

Mineralogia, geoquímica e evolução da lateritização em Apuí, sudeste do Amazonas

Mineralogy, geochemistry and lateritization evolution in Apuí, southeast of Amazonas state

Márcio Fernando dos Santos Albuquerque^{1*}, Adriana Maria Coimbra Horbe^{1,2}

RESUMO: Análises químicas, DRX e MEV realizadas em bauxitas, crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas, aliadas ao estudo do relevo, tiveram por objetivo discutir os processos que levaram a formação e preservação das crostas lateríticas ao longo do tempo geológico no sudeste do Amazonas. As crostas são maciças, pisolíticas, brechóides e vermiformes, sustentam platôs e colinas com altitudes entre 200 e 320 m e 140 e 200 m, e desenvolveram-se a partir de rochas ígneas e sedimentares dos grupos Colíder e Alto Tapajós e do Supergrupo Sumaúma. A correlação entre os produtos da lateritização e as rochas identificou três associações: (1) congrega arenitos, vulcânicas e siltitos em razão da associação SiO₂-Ba-Rb; (2) agrupa bauxitas e solos relacionados Al₂O₃-TiO₂-PF-Y-Ta-Nb-U-Th-Ga-Hf-Zr-ETR; (3) reúne a bauxita pisolítica, crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas vinculadas a Fe₂O₃-Ag-As-Ni-Pb-V. Aspectos geoquímicos e a ausência de seixos quartzosos indicam que o protólito da bauxita maciça e do solo sobrejacente é a rocha vulcânica, enquanto a bauxita pisolítica e a crosta vermiforme ferro-alumino-silicosa derivam dos arenitos do Supergrupo Sumaúma, e as demais crostas ferruginosas a ferro-alumino-silicosas correlacionam-se ao Grupo Alto Tapajós. As ações erosivas foram facilitadas pela incisão dos rios Aripuanã, Acari e Sucunduri; pelo condicionamento de grábens e horsts; e pelas épocas mais secas no Quaternário Amazônico, que resultaram em relevo dissecado, perfis truncados, formação de linhas de pedra e solo pouco espesso.

PALAVRAS-CHAVE: Bauxita; Crosta laterítica; Geoquímica; Geomorfologia.

ABSTRACT: Chemical analysis, XRD and SEM carried out in bauxites, Fe-rich and siliceous Fe-Al duricrusts of southeast of Amazonas state, associated to relief study, aimed to discuss the process that led to the formation and preservation of crusts through the geologic time. The crusts are massive, pisolitic, fragmental and vermiform textures, and support plateaus and hills with elevation between 200 to 320 m and 140 to 200 m, and developed from igneous and sedimentary rocks of Colíder and Alto Tapajós Group's and Supergroup Sumaúma. The correlation among lateritization products and rocks were defined for three main geochemistry associations: (1) that includes sandstones, volcanics and siltstones due to the association SiO₂-Ba-Rb; (2) gathers bauxites and soils related to Al₂O₃-TiO₂-PF-Y-Ta-Nb-U-Th-Ga-Hf-Zr-ETR; (3) brings together the pisolitic bauxite, Fe-rich and siliceous Fe-Al duricrusts assigned to Fe₂O₃-Ag-As-Ni-Pb-V. Geochemistry aspects and absence of quartz pebbles were used to recognize the protolith of bauxites and lateritic duricrusts, therefore massive bauxite and the overlapped soil belong to volcanics rocks. Sandstones of Supergroup Sumaúma are correlated with pisolitic bauxites and vermiform siliceous Fe-Al duricrust, however Alto Tapajós Group is related to the other crusts. The erosion was facilitated by the incision of Aripuanã, Acari and Sucunduri rivers; by the conditioning of grabens and horsts; and by dry seasons in Quaternary Amazonian that promoted the formation of truncated profiles with stone line exposures, dissected relief and thin soil.

KEYWORDS: Bauxite; Lateritic duricrust; Geochemistry; Geomorphology.

¹Programa de Pós-graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas – UFAM, Manaus (AM), Brasil. E-mail: albuquerqueIII@hotmail.com

²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darci Ribeiro, Brasília (DF), Brasil. E-mail: ahorbe@umb.br

*Autor correspondente.

Manuscrito ID: 30281. Recebido em: 13/04/2015. Aprovado em: 09/10/2015.

INTRODUÇÃO

As paisagens lateríticas desenvolvidas ao longo do cinturão intertropical entre as latitudes 35°N e 35°S, onde a temperatura, em geral, é superior a 20°C e a umidade supera 1.200 mm/ano, são interpretadas como produto final de um longo tempo de exposição subaérea das rochas (Anand & Paine 2002). Nessas condições desenvolvem-se crostas lateríticas ferruginosas, bauxíticas, fosfáticas, niquelíferas e manganíferas que constituem importantes jazidas minerais (Bardossy & Aleva 1990, Costa 1990, Costa 1997, Lucas 1997, Boulangé & Carvalho 1997, Horbe & Costa 1999, Kostchoubey *et al.* 2005, Costa *et al.* 2005, Silva *et al.* 2012). As crostas são importantes marcadores morfo-estratigráficos e fornecem subsídios para correlação topográfica e evolutiva da paisagem (Tardy & Roquin 1998, Twidale & Bourne 1998). Além disso, por serem produtos de condição climática intertropical, são úteis nas reconstruções paleoclimáticas, paleoambientais e nos processos que levam a sua formação ao longo do tempo geológico.

Na Amazônia, sobre as rochas mais antigas expostas por mais tempo à lateritização, e onde a erosão foi incipiente, desenvolveu-se bauxita, enquanto sobre rochas mais jovens do Neógeno ou em áreas onde a erosão foi mais intensa há apenas crostas ferruginosas e estabelece-se um critério indireto de datação de crostas (Costa 1997, Lucas 1997, Boulangé & Carvalho 1997, Kostchoubey *et al.* 1999, Kostchoubey *et al.* 2005, Peixoto e Horbe 2008). As crostas lateríticas configuram relevos em serras e platôs, enquanto nos vales há crostas mais jovens e perfis truncados marcados por linhas de pedra de fragmentos de crostas (Horbe & Horbe 2005). Por serem dominadas por formações lateríticas com concentrações elevadas de ferro, alumínio, titânio, aliadas à neoformação de minerais, há certa dificuldade em se reconhecer o material parental que deu origem ao perfil laterítico. No entanto, Ozlu (1983) e Calagari and Abdeni (2007), com base em elementos residuais (Cr, Zr, Ga e Ti), demonstraram correlação entre os produtos da lateritização e suas respectivas rochas-mãe.

Nesse contexto, na região de Apuí, há crostas lateríticas desenvolvidas a partir de rochas vulcânicas do Grupo Colíder e sedimentares do Supergrupo Sumaúma e Grupo Alto Tapajós. Neste trabalho são apresentadas as características minerais e geoquímicas que permitem individualizar crostas derivadas de rochas vulcânicas e sedimentares. Esse conjunto de informações tem por objetivo discutir a lateritização em escala local, a gênese e os processos que levaram à formação e preservação das crostas lateríticas ao longo do tempo geológico, e enquadrar a região no panorama laterítico da Amazônia. Além disso, visa contribuir no estudo da paisagem cenozoica do SE do Amazonas, no emprego dos lateritos em

mapeamento geológico e, por consequência, serve como ferramenta prospectiva em virtude de esses funcionarem como barreira geoquímica para diversos elementos, possibilitando a investigação de mineralizações primárias.

GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DE APUÍ

Na área estudada, localizada entre os rios Aripuanã e Sucunduri e cortada pela BR-230 e vicinais adjacentes, afloram rochas vulcânicas do Grupo Colíder e vulcanossedimentares e sedimentares do Supergrupo Sumaúma e do Grupo Alto Tapajós respectivamente (Fig. 1A). O Grupo Colíder (idade U-Pb 1,773-1,786 Ga) aflora a sul e na porção noroeste da área estudada, e tem rochas predominantemente vulcânicas (riolitos, dacitos e riolodacitos predominantemente), com alguns corpos subvulcânicos associados (Lacerda Filho *et al.* 2001, Santos 2003). Sobre essas rochas assentam vulcanossedimentares proterozoicas e sedimentares paleozoicas. O mapeamento da região, em fase de revisão pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil e ainda sem integração total entre os mapas geológicos, indica que as sedimentares proterozoicas fazem parte da bacia do Supergrupo Sumaúma, que compreende os grupos Vila do Carmo e Beneficente, e o Grupo Alto Tapajós da bacia do Alto Tapajós (Fig. 1). O Grupo Vila do Carmo (1,76-1,74 Ga) reúne rochas vulcanoclásticas, piroclásticas e clásticas que ocorrem sob a forma de ritmitos e quartzos arenitos (Reis *et al.* 2013). O Grupo Beneficente sobreposto (1,43-1,08 Ga) é composto da base para o topo pelas formações Manicoré, Cotovelo e Prainha/Tuiuí. A Formação Manicoré é representada por ortoconglomerados a quartzos arenitos maciços com argilitos subordinados, e a Formação Cotovelo reúne quartzos arenitos silicificados, arroxeados a róseos. As formações Prainha e Tuiuí são indivisíveis e compreendem arenitos sublíticos e quartzos arenitos intercalados por siltitos e argilitos (CPRM 2013, Reis *et al.* 2013). Apenas a Formação Manicoré não aflora na região de estudo.

As rochas do Grupo Alto Tapajós (Siluriano) foram depositadas após a incisão do gráben do Cachimbo (Reis *et al.* 2013). Reúnem arenitos finos a médios com lentes conglomeráticas, siltitos laminados com intercalações de arenitos finos de ambiente litorâneo e lagunar enquadrados nas formações Rio das Pombas e Juma, respectivamente (CPRM 2013, Reis *et al.* 2013). Os depósitos neógenos são conglomerados, arenitos conglomeráticos da Formação Salva Terra, e os depósitos Quaternários constituem aluviões ao longo das drenagens (CPRM 2006).

Essas unidades estabelecem dois compartimentos geomorfológicos: nas porções central e oriental, englobam o

Planalto Apuí; e na ocidental, a Depressão Marginal Sul-Americana (CPRM 2006). O Planalto Apuí é marcado por platôs, colinas e planícies com forte dissecação pela incisão da rede de drenagem subdendrítica a dendrítica com padrões retangulares. As planícies de inundação, associadas aos grandes rios, como Aripuanã, Acari e Sucunduri, compõem a Depressão Marginal Sul-Americana (CPRM 2006). Os platôs, alongados na direção NE-SW e NW-SE alcançam de 200 a 320 m de altitude, têm 4 a 21 km de extensão por 2 a 10 km de largura, enquanto as colinas têm topo côncavo, 140 e 200 m de altitude, atingem até 1km de extensão e, por vezes, estão alongadas nas mesmas direções dos platôs. Tanto os platôs como as colinas que compõem o Planalto Apuí são sustentados por bauxitas e crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas. Vales, encostas íngremes e colinas do entorno de Apuí enquadrados na Depressão Marginal Sul-Americana têm altitude entre 20 e 140 m, e é onde predominam rochas sedimentares, vulcânicas e raras crostas manganésíferas (Fig. 1B).

