT, C.R.M., LAWRENCE, L.M. 1992. The Geochemistry of gold in lateritic terrains. In: Regolith Exploration Geochemistry in tropical and sub-tropical Terrain. Butt, C.R.M & Zeegers, H. (Editors) Handbook of Exploration Geochemistry, Vol. 4 (G.J.S. Govett, Series Editor). Elsevier, Amsterdam, 1992, 630 pp.
- HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A.; FREY, F.A.; WILDEMAN, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: "Origin and distribution of the elements", Pergamon, 889-912.
- HENDERSON, P. 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Rare earth element geochemistry. Hendersom, P. (Editor). Elsevier, 1984, p. 1-54.
- HORBE, A. C. ; COSTA, M. L. 1991. Caracterização mineralógica do minério laterítico da Serra do Madeira- Mina pitinga AM. In: Simp. Geol. Amaz., 3, 1991, Belém. Anais... Belém, SBG, 1991. p. 541-548.
- HORBE, A.M.C & HORBE. M.A. 2005. Linhas de pedra na região nordeste do Amazonas. In: SOUZA, V. S. (Org.) ; HORBE, A. M. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia, 4:221-229.
- HORBE, A.M.C, NOGUEIRA, A.C.R., HORBE, M.A., COSTA, M.L., SUGUIO, K. 2001. A laterização na gênese das superfícies de aplainamento da região de Presidente Figueiredo, Balbina, nordeste do Amazonas. In: Contribuições à Geologia da Amazônia. Vol. 2. VI Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus-AM. p.145-176.
- HORBE, A.M.C. & COSTA, M.L. 1999a. Geochemical evolution of a lateritic Sn-Zr-Th-Nb-Y-REE-bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas – Brasil. Jour. Geochem. Explor. 66: 339-351.
- HORBE, A.M.C. & COSTA, M.L. 1999b. Relações genéticas entre latossolos e crosta lateríticas aluminosas e alumino-ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4):497-504.
- HORBE, A.M.C. 1991. Evolução mineralógica e geoquímica do perfil laterítico mineralizado a Sn, Zr, Nb, Y e ETR da Serra do Madeira-Pitinga (AM). **Tese de Mestrado**, Centro de Geociências, UFPa, 245p.

- HORBE, A.M.C.; NOGUEIRA, A.C.R.; SOARES, E.A.A.; SOUZA, V.S. 1999. A laterização na evolução morfológica da Região de Presidente Figueiredo, Estado do Amazonas. Manaus. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Bol. Res. Exp.*, SBG/NO. 399-402.
- HORBE, M.A.; HORBE, A.M.C.; COSTI, H.T.; TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil—a review: *Jour. Geochem. Explor.* 40: 227-249.
- KATZER, F. 1903. *Grundzüge der Geologie des unteren Amazonasgebietes.* Leipzig, Verlag Max Wcg, 296 p.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981. Evolução poligenética das bauxites do distrito de Paragominas – Açailândia (estados do Pará e Maranhão). *Rev. Bras. Geoc.*, **11**:193-202.
- KOTSCHOUBEY, B. 1984. Bauxitas do baixo Nhamundá, região do médio e baixo Amazonas – natureza e gênese. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. **8**: 3926-3940.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. CALAF, J.M.C. 2005. Evolução Geológica da porção meridional da província bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (nordeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará e extremo oeste de Maranhão. *Rev. Bras. Geoc.*, 35 (2):263-272.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HEIRONIMOUS, B. 1997. Bauxite Deposits of Paragominas. In: CARVALHO, A., BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J. & LUCAS, Y. (Organizadores). *Brazilian Bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. 75-116.
- KRONBERG, B.; FIFE, W.S.; MCKINNON, B.J.; COUSTON, J.F.C., STILIANIDI, B.; NASH, R.A. 1982. Model for bauxite formation (Paragominas, Brasil). *Chem. Geol.*, **35**: 311-320.
- KRONBERG, B.I; COUSTON, J.F.; STILIANIDI FILHO, B.; FYFE, W.S.; NASH, R.A. AND SUDGEN, D. 1979. Minor element geochemistry of the Paragominas Bauxite, Brasil. *Economic Geology*. **74**: 1869-1875.
- LACROIX, A. 1913. Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Mus.*, 5: 255-356.
- LENHARO, S.L.R.; POLLARD P.J.; BORN H. 2000. Matrix rock texture in the Pitinga topaz granite, Amazonas,