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas 96 amostras entre vulcânicas, arenitos, siltitos, crostas lateríticas e solos, de onde se selecionaram 36 amostras (8 fazem parte projeto FOLHA SUMAÚMA, CPRM 2013) para estudo de detalhe. A composição mineral foi determinada por microscopia ótica, difração por raios x e microscópio eletrônico de varredura (MEV), todos realizados no laboratório de Técnicas Mineralógicas no Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas. Nas determinações mineralógicas por difração de raios x (DRX) foi utilizado o método do pó em amostra total em difratômetro modelo Shimadzu XRD-6000 equipado com tubo de cobre acoplado, com ângulo de varredura entre 5 e 60° 2 θ . A morfologia e a composição química (semiquantitativa) foram obtidas por MEV, após montagem dos fragmentos de crostas em *stubs* de alumínio e metalização por Au-Pd. A análise química quantificou os elementos maiores e menores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅,

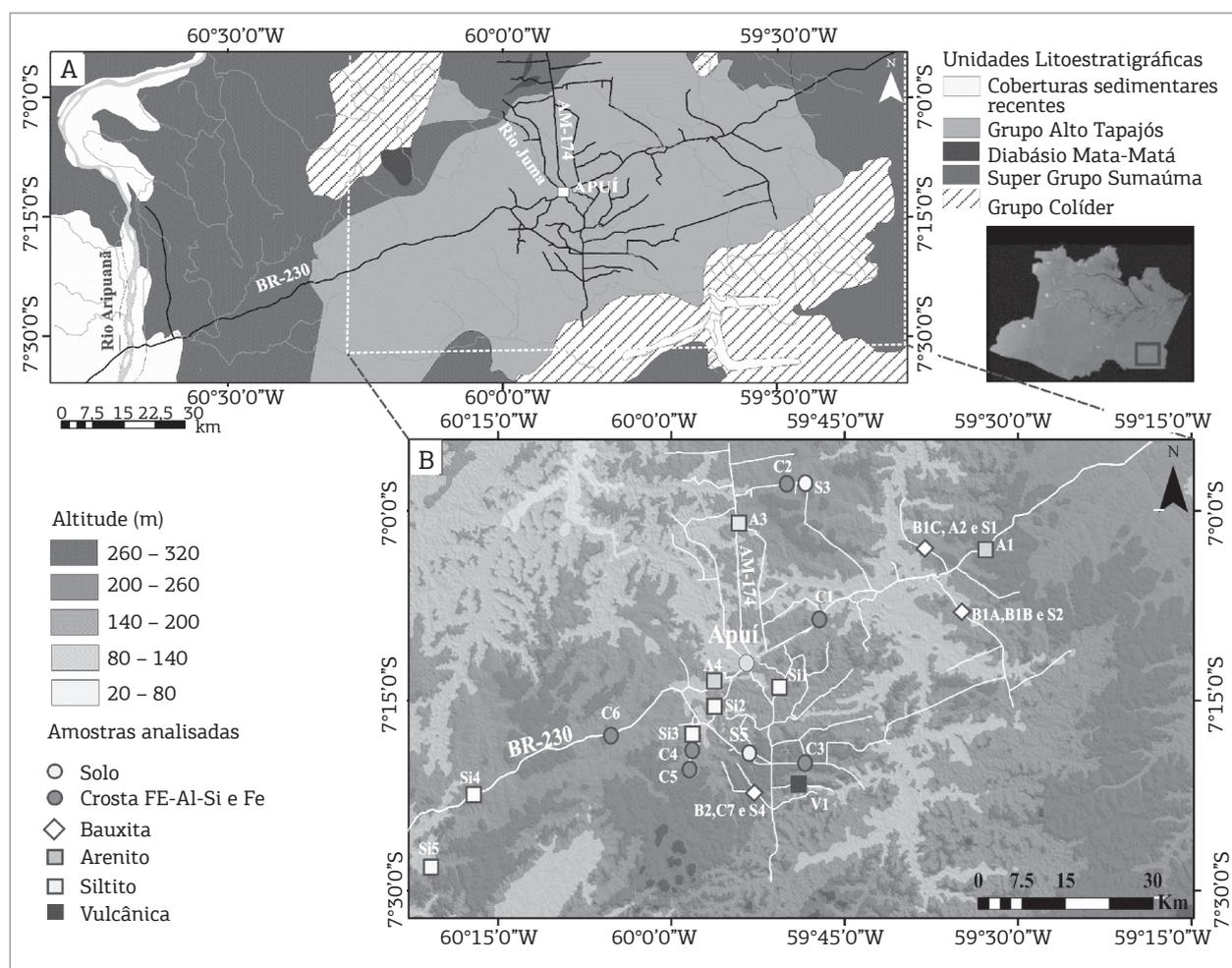


Figura 1. Mapa geológico e altimétrico da região estudada, com a respectiva localização das amostras estudadas. Modificado de CPRM (2013).

e MnO) por ICP-ES em fusão com metaborato de lítio e digestão com HNO₃, a perda ao fogo por gravimetria e os traços (Ag, As, Au, Ba, Bi, Be, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, Hg, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Tl, Th, U, V, W, Y, Zn, Zr e ETR) por ICP-MS após fusão com metaborato/tetraborato de lítio. Essas análises foram realizadas no laboratório Acmelab, Vancouver, Canadá. O fracionamento dos ETR foi calculado em relação ao condrito de Taylor e McLennan (1985) e Ce/Ce* e Eu/Eu* de acordo com as equações:

$$\text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu}/0,087) / [(\text{Sm}/0,231) \times (\text{Gd}/0,306)]^{1/2}$$

$$\text{Ce/Ce}^* = (\text{Ce}/0,957) / [(\text{La}/0,367) \times (\text{Pr}/0,137)]^{1/2}$$

A quantificação mineralógica das crostas e dos solos foi obtida por meio de cálculos estequiométricos com o auxílio dos dados de difração de raios x e da composição química das amostras (Tabs. 1 e 2). O cálculo tem início estimando o percentual de quartzo com base na intensidade da reflexão principal do quartzo no difratograma de difração de raios x. O valor estimado é multiplicado pelo percentual total de

Tabela 1. Composição centesimal dos elementos maiores nos minerais que compõem as crostas.

Minerais	Composição Centesimal
Quartzo: SiO ₂	100 % SiO ₂
Caulinita: Al ₂ O ₃ (SiO ₂) ₂ ·2H ₂ O	Al ₂ O ₃ = 39,5 %; SiO ₂ = 46,49 %; H ₂ O = 14,01 %
Gibbsita: Al(OH) ₃	Al ₂ O ₃ = 65,37 %; H ₂ O = 34,63 %
Hematita (Fe ₂ O ₃) + goethita (FeOOH)	100 % Fe ₂ O ₃
Anatásio: TiO ₂	100 % TiO ₂

Tabela 2. Procedimento para quantificação dos minerais presentes nos litotipos.

Quartzo (Q)	Q = SiO ₂ total - SiO ₂ estimado para o Q/100
Caulinita (C)	C = SiO ₂ total x 100/ SiO ₂ (CC); Al ₂ O ₃ (C) = C x Al ₂ O ₃ (CC)/ 100;
	C = Al ₂ O ₃ total x100/ Al ₂ O ₃ (CC)C; SiO ₂ (C) = SiO ₂ (CC) C x C/ 100
Gibbsita (G)	Al ₂ O ₃ (G) = Al ₂ O ₃ total - Al ₂ O ₃ (C); G = Al ₂ O ₃ (G) x 100/ Al ₂ O ₃ (CC)G
Goethita +Hematita (Goe+ hem)	Goe+ Hem = Fe ₂ O ₃ total
Anatásio/Rutilo An/Ru	An/Ru = TiO ₂ total

CC: composição centesimal

SiO₂ da amostra e dividido por 100. Os demais minerais são calculados segundo os procedimentos indicados na Tabela 2. Soma-se o percentual calculado de cada mineral na amostra e, se a somatória for diferente de 100, estima-se novamente a quantidade de quartzo e recalculam-se os demais minerais até se obter o somatório mais próximo de 100. É importante frisar que nas amostras onde quartzo é ausente, toda SiO₂ é atribuída à caulinita; do mesmo modo, quando há ausência de caulinita, todo percentual de Al₂O₃ determina o conteúdo de gibbsita. Em amostras onde coexistem quartzo, caulinita e gibbsita, ao estimar o percentual de quartzo, o restante de sílica é atribuído à caulinita de acordo com os parâmetros apresentados na Tabela 2. Feito isso, é necessário calcular o quanto de Al₂O₃ foi consumido pela caulinita para então determinar a gibbsita (Tab. 2).

Para análise estatística foi utilizado o *software* STATISTICA 9.0 e o método analítico de componente principal (CP) em função do SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂, PF, Ag, As, Ba, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Pb, Ta, Th, U, V, Y, Zn, Zr e ETR. Elementos abaixo do limite de detecção na maioria das amostras (CaO, K₂O, MgO, MnO e Na₂O) ou muito homogêneos (P₂O₅, Co e Mo) não foram considerados pelo *software*.

Para confecção de mapas geológicos, das formas de relevo e do sistema de drenagem, utilizaram-se os programas ArcGis 10 e Global Mapper 13.

RESULTADOS

Características das bauxitas, das crostas e dos solos da área de Apuí

As bauxitas e crostas ferro-alumino-silicosas têm texturas maciça, pisolítica, brechóide e vermiforme. As bauxitas desenvolveram-se tanto sobre rochas vulcânicas como sobre sedimentares, são maciças (B2) e pisolíticas (B1A, B1B e B1C), compactas, pouco porosas a porosas, marrom-avermelhadas ou rosa-avermelhadas. As maciças têm mais gibbsita (82%), além de hematita avermelhada a violeta (13%), quartzo, rutilo e anatásio subordinados (Tab. 3, Figs. 2A, 3A-C). Há cavidades com até 3 cm de diâmetro preenchidas por cristais de gibbsita (≤ 2 mm de φ) que formam pequenos geodos (Fig. 2A); por vezes, ocorre material esbranquiçado, argiloso, constituído principalmente por illita e caulinita. Nas bauxitas maciças, desenvolvidas em contato direto com a vulcânica, há resquícios de ortoclásio caulinizado (Fig. 3D). As pisolíticas têm mais caulinita (3–15%), goethita+hematita (25–57%) e anatásio/rutilo (1–4%) que as maciças (Tab. 3). São compostas por pisólitos e nódulos hematita e Al-goethita com até 2,5 cm de diâmetro (Figs. 2B e 3E). Os pisólitos e nódulos (40% da bauxita) apresentam cortéx goethítico e estão envolvidos por plasma gibbsítico

(60% da crosta) poroso, rosado, por vezes esbranquiçado com tons avermelhados. Há cavidades preenchidas por caulinita e grãos de quartzo tamanho areia fina.

As crostas brechóides ferro-alumino-silicosas (C1, C5 e C6) formadas sobre rochas sedimentares têm mais hematita+goethita (57–62%) e caulinita (22–27%) com gibbsita (10–12%), quartzo (4–6%) e anatásio/rutilo (<1%) subordinados (Tab. 3). Elas são constituídas de dois tipos de fragmentos: bauxítico-ferruginosos e ferruginosos, os quais representam de 35 a 40% da crosta, são avermelhados à violeta, variam de 0,5 a 3,5 cm de diâmetro e estão envolvidos por filmes goethíticos alaranjados com até 2 mm de espessura. Os fragmentos bauxíticos-ferruginosos são avermelhados, apresentam gibbsita e hematita como principais minerais, e caulinita, quartzo e goethita como secundários (Fig. 2C). Estão sustentados por arcabouço argilo-arenoso (45–55%) alaranjado de composição goethito-caulínica, com quartzo e gibbsita em menor proporção. Os grãos de quartzo são hialinos e leitosos, fraturados e corroídos

por dissolução. Em algumas crostas, o arcabouço é mais enrijecido, apresenta diversas gerações de filmes goethíticos (Fig. 2D) com 1 a 2 cm de espessura que perfazem até 85% da crosta. Nos filmes goethíticos, identificou-se cerianita (Fig. 3F).

Os fragmentos ferruginosos das crostas brechóides são avermelhados a violeta, hematíticos, com inclusões de quartzo e envoltos por cortéx goethítico milimétrico (Fig. 2E). Estão suportados por arcabouço rosado, friável, constituído de hematita e caulinita com grãos de quartzo tamanho areia média a seixo. Nos poros (≤ 40 mm ϕ) do arcabouço, a maioria deles antigos moldes dos grãos de quartzo, há oólitos (0,2 μ m ϕ) caulino-hematíticos ou gibbsíticos com borda caulínica (Figs. 2F e 3G). Circundando os oólitos, há córtex goethítico com hábito acicular, envolvido por plasma gibbsítico impregnado por hematita que exhibe aspecto graxoso e hábito botrioidal (Figs. 3H-I). As cavidades (≤ 1 cm ϕ) das crostas ferro-alumino-silicosas brechóides constituem 5 a 25% dessas crostas, estão preenchidas

Tabela 3. Quantificação mineralógica dos siltitos, arenitos, bauxitas, crostas ferro-alumino-silicosas e ferruginosas.

Litotipo	Amostra	Quartzo	Caulinita	Gibbsita	Goethita+ Hematita	Rútilo/ Anatásio	Total
Bauxitas							
Pisolítica	B1A	9	15	45	29	4	100
Pisolítica	B1B	< 1	3	71	25	1	100
Pisolítica	B1C	< 1	10	32	57	1	100
Maciça	B2	< 1	4	82	13	1	100
Crostas ferro-alumino-silicosas							
Brechóide	C1	6	22	12	60	<1	100
Verniforme	C2	16	9	22	51	2	100
Brechóide	C5	4	24	10	62	<1	100
Brechóide	C6	4	27	12	57	<1	100
Crostas ferruginosas							
Brechóide	C3	2	20	N.I	78	<1	100
Laminada	C4	3	8	N.I	89	<1	100
Maciça	C7	4	23	8	65	<1	100
Solos							
Solo	S1	11	24	44	18	3	100
Solo	S2	N.I	22	45	29	4	100
Solo	S3	12	57	21	7	3	100
Solo	S4	5	39	38	16	2	100
Solo	S5	35	28	22	14	1	100

por gibbsita, hematita e caulinita, ou por goethita, quartzo e rutilo, e têm coloração rosa-esbranquiçada e amarelado-esbranquiçada, respectivamente.

Na crosta ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2) também derivada das rochas sedimentares, o esqueleto, que compreende 80% da crosta, é formado por hematita + goethita

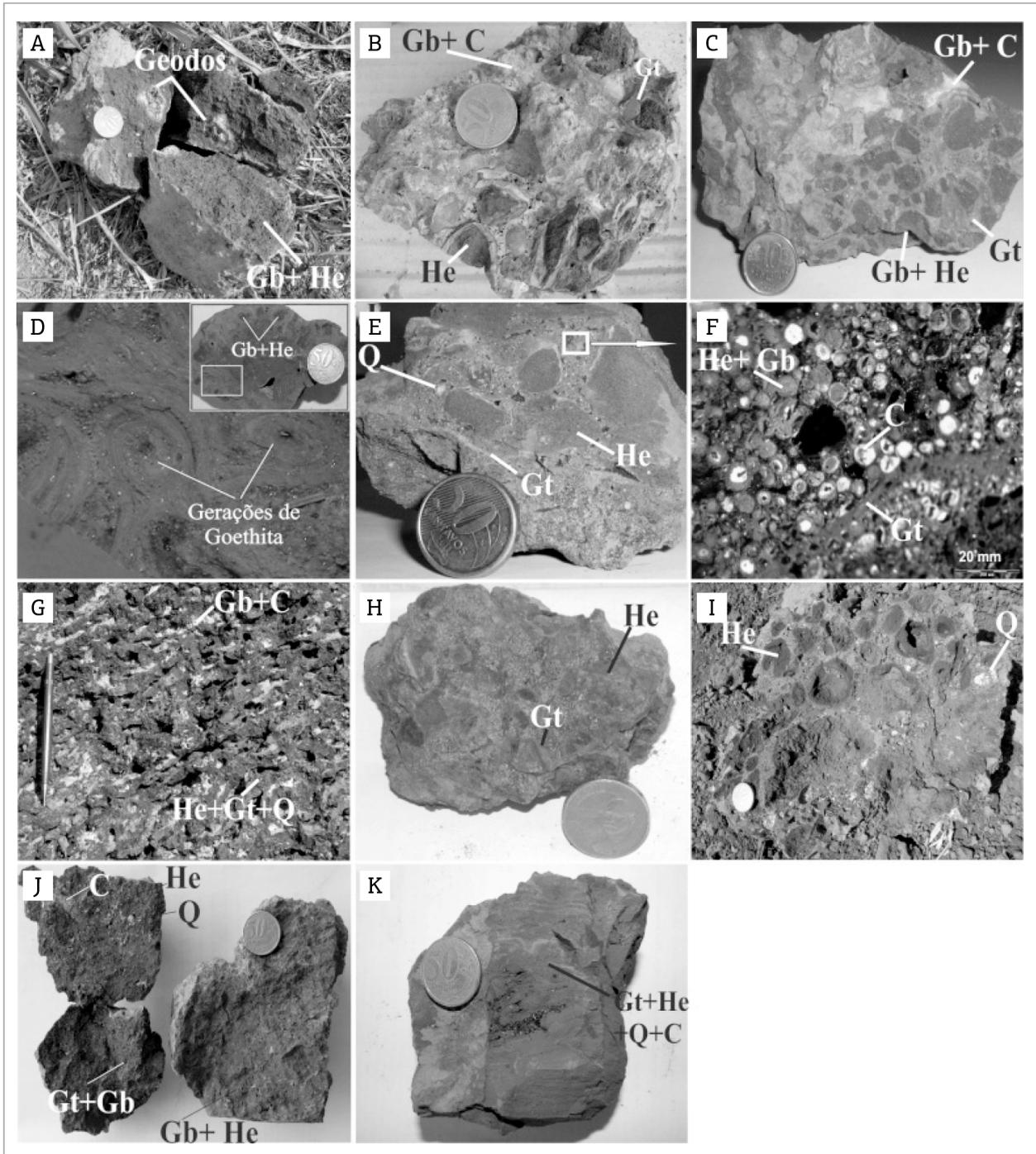


Figura 2. Aspectos macroscópicos das crostas lateríticas. (A) Bauxita maciça com geodos gibbsíticos. (B) Bauxita pisolítica constituída por pisólitos de hematita (He), envolvidos por filme de goethita (Gt) e recobertos por plasma de gibbsita (Gb) e caulinita. (C) Crosta ferro-alumino-silicosa brechóide. (D) Crosta brechóide sustentada por arcabouço goethítico. (E e F) Crosta ferro-alumino-silicosa brechóide, com fragmentos hematíticos suportados por arcabouço oolítico de hematita, caulinita, gibbsita e goethita. (G) Crosta vermiforme ferro-alumino-silicosa. (H e I) Crostas ferruginosas brechóides e nodulares, respectivamente. (J) Crosta ferruginosa maciça (C7) e bauxita (B2) (K) Crosta ferruginosa laminada.

(51%), gibbsita (22%) e quartzo (16%) com caulinita (9%) e anatásio (2%). Nas cavidades (20% da crosta), é encontrada caulinita esbranquiçada e quartzo (Tab. 3, Fig. 2G).

As crostas ferruginosas que recobrem rochas sedimentares apresentam texturas diversificadas, podem ser brechóide, nodular, pisolítica, maciça ou laminada.

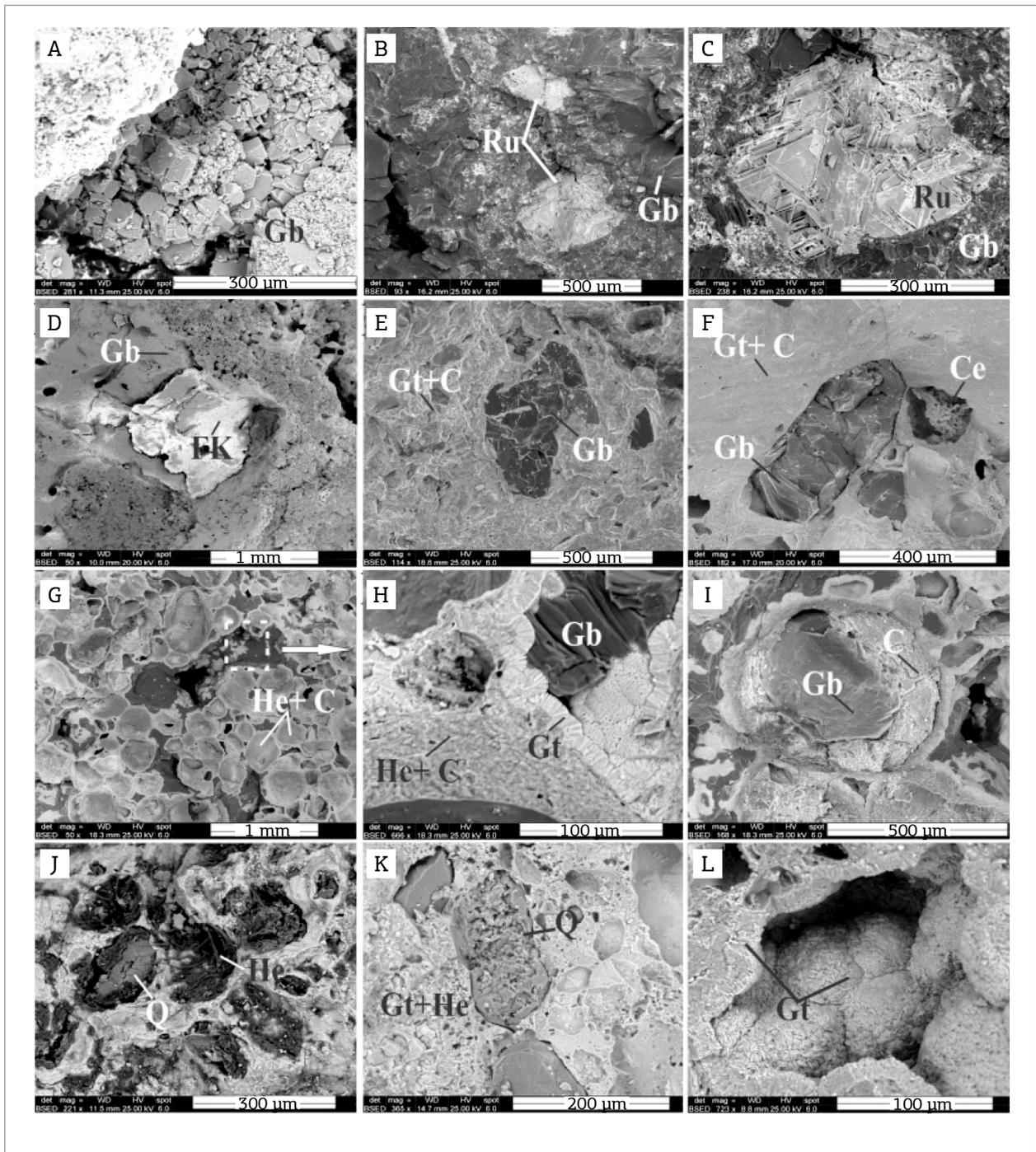


Figura 3. Aspectos microscópicos das crostas lateríticas. (A) Agregados de cristais de gibbsita (Gb) na bauxita maciça. (B e C) Cristais de rutilo (Ru) imersos em arcabouço gibbsítico na bauxita maciça. (D) Resquíio de microclínio (FK) na bauxita maciça. (E) Contato entre gibbsita e arcabouço caulínítico nas bauxitas pisolíticas. (F) Relação de contato entre gibbsita, arcabouço goethítico (Gt), caulínítico (C) e cerianita (Ce). (G, H e I) Arcabouço oolítico da crosta ferro-aluminosa-brechóide, notar oólitos de hematita (He), caulinita, com núcleo gibbsítico com borda caulínítica e oólitos envolvidos por plasma gibbsítico e hematítico. (J) Arcabouço da crosta ferruginosa (C3) onde coexistem grãos de quartzo (Q) e pisolitos de hematita envolvidos por goethita. (K) Grão de quartzo corroído em razão da dissolução na crosta ferruginosa brechóide (C3). (L) Cavidades preenchidas por goethita “couve flor”.

As brechoídes (C3), nodulares e pisolíticas (Fig. 2H e 2I) são colunares, porosas e têm arcabouço aberto preenchido por matriz. Fragmentos angulosos ($\leq 3,5$ cm de ϕ), nódulos (2 e 4 cm de ϕ) e pisólitos ($\leq 1,5$ cm de ϕ) perfazem até 35% das crostas, são hematíticos vermelhos a violetas com quartzo, caulinita e goethita subalternos (Fig. 3J). Envolvendo esses fragmentos, nódulos e pisólitos há córtex goethítico laranja-amarelado semelhante ao descrito na crosta ferro-alumino-silicosa brechoíde. Ele perfaz apenas 5% da crosta, tem até 2 cm de espessura e é por vezes zonado, o que demarca mais de uma geração de goethita. A matriz alaranjada compreende 60% da crosta, é porosa, semifrável, rica em goethita+hematita, com caulinita e grãos de quartzo tamanho areia fina a seixos (2,5 cm de ϕ) subordinados. Esses grãos são hialinos e leitosos, fraturados, corroídos por dissolução (Fig. 3K). As cavidades (≤ 10 mm de ϕ) estão preenchidas por caulinita, gibbsita esbranquiçada e, às vezes, por goethita e hematita com hábito botrioidal “couve flor” (Fig. 3L). Localmente, a hematita exibe brilho metálico e iridescência. Na crosta brechoídes (C3), hematita+goethita (78%) são dominantes, seguidas de caulinita (20%) e quartzo (2%).

A crosta ferruginosa maciça (C7), que ocorre exclusivamente sobre a bauxita maciça (B2) desenvolvida a partir das rochas vulcânicas, é porosa, apresenta hematita avermelhada com córtex de goethita (hematita+goethita = 65%), além de caulinita (23%) e gibbsita (8%) (Tab. 3, Fig. 2J). Seixos de quartzo (≤ 2 cm de ϕ) fragmentados e corroídos por dissolução representam 4% da crosta. As cavidades com até 3 cm de diâmetro estão preenchidas por caulinita amarelada.

À sudoeste de Apuí, sobre o siltito do Grupo Alto Tapajós, há blocos ferruginosos (C4) com estrutura laminada ricos em goethita (89%), com caulinita (8%) e quartzo (3%) subalternos, aqui descritos como crosta laterítica laminada (Tab. 3, Fig. 2K). Localmente, a goethita e hematita mostram brilho iridescente a graxoso com impregnações de criptomelana e holandita.