- LENHARO, S.R.L. 1998. Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Universidade de São Paulo, **Tese de Doutorado**, São Paulo, 290 p.
- LENHARO, S.R.L.; POLLARD, P.J.; BORN, H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos.* **66**: 37-61.
- LUCAS, Y. 1997. The Bauxita of Juruti. In: CARVALHO, A., BOULANGÉ, B.; MELFI, A.J. & LUCAS, Y. (Organizadores). *Brazilian Bauxites*, USP/FAPESP/ORSTOM, Brazil. p. 107-133.
- McLENNAN, S.M. 1989. Rare-earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: B.R. Lipin & G.A. McKay (eds). *Geochemistry and Mineralogy of Rare-Earth Elements*. Reviews in Mineralogy. v. 21. pp.169-200.
- MURATA, K.J., DUTRA, C.V., DaCOSTA, M.T. and BRANCO, J.J.R. 1959. Composition of monazite from pegmatites of eastern Minas Gerais, Brazil. *Cosmochim. Acta*, 1-14.
- NAHON, D. B. 1976. Courasses ferrugineuses et encroûtements caucasiens au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence. *Sci. Géol. Mém. Straubourg*, 44, 232 p.
- NAHON, D.B. 1986. Evolution of Iron Crusts in Tropical Landscapes. In: Rates of Chemical Weathering of Rock and Minerals. In: Colman, S. and Dethier, D.P (eds). Academic Press, p. 169-191.
- NAHON, D.B. 1991. Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering. Wiley, New York, 313 p.
- NOGUEIRA, A.C.R.; SILVA JUNIOR, J.B.C; SOARES, E.A.A. 2004. Fácies Fluviais e Litorâneas da Formação Prosperança, Proterozóico do Escudo das Guianas, Município de Presidente Figueiredo-AM. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 42, Araxá-MG, 2004. *Anais...* Araxá, SBG.
- PAIVA, G. de. 1929. Vale do Rio Negro (Physiografia e Geologia). Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Rio de Janeiro, 62p.
- PEDRO, G. 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, 10, 5, p. 457-470.

- PORTO, C.G. 2000. Intemperismo em Regiões Tropicais. In Guerra, A.J.T. & Cunha da, S.B. (Organizadores). *Geomorfologia e Meio Ambiente*. Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro. p. 25-57.
- RADAMBRASIL. 1978. Levantamento de Recursos Naturais. Folha SA.20-Manaus. *Departamento Nacional de Produção Mineral*. vol. 18, 747p.
- RAMOS, C.R. 1982. Perfil analítico do alumínio. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), boletim 55, 152p.
- RANDALL, D.E. 1998. A new Jurassic-Recent apparent polar wander path for South America and a review of central Andean tectonic models. *Tectonophysics*, **184**: 1-9.
- RAO, A.B. 1987. Guide horizons for gold mineralization in lateritic crust. *Chem. Geol.*, **60**: 287-291.
- ROLLINSON, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Ed. Longman Scientific & Technical. New York. 351 p.
- ROSE, A.W.; HAWKES, H.E.; WEBB, J.S. 1979. *Geochemistry in mineral exploration*. New York, Academy Press, 2ed., 657p.
- ROSOLEN, V.; LAMOTTE, M.; BOULET, R.; TRICHET, J., ROUER, O. 2002. Genesis of a mottled horizon by Fe-depletion within a laterite cover in the Amazon Basin. *C. R. Geoscience*. **334**: 187-195.
- SCHELLMANN, W. 1980. Considerations on the definition and classification of laterites. In: INT. SEMINAR ON LATERIZATION PROCESSES, I. Trivandrum, 1979. *Proceedings...* Trivandrum, Oxford & Ibh. p. 1-10.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros resultados [abs.], in 38° Cong. Bras. Geol., vol. 4, Camburiú, p. 359-397.
- SEMENOV, E.I. 1958. Relationship between composition of rare earths and composition and structure of of minerals. *Geochemistry (U.S.S.R.)*, p. 574-586.
- SOUZA, V.S. & KOTSCHOUBEY, B. 2005. Geologia e Mineralizações auríferas do Garimpo do Manelão, Região do Médio Rio Bacajá (PA). In: Horbe, A.M.C. e Souza, V. S. (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Vol. 4. VIII Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus-AM. p. 151-163.

- TARDY Y. & ROQUIN C. 1998. Derive des continents, paleoclimats et altérations tropicales. BRGM, Orléans, France, 473 p.
- TARDY, Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. *In: Weathering, Soils and Paleosols*. Edited by I.P. Martini and W. Chesworth. Developments in Earth Surface Processes. Elsevier, Amsterdam, p. 379-401.
- TARDY, Y. 1993. Petrologie des Latérites et des Sols Tropicaux. Masson, Paris, 460p.
- TAYLOR, S.R. 1964. The abundance of chemical elements in the continental crust – a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 1415-1433.
- TAYLOR, S.R. AND McLENNAN, S.M. 1981. The Composition and Evolution of the Continental Crust - Rare-Earth Element Evidence from Sedimentary-Rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 301(1461): 381-399.
- THÉVENIAUT H. & FREYSSINET PH. 1999. Paleomagnetism applied to laterítica profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of the Mont Baduel profile (French Guiana). *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoeco.*, **148**:209-231.
- THÉVENIAUT H. & FREYSSINET PH. 2002. Timing of lateritization of the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoeco.*, **178**:91-117.
- TRESCASES, J.J. 1992. Chemical weathering. In: Regolith geochemistry in tropical and subtropical terrains. BUTT C.R.M & ZEGERS (Organizadores). Handbook of exploration geochemistry., 4: 25-40. Elsevier Amsterdam. 1992.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GÓES, A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxites na parte leste da região Amazônica. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais...** Belém, SBG/NO., 1: 201-209.
- VALETON, I. 1994. Element concentration and formation of ore deposit by weathering. Elsevier, **21**:99-129.
- VASCONCELOS, P.M.; RENNE, P.R., BRIMHALL G.H., BECKER, T.A. 1994. 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.
- WATT, G.R., HARLEY, S.L. 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced by dehydration melting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n. 114, p. 550-566.