Os solos recobrem todos os tipos de crostas; as amostras S1, S2 e S4 estão sobre bauxitas e as S3 e S5 sobre crostas ferruginosas a ferro-alumino-silicosas. São amarelados a avermelhados, argilosos a areno-argilosos e alcançam até 1 m de espessura. São de três tipos segundo a proporção mineral: S1 e S2, que recobrem bauxitas pisolíticas, apresentam mais gibbsita (44 – 45%), goethita+hematita (18 – 29%) e anatásio/rutilo (3 – 4%); S3, que sobrepõe crostas vermiformes (C2) é caulínico (57%); e S4 e S5 notabilizam-se por conteúdos equiparáveis em caulinita e gibbsita (39 e 38%; 28 e 22% respectivamente), além de o S5 ser mais quartzoso que os demais (35%) (Tab. 3). Fragmentos, pisólitos e oólitos

ocorrem dispersos na matriz. Os fragmentos são esbranquiçados, gibbsíticos, alcançam até 1,5 cm de diâmetro e têm hábito “pipoca”; já os pisólitos e oólitos são ocre, arredondados, goethíticos a hematíticos com até 1 cm de diâmetro.

GEOQUÍMICA

Elementos maiores, menores e perda ao fogo

Dentre os elementos maiores, a SiO_2 é mais abundante nos arenitos do que nas vulcânicas e siltitos (Tab. 4). Vulcânicas e siltitos com mineralogia mais complexa, rica em feldspatos, titanita, caulinita, illita e anatásio concentram mais Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , TiO_2 , PF e K_2O que os arenitos (Tab. 4). Os siltitos são fosfatados e destacam-se dos demais litotipos por apresentarem teores entre 0,44 e 2,26% de P_2O_5 .

Nas bauxitas, crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas, onde gibbsita, caulinita, hematita, goethita, quartzo e anatásio compõem a maior parte da assembleia mineral, a composição química com mais Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 e PF que as rochas geradoras reflete essa associação mineral. Já CaO , MgO , MnO e Na_2O , por serem facilmente lixiviáveis durante o intemperismo, são $<1\%$ (Tab. 4). O P_2O_5 é notório apenas na crosta laminada (C4) (3,1%) derivada dos siltitos fosfatados. O ferro predomina na laminada (C4) e na brechoíde (C3) (72,6 e 70% respectivamente), enquanto nas ferro-alumino-silicosas e na ferruginosa maciça (C7) é um pouco menor (49,3 a 59,8%) (Tab. 4). Nas crostas ferruginosas (C4 e C3), SiO_2 (5,4 a 9,8 %) e Al_2O_3 (5,1 a 9,4%) são baixos e equivalentes, e nas demais crostas (C1, C2, C5, C6 e C7) a SiO_2 oscila entre 13,4 e 21% e Al_2O_3 entre 12,90 e 17,4% (Tab. 4). Nas crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas a PF varia de 10,1 a 13,3%, e o TiO_2 é $<1,5\%$. Al_2O_3 e PF têm preferência pelas bauxitas maciças (54,6 e 29,0% respectivamente) e pisolíticas (23 – 46,21% e 18,2 – 26,8%) (Tab. 4). Na pisolítica B1A, há mais TiO_2 e SiO_2 do que na B1C com mais Fe_2O_3 (53,3%) (Tab. 4).

Nos solos, há mais SiO_2 naqueles que recobrem crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas (S3 e S5 – 35,9 – 46,7%) e menos quando sobrepõem bauxitas (S1, S2 e S4 com 9,40 – 21,7%). Por outro lado, Al_2O_3 (35,0 – 38,1%), Fe_2O_3 (15,3 – 26,2%) e TiO_2 (2,2 – 3,7%) são mais elevados nos solos sobre as bauxitas (S1, S2 e S4), embora no solo S3, sobre as crostas ferro-alumino-silicosas, Al_2O_3 (33,8%) e TiO_2 (3%) são equiparáveis aos dos solos S1 e S2.

Tabela 4. Composição química dos elementos maiores, menores e da perda ao fogo em percentual nas rochas, bauxitas, crostas e solos.

Litotipo	Sigla	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	PF
Vulcânicas												
Vulcânica	V1	80,92	9,61	3,3	0,39	0,02	3,08	0,03	0,02	0,05	0,33	2,10
Vulcânica	V2	70,01	14,43	2,04	5,52	2,62	0,74	0,05	2,79	0,09	0,39	1,00
Vulcânica	V3	74,18	12,16	2,44	8,4	0,03	0,33	0,02	0,11	0,06	0,43	1,60
Vulcânica	V4	74,59	13,05	1,13	5,77	0,16	0,24	0,01	2,64	0,04	0,21	1,80
Vulcânica	V5	86,34	7,37	1,39	2,47	0,10	0,5	0,01	0,03	0,02	0,09	1,70
Vulcânica	V6	86,78	6,61	1,76	2,52	0,03	0,64	0,06	0,04	0,02	0,11	1,40
Vulcânica	V7	67,16	14,28	3,56	5,44	0,32	1,12	0,11	3,48	0,13	0,41	3,80
Vulcânica	V8	68,70	14,43	3,26	7,73	0,21	0,50	0,06	1,57	0,15	0,66	2,60
Vulcânica	V9	70,13	14,18	3,03	5,97	0,12	0,48	0,15	3,47	0,1	0,47	1,60
Média	M	75,42	11,79	2,43	4,91	0,40	0,85	0,06	1,57	0,07	0,34	1,96
Siltitos												
Siltito	Si1	75,12	11,85	0,75	6,1	0,3	0,42	<0,01	0,07	0,7	0,41	4,1
Siltito	Si2	66,9	16,43	1,04	8,46	0,02	0,68	<0,01	0,06	0,44	0,62	5,2
Siltito	Si3	81,8	8,1	0,54	5,07	0,63	0,13	0,01	0,06	0,89	0,22	2,4
Siltito	Si4	65,27	16,2	1,35	4,74	0,05	1,01	<0,01	0,07	1,12	0,66	9,3
Siltito	Si5	81,94	6,45	0,42	3,89	2,4	0,09	<0,01	0,04	2,26	0,21	2,1
Média	M	74,21	11,81	0,82	5,65	0,68	0,47	0,01	0,06	1,08	0,42	4,62
Arenitos												
Arenito	A1	98,73	0,35	0,11	0,06	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,05	0,6
Arenito	A2	97,46	0,57	0,75	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,17	0,04	0,02
Arenito	A3	98,05	0,37	0,97	0,05	0,01	0,01	0,03	<0,01	0,03	0,04	0,3
Arenito	A4	98,24	0,78	0,65	0,2	<0,01	0,04	0,01	<0,01	0,01	0,05	0
Média	M	98,12	0,52	0,62	0,09	0,01	0,02	0,02	<0,01	0,06	0,05	0,23
Bauxitas												
Pisolítica	B1A	14,53	31,34	27,02	0,01	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,16	3,49	22,9
Pisolítica	B1B	1,4	46,21	23,83	<0,01	<0,01	0,01	0,13	<0,01	0,04	1,35	26,8
Pisolítica	B1C	4,39	22,96	53,28	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,13	0,66	18,2
Média	M	6,77	33,5	34,71	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,11	1,83	22,63
Maciça	B2	1,86	54,59	12,95	0,11	0,02	0,02	0,07	<0,01	0,12	0,93	29
Crostas ferro-alumino-silicosas												
Brechóide	C1	14,91	15,23	56,41	0,05	0,02	<0,01	0,23	<0,01	0,04	0,57	12,2
Vermiforme	C2	20,77	17,42	49,25	0,32	0,02	<0,01	0,15	0,01	0,22	1,43	10,1
Brechóide	C5	13,9	14,65	58,73	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,07	0,58	12
Brechóide	C6	14,94	16,96	53,63	0,03	<0,01	<0,01	0,06	0,01	<0,01	0,72	13,3
Média	M	16,13	16,07	54,51	0,13	0,02	<0,01	0,15	0,01	0,11	0,83	11,9

Continue...

Tabela 4. Continuação.

Litotipo	Sigla	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	PF
Crostras ferruginosas												
Brechóide	C3	9,83	9,4	69,98	0,06	0,02	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,6	10
Laminada	C4	5,44	5,06	72,64	0,21	0,04	<0,01	0,19	0,01	3,1	0,31	12,8
Maciça	C7	13,35	12,9	59,8	0,07	0,02	<0,01	0,13	0,02	0,05	0,55	12,3
Média	M	9,54	9,12	67,47	0,11	0,03	<0,01	0,11	0,02	1,58	0,49	11,7
Solos												
Solo	S1	20,3	35,76	16,67	<0,01	<0,01	0,02	0,05	<0,01	0,13	2,58	24,2
Solo	S2	9,4	35,02	26,17	<0,01	<0,01	0,08	0,07	<0,01	0,1	3,66	25,2
Solo	S3	35,85	33,78	6,61	0,02	<0,01	0,02	0,04	<0,01	<0,01	2,95	20,3
Solo	S4	21,73	38,12	15,28	0,09	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,1	2,24	21,9
Solo	S5	46,66	24,93	13,8	0,12	0,01	0,04	0,1	<0,01	0,03	1,14	12,9
Média	M	34,75	32,28	11,9	0,08	0,01	0,03	0,05	<0,01	0,07	2,11	18,37

Elementos traços

Os elementos traços estão sumarizados na Tabela 5. Dentre as rochas analisadas, vulcânicas e siltitos têm em média mais Ba (720 e 461 ppm respectivamente) e Rb (160 e 136 ppm respectivamente), embora no arenito A2 o Ba alcance 722 ppm. Zr é mais concentrado nas bauxitas e especialmente nos solos (média de 1288 ppm), V é mais elevado nas crostas ferruginosas (média de 1.750 ppm), nas bauxitas pisolíticas (662 ppm) e nas crostas ferro-alumino-silicosas (557 ppm). Na crosta ferro-alumino-silicosa brechóide (C1) e vermiforme (C2), Ba é elevado, têm entre 655 e 673 ppm, respectivamente.

Comparadas à crosta continental, a maioria das vulcânicas estão empobrecidas em Cu, Mo, Ni e Sr, enquanto os siltitos estão enriquecidos em Zr (Fig. 4A). Todavia, há particularidades químicas entre os siltitos: a depleção em As, Y, U e Pb é exclusiva do Si3, tal qual Hf no Si2. Mo é enriquecido apenas no Si3, assim como Cu no Si4, Ga e Nb nos Si2 e Si4, e Co no Si1 e Si5 (Fig. 4B). Os arenitos são empobrecidos, todavia nos A3 e A4 há enriquecimento em Mo; no A2, em Co, Ba e Cu; e, no A1, apenas em Co (Fig. 4C).

O maior empobrecimento em Ba é o que diferencia bauxitas, crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas das rochas. As bauxitas são enriquecidas em Ag, As, Ga, Hf, Nb, Sc, Th, Ta, U, Y e Zr, entretanto, as pisolíticas distinguem-se das maciças pelo enriquecimento em Cu, Mo e V (Fig. 4D). A maior concentração em Pb é a principal característica das crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas (Fig. 4E). No entanto, a crosta ferruginosa laminada (C4) destaca-se das demais pelo

empobrecimento em Ga, Mo, Sc e Th e enriquecimento em Ni e Zn. Os solos têm padrão de fracionamento semelhante às bauxitas pisolíticas, ainda que empobrecidos em Mo (Fig. 4F).

Todos os litotipos são enriquecidos em ETRL em relação aos ETRP (Tab. 6). O solo (S4), a bauxita maciça soto-posta (B2) e a crosta ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2) reúnem mais ETRL (681, 551 ppm e 529 ppm, respectivamente). Vulcânicas, crostas ferro-alumino-silicosas e bauxitas pisolíticas têm concentrações médias de ETRL entre 334, 250 e 244 ppm respectivamente, nos siltitos a média é de 150 ppm, com exceção do silito Si3 com 69 ppm por ter menos illita, enquanto nos arenitos e crostas ferruginosas os ETRL são os menos concentrados (46 e 74 ppm respectivamente).

Comparado ao condrito de Taylor e McLennan (1985), as rochas e crostas estão enriquecidas (Fig. 5) e têm anomalia negativa em Eu (em média 0,5 – 0,7 de Eu/Eu*). As bauxitas pisolíticas (B1B e B1C), as crostas ferro-alumino-silicosas brechóides (C1, C5 e C6) e a ferruginosa laminada (C4) têm padrão de fracionamento similar aos arenitos e siltitos, enquanto nas bauxitas maciça (B2) e pisolítica (B1A) a crosta ferruginosa maciça (C7) e solos são semelhantes às vulcânicas (Fig. 6). A crosta ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2) com elevados conteúdos de La e Ce (146 e 244 ppm) diferencia-se das demais crostas pelo maior fracionamento em ETRL e ETRP ($La_N/Yb_N=18,83$). A bauxita pisolítica (B1B), a crosta ferro-alumino-silicosa brechóide (C6) e a ferruginosa laminada (C4) têm anomalia positiva em Ce (Ce/Ce^* entre 1,3 e 2,0; Fig. 7).

Tabela 5. Distribuição dos elementos traços nas rochas, crostas e solos em ppm, Taylor & McLennan (1985).

Litotipo	Sigla	Ag	As	Ba	Be	Co	Cu	Ga	Hf	Mo	Nb	Ni
Vulcânicas												
Vulcânica	V1	<0,1	0,7	179,0	4,0	1,7	1,4	10,0	8,7	4,0	15,7	8,4
Vulcânica	V2	<0,1	2,3	1015,0	3,0	4,2	1,5	15,8	8,6	0,1	17,2	4,9
Vulcânica	V3	<0,1	0,5	1675,0	2,0	1,6	0,2	12,5	9,7	0,2	17,2	1,1
Vulcânica	V4	<0,1	0,5	633,0	3,0	0,9	5,9	14,6	8,8	0,2	16,8	0,5
Vulcânica	V5	<0,1	0,5	86,0	1,0	0,5	5,7	10,5	3,7	0,1	10,7	0,4
Vulcânica	V6	<0,1	0,5	338,0	3,0	2,5	3,9	9,3	3,7	0,1	11,4	1,1
Vulcânica	V7	<0,1	0,6	789,0	4,0	3,8	3,9	18,2	15,5	0,5	23,7	2,4
Vulcânica	V8	<0,1	1,2	637,0	3,0	6,5	0,4	18,9	14,3	0,2	23,1	1,3
Vulcânica	V9	<0,1	1,1	1131,0	3,0	17,4	0,7	17,6	11,6	0,3	19,8	3,3
Média	M	<0,1	0,9	720	2,9	4,3	2,6	14,2	9,4	0,6	17,3	2,6
Siltitos												
Siltito	Si1	<0,1	3,6	499,0	<1,0	19,4	15,6	15,3	9,5	<0,1	10,2	7,7
Siltito	Si2	<0,1	8,9	545,0	3,0	9,9	22,9	21,8	5,1	<0,1	13,7	4,1
Siltito	Si3	<0,1	1,4	432,0	<1,0	1,6	9,5	8,6	6,2	2,5	5,1	7,2
Siltito	Si4	<0,1	4,8	550,0	4,0	2,7	38,8	20,9	8,3	0,2	15,8	5,7
Siltito	Si5	0,1	3,5	277,0	2,0	80,9	3,6	7,1	7,5	0,2	7,5	2,1
Média	M	0,10	4,4	460,6	3,0	22,9	18,1	14,7	7,3	1,0	10,5	5,4
Arenitos												
Arenito	A1	<0,1	<0,5	23,0	<1,0	53,4	1,3	3,7	2,2	0,1	4,2	0,2
Arenito	A2	<0,1	1,1	722,0	1,0	67,8	37,3	1,7	2,7	<0,1	1,6	3,9
Arenito	A3	<0,1	0,7	125,0	<1,0	1,8	2,9	<0,5	1,3	5,4	1,5	13,6
Arenito	A4	<0,1	<0,5	30,0	<1,0	0,9	1,2	1,4	1,4	4,0	1,7	8,2
Média	M	<0,1	0,9	225,0	1,0	31,0	10,7	2,3	1,9	3,2	2,3	6,5
Bauxitas												
Pisolítica	B1A	0,2	4,5	31,0	2,0	0,9	20,1	71,1	40,3	1,8	67,1	1,7
Pisolítica	B1B	0,3	22,0	16,0	2,0	18,6	60,7	78,9	12,7	5,9	24,0	5,4
Pisolítica	B1C	1,4	32,0	9,0	<1	9,5	46,8	58,9	7,7	6,2	13,4	4,2
Média	M	0,6	19,5	18,7	2,0	9,7	42,5	69,6	20,2	4,6	34,8	3,8
Maciça	B2	0,2	6,8	234,0	3,0	2,8	1,5	40,1	21,6	0,4	41,2	1,0
Crostas ferro-alumino-silicosas												
Brechóide	C1	1,4	51,6	673,0	2,0	7,0	94,8	25,7	7,2	3,7	16,4	1,8
Vermiforme	C2	0,7	8,0	655,0	4,0	5,5	12,8	30,4	6,4	1,2	8,5	4,3
Brechóide	C5	0,4	35,8	30,0	<1	21,0	34,9	20,4	6,8	2,1	12,4	0,7
Brechóide	C6	0,8	59,6	86,0	2,0	2,4	57,8	54,7	8,6	6,7	15,3	2,4
Média	M	0,8	38,8	361,0	2,7	9,0	50,1	32,8	7,3	3,4	13,2	2,3
Crostas ferruginosas												
Brechóide	C3	0,1	23,8	201,0	2,0	3,5	15,1	32,7	4,7	1,4	12,7	2,4
Laminada	C4	0,4	20,4	247,0	7,0	18,2	129,8	7,4	6,8	0,8	7,3	108,1
Maciça	C7	4,9	102,8	258,0	<1	4,6	70,6	29,5	7,1	4,1	14,3	1,9
Média	M	1,8	49,0	235,3	4,5	8,8	71,8	23,2	6,2	2,1	11,4	37,5
Solos												
Solo	S1	0,1	4,1	43,0	<1,0	13,8	8,4	56,7	28,9	1,0	50,8	3,2
Solo	S2	<0,1	1,3	26,0	2,0	16,6	12,9	61,8	25,2	0,7	52,4	4,1
Solo	S3	<0,1	0,8	71,0	<1,0	1,0	2,4	68,3	49,4	0,4	69,7	0,8
Solo	S4	<0,1	1,6	118,0	2,0	0,9	2,0	55,1	44,4	0,3	71,9	0,7
Solo	S5	<0,1	3,1	105,0	<1,0	4,6	2,0	36,0	17,2	0,8	27,1	5,3
Média	M	0,1	2,2	72,6	2,0	7,4	5,5	55,6	33,0	0,6	54,4	2,8
M.Crustal	C.C	0,05	1,5	550,0	3,0	17,0	25,0	17,0	5,8	1,5	12,0	44,0

Continue...

Evolução da lateritização em Apuí

Tabela 5. Continuação.

Litotipo	Sigla	Pb	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	U	V	Y	Zn	Zr
Vulcânicas												
Vulcânica	V1	5,5	57,0	7,0	32,7	0,9	14,1	2,4	12,0	30,3	2,0	326,0
Vulcânica	V2	7,6	211,7	6,0	235,5	1,3	24,0	6,0	19,0	109,9	50,0	298,9
Vulcânica	V3	3,2	204,9	7,0	22,5	1,1	15,4	3,4	14,0	58,2	7,0	38,9
Vulcânica	V4	6,3	178,5	5,0	71,3	1,3	22,2	8,4	5,0	75,6	10,0	240,9
Vulcânica	V5	1,5	127,7	3,0	2,2	0,7	14,7	2,1	5,0	27,0	3,0	102,7
Vulcânica	V6	1,3	103,4	2,0	5,4	0,6	9,5	2,9	5,0	40,3	7,0	107,4
Vulcânica	V7	7,7	191,1	6,0	87,6	1,3	24,0	6,8	13,0	48,4	44,0	577,8
Vulcânica	V8	6,4	191,9	8,0	9,4	1,4	16,3	3,9	5,0	60,6	13,0	569,7
Vulcânica	V9	6,8	178,8	8,0	10,7	1,4	18,0	4,2	17,0	85,9	34,0	430,8
Média	M	5,1	160,6	5,8	53	1,1	17,6	4,5	10,6	59,6	18,9	299,2
Siltitos												
Siltito	Si1	20,1	131,7	6,0	61,6	0,9	13,4	3,8	34,0	25,0	19,0	382,0
Siltito	Si2	18,0	184,0	9,0	104,0	1,1	19,5	3,1	61,0	27,9	6,0	218,0
Siltito	Si3	6,2	98,3	3,0	53,9	0,5	7,1	2,2	19,0	16,0	7,0	217,0
Siltito	Si4	16,8	192,1	10,0	83,9	1,2	19,4	4,5	56,0	61,2	42,0	295,0
Siltito	Si5	23,2	73,7	5,0	59,6	0,7	7,1	2,9	17,0	26,0	92,0	302,0
Média	M	16,9	136,0	6,6	72,6	0,9	13,3	3,3	37,4	31,2	33,2	282,8
Arenitos												
Arenito	A1	0,5	1,3	<1,0	18,7	0,4	<0,1	0,6	5,0	5,7	<1,0	104,0
Arenito	A2	4,6	2,5	1,0	31,4	0,4	2,9	1,6	25,0	13,6	<1,0	122,0
Arenito	A3	0,7	1,2	<1,0	14,5	0,1	2,6	0,7	13,0	6,4	2,0	50,0
Arenito	A4	2,1	5,3	<1,0	6,8	0,2	2,7	0,6	15,0	8,6	1,0	41,0
Média	M	2,0	2,6	1,0	17,9	0,3	2,7	0,9	17,7	8,6	1,5	79,3
Bauxitas												
Pisolítica	B1A	9,6	0,3	27,0	61,1	4,7	55,4	7,7	398,0	49,4	10,0	1594,0
Pisolítica	B1B	16,7	<0,1	29,0	29,3	1,7	54,2	4,9	456,0	40,0	31,0	520,0
Pisolítica	B1C	11,9	0,2	41,0	22,5	1,0	30,5	6,8	1131,0	24,5	22,0	292,0
Média	M	12,7	0,3	32,3	37,6	2,5	46,7	6,5	661,7	38,0	21,0	802,0
Maciça	B2	13,5	24,5	13,0	94,2	2,5	36,8	5,1	42,0	39,3	20,0	820,0
Crostras ferro-alumino-silicosas												
Brechóide	C1	134,1	49,6	29,0	32,5	1,3	20,1	5,2	628,0	12,5	8,0	266,0
Vermiforme	C2	27,1	28,9	29,0	123,5	0,5	8,6	3,4	630,0	9,4	5,0	248,0
Brechóide	C5	30,0	0,1	17,0	34,0	0,9	14,9	1,8	212,0	9,0	3,0	286,0
Brechóide	C6	32,1	31,7	46,0	13,0	1,1	42,6	7,8	757,0	19,9	21,0	314,0
Média	M	55,8	27,6	30,3	50,8	1,0	21,6	4,6	556,8	12,7	9,3	278,5
Crostras ferruginosas												
Brechóide	C3	30,0	42,9	30,0	14,7	0,7	18,7	2,6	725,0	13,9	13,0	174,0
Laminada	C4	19,6	22,8	6,0	16,0	0,4	6,4	4,0	85,0	13,2	121,0	261,0
Maciça	C7	114,8	70,8	29,0	7,9	1,1	23,3	5,2	4443,0	9,5	9,0	247,0
Média	M	54,8	45,5	21,7	12,9	0,7	16,1	3,9	1751,0	12,2	47,7	227,3
Solos												
Solo	S1	5,7	0,4	25,0	108,3	4,2	48,6	7,6	294,0	61,6	6,0	1128,0
Solo	S2	5,5	0,6	27,0	32,4	3,7	48,4	6,0	396,0	45,9	8,0	1020,0
Solo	S3	4,2	<0,1	18,0	32,5	5,8	53,7	6,0	109,0	37,7	2,0	1946,0
Solo	S4	6,2	2,8	27,0	79,8	4,6	62,2	8,3	180,0	94,1	4,0	1751,0
Solo	S5	9,6	7,4	13,0	51,1	2,1	30,0	4,2	131,0	42,3	5,0	594,0
Média	M	6,2	2,8	22,0	60,8	4,1	48,6	6,4	222,0	56,3	5,0	1287,8
M.Crustal	C.C	17,0	112,0	13,6	350,0	0,9	10,7	2,8	107,0	22,0	71,0	190,0

DISCUSSÕES

Associações geoquímicas

Com base em SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , PF, Ag, As, Ba, Cu, Ga, Hf, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Pb, Ta, Th, U, V, Y, Zn, Zr e ETR, foram identificados dois fatores que representam 69,70 e 22,98% da variância, respectivamente. O fator 1 descreve os elementos maiores, menores e PF, e o fator 2, os elementos traços. Com base nesses fatores, foram identificados três grupos de amostras. O primeiro agrupa as rochas, o segundo as bauxitas (B1A, B1B e B2) e solos (S1, S2, S3, S4 e S5), e o terceiro as crostas ferruginosas, ferro-alumino-silicosas e a bauxita pisolítica (B1C) (Fig. 6). As rochas

subdividem-se no grupo dos arenitos e naquele que engloba as vulcânicas e siltitos em função do SiO_2 associado à predominância de quartzo e do Ba e Rb concentrados no feldspato, muscovita, illita e caulinita. A semelhança geoquímica entre vulcânicas e siltitos, apesar do predomínio de caulinita nos siltitos, sugere que as vulcânicas sejam a fonte das rochas sedimentares.

A correlação entre bauxitas (B1A, B1B e B2) e solos (S1, S2, S3, S4 e S5) deve-se ao elevado conteúdo de Al_2O_3 , TiO_2 e PF, portanto mais gibbsita e rutilo/anatásio. Também é consequência dos resíduos que se acumulam residualmente à medida que a lixiviação retira os mais móveis (álcalis, As, Mo, Rb, Sr e Zn) e, aliado à cerianita, promovem concentração

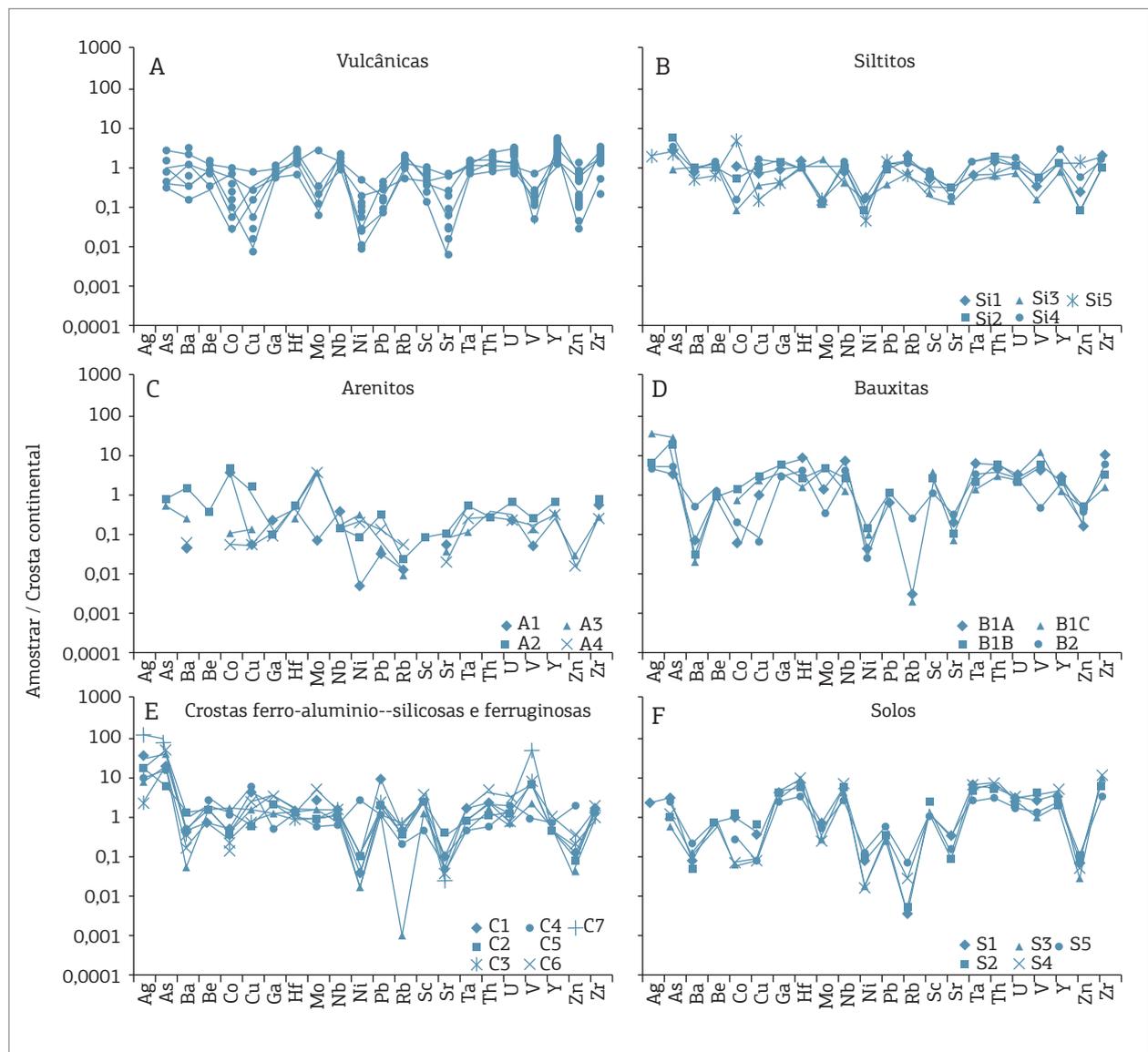


Figura 4. Elementos traços normalizados pela média crustal de Taylor & McLennan (1985). (A) nas vulcânicas, (B) nos siltitos, (C) nos arenitos, (D) nas bauxitas, (E) nas crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas e (F) nos solos (S1, S2, S3, S4 e S5).

Evolução da lateritização em Apuí

Tabela 6. Distribuição dos elementos terras raras em ppm nas rochas, crostas e solos, Taylor & McLennan (1985).

Litotipo	Sigla	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
Vulcânicas											
Vulcânica	V1	88,70	163,60	12,66	37,70	6,24	0,87	4,16	0,81	5,01	1,14
Vulcânica	V2	107,80	162,00	24,34	98,60	17,18	2,83	18,59	2,88	17,21	3,70
Vulcânica	V3	42,80	89,30	11,48	44,60	7,93	1,71	8,61	1,64	9,72	1,92
Vulcânica	V4	189,30	319,20	44,27	166,50	26,42	2,91	20,81	2,94	15,36	2,83
Vulcânica	V5	32,50	68,20	7,64	26,70	4,30	0,36	3,74	0,63	4,02	0,87
Vulcânica	V6	13,80	25,30	4,40	17,80	4,03	0,62	4,59	0,89	5,63	1,27
Vulcânica	V7	70,70	147,80	17,09	59,30	10,29	1,24	8,46	1,33	7,42	1,62
Vulcânica	V8	84,50	145,30	20,52	79,40	13,24	2,05	12,29	1,78	9,56	2,00
Vulcânica	V9	100,90	215,50	27,71	109,20	19,15	3,19	17,64	2,65	14,82	2,92
Média	M	81,20	148,50	18,90	71,1	12,10	1,80	11,00	1,70	9,90	2,00
Siltitos											
Siltitos	Si1	33,60	69,70	8,47	31,20	6,08	1,16	5,27	0,81	4,27	0,91
Siltitos	Si2	50,30	97,50	10,96	39,30	6,78	1,28	6,06	0,88	4,79	1,01
Siltitos	Si3	12,50	30,10	4,19	17,50	4,30	0,85	3,62	0,56	3,24	0,59
Siltitos	Si4	53,00	104,20	12,17	45,10	8,10	1,54	8,42	1,38	8,44	1,95
Siltitos	Si5	22,20	47,80	5,34	20,20	3,99	0,81	3,80	0,61	3,36	0,79
Média	M	34,32	69,86	8,23	30,66	5,85	1,13	5,43	0,85	4,82	1,05
Arenitos											
Arenitos	A1	12,10	23,90	2,32	9,00	1,75	0,32	1,45	0,20	1,09	0,22
Arenitos	A2	10,70	24,60	2,38	9,80	2,56	0,55	2,82	0,37	2,11	0,41
Arenitos	A3	7,60	15,30	2,04	8,30	1,39	0,27	1,30	0,21	1,15	0,24
Arenitos	A4	11,00	23,00	2,56	9,20	1,57	0,29	1,60	0,26	1,56	0,34
Média	M	10,35	21,70	2,33	9,08	1,82	0,36	1,79	0,26	1,48	0,30
Bauxitas											
Pisolítica	B1A	81,60	131,10	14,86	50,80	7,92	1,43	6,43	1,26	8,38	1,90
Pisolítica	B1B	47,10	204,10	11,84	45,40	9,37	1,82	8,39	1,30	7,52	1,59
Pisolítica	B1C	28,70	55,10	7,09	24,90	6,13	1,25	5,51	0,85	6,28	1,17
Média	M	52,47	130,10	11,26	40,37	7,81	1,50	6,78	1,14	7,39	1,55
Maciça	B2	180,80	266,70	22,71	69,70	9,85	1,42	6,42	1,04	7,01	1,68
Crostas ferro-alumino-silicosas											
Brechóide	C1	38,70	68,80	6,95	22,20	3,76	0,67	2,83	0,52	3,11	0,67
Vermiforme	C2	146,50	244,40	28,16	94,80	12,82	2,53	7,90	0,91	3,84	0,54
Brechóide	C5	61,30	88,40	8,37	24,20	3,13	0,53	2,29	0,30	1,80	0,39
Brechóide	C6	24,40	81,60	6,20	23,70	6,01	1,16	4,98	0,91	5,32	1,24
Média	M	67,73	120,80	12,42	41,23	6,43	1,22	4,50	0,66	3,52	0,71
Crostas ferruginosas											
Brechóide	C3	19,10	38,50	4,76	18,40	4,29	0,94	3,65	0,66	4,35	0,81
Laminada	C4	17,20	46,00	4,19	17,10	3,12	0,57	2,43	0,39	2,56	0,41
Maciça	C7	13,70	22,90	2,15	7,60	1,48	0,26	1,41	0,32	2,39	0,57
Média	M	16,67	35,80	3,70	14,37	2,96	0,59	2,50	0,46	3,10	0,60
Solos											
Solo	S1	92,20	180,00	20,43	75,40	11,92	2,02	10,31	1,63	10,52	2,21
Solo	S2	41,60	61,00	6,95	23,70	4,71	1,00	5,61	1,08	7,62	1,66
Solo	S3	40,50	62,50	7,19	24,50	3,79	0,78	4,26	0,90	6,00	1,61
Solo	S4	180,80	332,60	33,81	115,10	16,32	2,48	12,80	2,40	15,50	3,78
Solo	S5	57,60	85,90	8,23	20,90	4,16	0,86	5,04	1,03	7,18	1,52
Média	M	82,54	144,40	15,32	51,92	8,18	1,43	7,60	1,41	9,36	2,16
Condrito	C.C	0,37	0,96	0,14	0,71	0,23	0,09	0,31	0,06	0,38	0,09

Continue...

Tabela 6. Continuação.

Litotipo	Sigla	Er	Tm	Yb	Lu	ETRL	ETRP	Eu/Eu*	Ce/Ce*	(La/Yb) _N
Vulcânicas										
Vulcânica	V1	3,67	0,58	4,09	0,64	309,77	20,10	0,52	1,14	14,65
Vulcânica	V2	10,57	1,57	9,48	1,48	412,75	65,48	0,48	0,74	7,68
Vulcânica	V3	5,57	0,89	5,24	0,78	197,82	34,37	0,63	0,94	5,52
Vulcânica	V4	7,70	1,16	7,28	1,11	748,60	59,19	0,38	0,82	17,57
Vulcânica	V5	2,75	0,50	3,13	0,49	139,70	16,13	0,27	1,01	7,02
Vulcânica	V6	3,93	0,62	3,68	0,57	65,95	21,18	0,44	0,76	2,53
Vulcânica	V7	5,16	0,85	5,70	0,92	306,42	31,46	0,41	1,00	8,38
Vulcânica	V8	5,84	0,92	0,88	0,88	345,01	34,15	0,49	0,82	64,88
Vulcânica	V9	8,44	1,33	8,30	1,27	475,65	57,37	0,53	0,95	8,21
Média	M	6,00	0,90	5,30	0,90	333,50	37,70	0,50	0,90	15,20
Siltitos										
Siltitos	Si1	2,54	0,39	2,32	0,39	150,21	16,90	0,63	0,97	9,79
Siltitos	Si2	3,01	0,43	2,81	0,44	206,12	19,43	0,61	0,97	12,09
Siltitos	Si3	1,66	0,22	1,36	0,22	69,44	11,47	0,66	0,97	6,21
Siltitos	Si4	5,58	0,79	4,44	0,65	224,11	31,65	0,57	0,96	8,07
Siltitos	Si5	2,31	0,33	2,20	0,34	100,34	13,74	0,64	1,03	6,82
Média	M	3,02	0,43	2,63	0,41	150,04	18,64	0,62	0,98	8,59
Arenitos										
Arenitos	A1	0,59	0,09	0,58	0,10	49,39	4,32	0,61	1,06	14,10
Arenitos	A2	1,19	0,16	0,94	0,14	50,59	8,14	0,63	1,14	7,69
Arenitos	A3	0,62	0,12	0,65	0,10	34,90	4,39	0,61	0,91	7,90
Arenitos	A4	0,85	0,13	1,03	0,13	47,62	5,90	0,56	1,02	7,22
Média	M	0,81	0,13	0,80	0,12	45,63	5,69	0,60	1,03	9,23
Bauxitas										
Pisolítica	B1A	6,10	1,09	7,17	1,23	287,71	33,56	0,61	0,88	7,69
Pisolítica	B1B	4,50	0,72	4,74	0,76	319,63	29,52	0,63	2,03	6,71
Pisolítica	B1C	3,28	0,53	3,32	0,51	123,17	21,45	0,66	0,91	5,84
Média	M	4,63	0,78	5,08	0,83	243,50	28,18	0,63	1,27	6,75
Maciça	B2	5,48	0,97	6,73	1,13	551,18	30,46	0,55	0,98	18,15
Crostras ferro-alumino-silicosas										
Brechóide	C1	2,11	0,36	2,07	0,35	141,08	12,02	0,63	0,98	12,63
Vermiforme	C2	1,29	0,17	1,07	0,18	529,21	15,90	0,77	0,89	92,51
Brechóide	C5	1,16	0,20	1,24	0,24	185,93	7,62	0,60	0,91	33,40
Brechóide	C6	3,54	0,61	3,46	0,60	143,07	20,66	0,65	1,55	4,76
Média	M	2,03	0,34	1,96	0,34	249,82	14,05	0,66	1,08	35,83
Crostras ferruginosas										
Brechóide	C3	2,53	0,39	2,42	0,33	85,99	15,14	0,73	0,95	5,33
Laminada	C4	1,34	0,22	1,22	0,23	88,18	8,80	0,63	1,27	9,53
Maciça	C7	1,85	0,26	1,80	0,26	48,09	8,86	0,55	0,99	5,14
Média	M	1,91	0,29	1,81	0,27	74,09	10,93	0,64	1,07	6,67
Solos										
Solo	S1	6,73	1,13	7,66	1,22	382,00	41,41	0,56	0,97	8,13
Solo	S2	5,22	0,86	5,94	1,00	139,00	28,99	0,59	0,84	4,73
Solo	S3	5,16	0,91	6,76	1,14	139,30	26,74	0,59	0,86	4,05
Solo	S4	11,76	2,00	13,58	2,17	681,10	63,99	0,52	1,00	9,00
Solo	S5	4,49	0,73	5,10	0,74	177,70	25,83	0,57	0,92	7,63
Média	M	6,67	1,13	7,81	1,25	303,82	37,39	0,57	0,92	6,71
Condrito	C.C	0,25	0,04	0,25	0,04	2,50	1,40	1,03	0,99	1,00

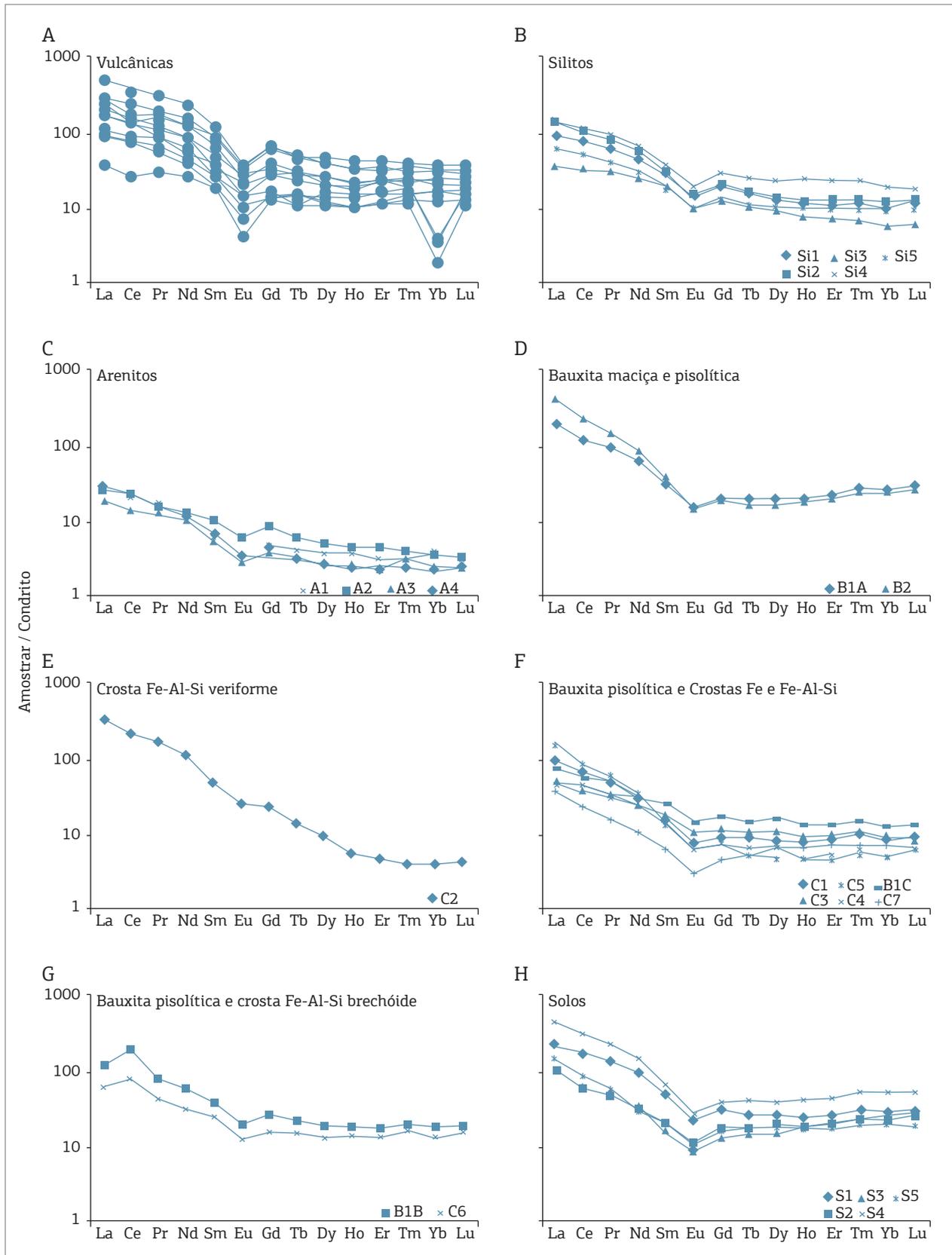


Figura 5. ETR normalizados pelo condrito de Taylor & McLennan (1985). (A) nas vulcânicas, (B) nos siltitos, (C) nos arenitos, (D) na bauxita maciça (B2) e na pisolítica (B1A), (E) na crosta e ferro-alumino-silicosa vermiforme (C2), (F) nas crostas ferruginosas, ferro-alumino-silicosas e na bauxita pisolítica (B1C), (G) na bauxita pisolítica (B1B) e na crosta ferro-alumino-silicosa (C6), e (H) nos solos (S1, S2, S3, S4 e S5).

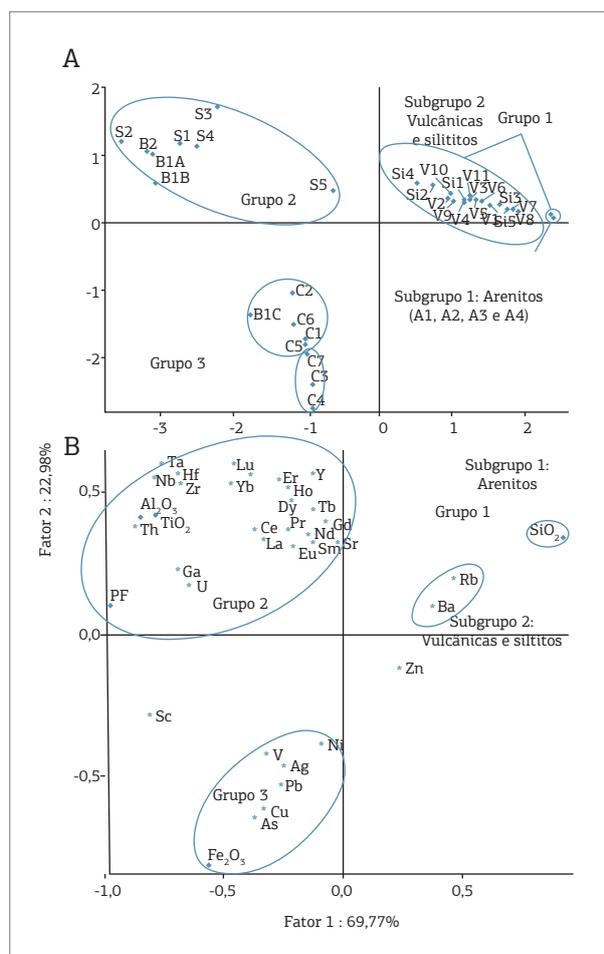


Figura 6. Diferenciação dos litotipos estudados e associações geoquímicas por análise de componente principal.

de Y, Ta, Nb, U, Th, Ga, Hf, Zr e ETR. A associação entre crostas ferruginosas (C3, C4 e C7), ferro-alumino-silicosas (C1, C2, C5 e C6) e a bauxita pisolítica (B1C) manifesta o caráter ferruginoso e a afinidade geoquímica entre Fe_2O_3 , Ag, As, Ni, Pb e V. O P_2O_5 não mantém correlação com os demais elementos.

Apesar de a estatística ter fornecido subsídios para identificar as associações geoquímicas que definem cada grupo de amostras, ela não correlacionou as crostas com os respectivos protólitos. Isso é consequência da lateritização lixiviar SiO_2 e álcalis, o que dificulta a correlação entre protólitos e crostas. Entretanto, a relação $[TiO_{2(%)}/Nb_{(ppm)}]*1000$ versus $ETRL_{(ppm)}$, que associa elementos imóveis durante a lateritização, estabelece vínculo geoquímico entre rocha, crosta e solo. Assim, a bauxita maciça (B2) e o solo (S4) correlacionaram-se com as vulcânicas do Grupo Colíder, as bauxitas pisolíticas (B1A, B1B e B1C), crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas com as rochas sedimentares dos grupos Alto Tapajós e Supergrupo Sumaúma (Fig. 7). Outro

aspecto diagnóstico da origem sedimentar das crostas ferroginosas e ferro-alumino-silicosas é a presença de seixos e moldes de quartzo, o que sugere origem a partir de lentes conglomeráticas identificadas por CPRM (2013) no Grupo Alto Tapajós. As bauxitas pisolíticas e a crosta vermiforme ferro-alumino-silicosa com teores mais elevados em TiO_2 e ETRL (Tabs. 3 e 5), e a presença esporádica ou quase nula de seixos de quartzo sugerem proveniência a partir dos arenitos finos a médios do Supergrupo Sumaúma, como indicado pela associação de campo entre os arenitos A1, A2 e A3 que são os respectivos protólitos dessas crostas. A identificação de correlação entre rocha-mãe e crostas lateríticas, já observada por diversos autores como Ozlu (1983) e Calagari e Abedini (2007), ratifica a aplicação dos produtos da lateritização como ferramentas de mapeamento geológico e permite aperfeiçoar o mapeamento ainda em andamento da CPRM. Exemplo disso é o contato do Grupo Colíder com o Grupo Alto Tapajós que seria deslocado para norte, especificamente onde aflora a bauxita B2.

Segundo dados de campo e a relação $(TiO_{2(%)}/Nb_{(ppm)})*1000$ versus $ETRL_{(ppm)}$ (Fig. 7), a bauxita B2 desenvolveu-se sobre o Grupo Colíder. Entretanto, a crosta maciça ferruginosa (C7) sobreposta têm assinatura de rocha sedimentar (Fig. 7), fato reforçado pela presença de grãos de quartzo. Nas proximidades onde foram reconhecidas essas crostas, CPRM (2013) descreve zona de contato entre Grupo Colíder e Supergrupo Sumaúma, o que justificaria a bauxita ter origem vulcânica e a crosta ferruginosa origem sedimentar.

A estrutura da crosta laminada sugere que poderia ser produto da impregnação por ferro pela ação do lençol freático, logo sem influência direta da lateritização. Todavia, a anomalia positiva em Ce ($Ce/Ce^* - 1,27$) é um dos indicadores do ambiente oxidante promovido pelo intemperismo (Braun *et al.* 1990, Costa *et al.* 2005) e provavelmente está relacionada à destruição de apatita e/ou colofana identificadas por Araújo *et al.* (1976) e Reis (2006), e lixiviação dos demais ETR. Esse fato e a depleção em Ga, Sc e Th em relação às demais crostas, aliados ao enriquecimento em Ni e Zn que são facilmente lixiviáveis, sugerem o estágio inicial de enriquecimento em F_2O_3 promovido pela lateritização dos siltitos.

As bauxitas descritas neste trabalho com até 54% de Al_2O_3 são alvos potenciais para existência de jazida na região de Apuí, contudo, a escassez de afloramentos com perfis completos inviabilizou o estudo de maior detalhe. Quimicamente, são similares às de Peixoto & Horbe (2008) na região do Pitinga e Lucas (1997), Boulangé & Carvalho (1997) e Kotschoubey *et al.* (2005) em Juruti, Porto Trombetas e Paragominas no Pará. Os teores de P_2O_5 entre 1,12 e 2,26% nos siltitos e de 3,1% na crosta laminada também merecem estudos futuros.

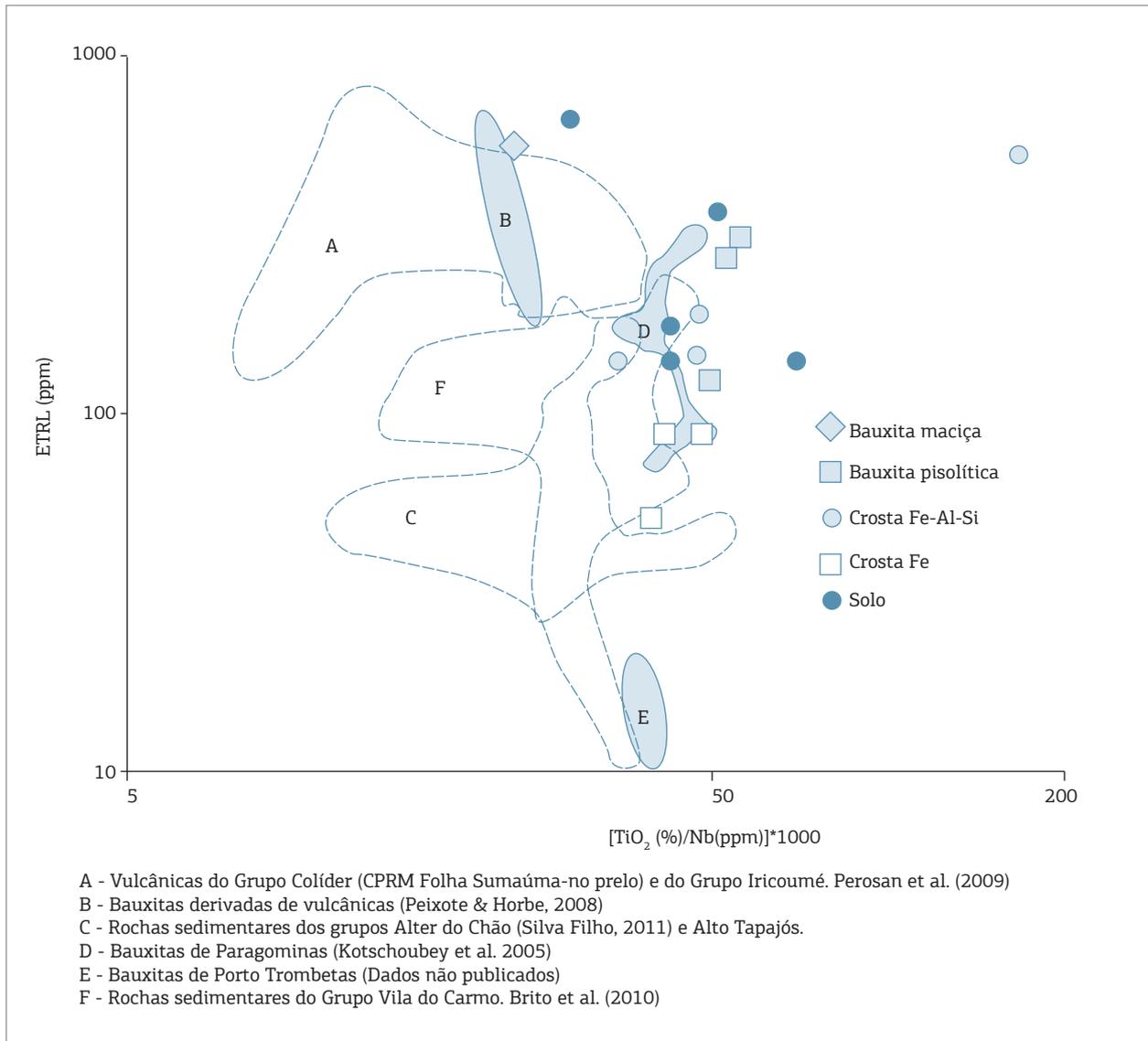


Figura 7. Diagrama $[\text{TiO}_{2(\%)} / \text{Nb}_{(\text{ppm})}] * 1000$ versus ETRL indicador de proveniência das bauxitas e crostas lateríticas em relação às rochas sedimentares e vulcânicas.

A região de Apuí no contexto laterítico da paisagem da Amazônia

A lateritização na região de Apuí proporcionou a formação de bauxitas, crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas com texturas maciça, pisolítica, brechóide e vermiforme. Nesse processo de transformação da rocha-mãe, a assinatura das rochas ígneas e sedimentares dos grupos Colíder, Sumaúma e Alto Tapajós foi preservada como indica a relação $(\text{TiO}_{2(\%)} / \text{Nb}_{(\text{ppm})}) * 1000$ versus $\text{ETRL}_{(\text{ppm})}$. As crostas estudadas apresentam feições similares às encontradas em outras regiões da Amazônia (p. ex. Lucas 1997, Boulangé & Carvalho 1997, Kotschoubey *et al.* 2005, Peixoto & Horbe 2008), todavia, a ausência de espesso solo argiloso

e a exposição das crostas são características da região estudada. Outra particularidade da região é o fato de a bauxita associar-se tanto com a vulcânica paleoproterozoica do Grupo Colíder como com as sedimentares proterozoicas do Supergrupo Sumaúma, o que reforça a importância secundária do protólito na sua formação. Já as crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas estão vinculadas apenas às paleozoicas do Grupo Alto Tapajós.

A formação das crostas pressupõe longo processo de lixiviação, acúmulo de ferro e alumínio, clima sazonal e estabilidade tectônica (Valeton 1972, Bardossy & Aleva 1990). Na Amazônia, o início da lateritização é atrelado a idades entre 60 e 70 Ma obtidas por Vasconcelos *et al.*

(1994), Ruffet *et al.* (1996) e Costa *et al.* (2005) em crostas manganíferas. Esses dados, a correlação com os protólitos dos perfis, especialmente os de topo das bacias do Amazonas (Formação Alter do Chão - Cretáceo) e Parnaíba (Formação Itapecuru - Cretáceo), e a presença de bauxita nesses perfis apontam o começo da lateritização para o Neo-Cretáceo e Eo-Paleoceno. Nesse contexto, perfis com bauxitas que demandam longo período de lixiviação em consequência da necessidade de transformação de caulinita em gibbsita, provavelmente 50 Ma (Horbe 2014), são mais antigos e, portanto, formados no final do Cretáceo e início do Paleoceno. Perfis apenas com crostas ferruginosas, muitas com estrutura friável como a vermiforme ligada ao predomínio de caulinita e quartzo, são mais jovens. Por esse tipo de crosta normalmente ocorrer em unidades miocenas (Formação Barreiras e Novo Remanso, Horbe e Costa 1997 e Roza *et al.* 2005) e em áreas rebaixadas submetidas à erosão, elas indicam que sua formação está relacionada aos últimos 10 Ma (Horbe 2014) e ao clima mais sazonal do Plio-Pleistoceno (Costa 1997, Kostschoubey *et al.* 2005). Em outros locais da Amazônia, Nordeste do Brasil, Guianas, Austrália e África, o emprego de paleomagnetismo, Ar-Ar e U-Th-He (Théveniaunt & Freyssinet 2002, Colin *et al.* 2005, Shuster *et al.* 2005, Lima 2008, Horbe 2014) ratificam vários pulsos da lateritização ao longo dos trópicos e a idade cenozoica para as crostas lateríticas. Essas características das crostas, por serem dependentes das condições ambientais, são utilizadas no reconhecimento e na interpretação de paleosuperfícies e na evolução da paisagem (Thomas 1994, Twidale & Bourne 1998, Anand & Paine 2002).

Em Apuí, são reconhecidas três superfícies topográficas:

1. platôs nas porções central e oriental com 200 a 320 m de altitude, alongados na direção NE-SW e NW-SE, sustentados por bauxita e crosta ferruginosa maciça (C7) que conformam o Planalto Apuí;
2. colinas com 140 a 200 m de altitudes, suportadas por crostas ferruginosas a ferro-alumino-silicosas oriundas de rochas sedimentares e enquadradas na Depressão Marginal Sul-Americana; e
3. vales com 20 a 140 m de altitude, onde afloram rochas sedimentares e vulcânicas e saprólitos (Fig. 1).

A identificação dessas superfícies aponta para eficiente incisão da drenagem e erosão associada a mudanças climáticas necessárias ao desenvolvimento de perfis lateríticos e sugerem evolução policíclica nos dois estágios identificados em diversas partes da Amazônia (Costa 1991, Kostschoubey *et al.* 2005), o mais antigo no Neo-Cretáceo e Eo-Paleoceno, e o mais recente no Plio-Pleistoceno. Esses estágios de formação e destruição foram responsáveis

pelas diversas estruturas e texturas das crostas lateríticas e o desenvolvimento de bauxita.

A evolução e o aprofundamento do perfil laterítico está associado ao tipo de rocha, tempo de exposição, clima e rede de drenagem bem desenvolvida. Tais fatores acarretam agradação e degradação das crostas. Formação de hematita e caulinita implicam agradação, e clima mais seco e geração de goethita, Al-goethita e gibbsita sob a forma de córtex ou plasma, aliadas à pedoturbação, apontam para degradação, pois modificam o arcabouço original em condições mais úmidas (Beauvais 1999, Anand & Paine 2002, Bitom *et al.* 2003). Anand e Paine (2002) advogam que a crosta vermiforme é proveniente do endurecimento do horizonte mosqueado em clima mais seco, enquanto crostas pisolíticas (B1A, B1B e B1C) e brechóides (C1, C3, C5 e C6) resultam da degradação dessas crostas em clima úmido. As cavidades das crostas são geralmente preenchidas por eluviação de caulinita e quartzo em razão de percolação de água meteórica, enquanto a gibbsita nas cavidades da crosta vermiforme (C2) remete à lixiviação intensa e dessilicificação da caulinita em clima mais úmido. Entretanto, em Apuí, os fragmentos angulosos de hematita e de gibbsita+hematita que compõem tanto crostas ferruginosas e ferro-alumino-silicosas brechóides apontam para a erosão de crostas bauxíticas e ferruginosas pretéritas, indicando que as crostas no Grupo Alto Tapajós são mais jovens.

Crostas pisolíticas originam-se da segregação e ferruginização de fragmentos argilosos, ferruginosos, quartzosos ou mesmo líticos. Em períodos úmidos, correlatos à bauxitização, há remobilização do ferro, a hematita é hidratada, há precipitação de goethita, que promove a individualização de nódulos, pisólitos e oólitos de hematita e/ou goethita com córtex goethítico (Clarke & Chenoweth 1996, Anand & Paine 2002). O acúmulo de hematita, goethita e/ou gibbsita entre os nódulos, pisólitos e oólitos origina crostas nodulares, pisolíticas e oolíticas, respectivamente, como observado nas bauxitas pisolíticas (B1A, B1B e B1C) e na matriz oolítica das crostas brechóides (C1, C5 e C6). Nesse contexto, as crostas ferruginosas a ferro-alumino-silicosas (C1, C2, C3, C4, C5, C6 e C7) ocupam colinas ou encostas de platôs enquanto as bauxitas (B1A, B1B, B1C e B2), o topo de platôs como ocorre na região de Apuí.

Bauxitas formam-se em clima mais úmido, em que a pluviosidade alcança o ápice. Condições favoráveis devem ter ocorrido provavelmente entre o Eoceno e Mioceno (Tardy & Roquin 1998, Van der Hammen & Hooghiemstra 2000, Kostschoubey *et al.* 2005) que promoveram dessilicificação da caulinita e formação de gibbsita. Nessas condições, a gibbsita envolve pisólitos e oólitos até o total consumo

de caulinita (Fig. 2F, 3G, H e I). Nas bauxitas sobre as vulcânicas, há resquícios de feldspatos, sugerindo a formação de gibbsita pela hidrólise direta de feldspatos, o que, segundo Anand & Paine (2002), significa intemperismo químico agressivo. A crosta ferro-alumino-silicosa representa a fase intermediária entre a formação da bauxita e a crosta ferruginosa.

Em Apuí, independentemente do protólito, a crosta ferruginosa pretérita gerada em clima mais seco no Neo-Cretáceo e Eo-Paleoceno sustentou a superfície mais elevada (200 – 320 m). Em clima mais úmido subsequente, a bauxita formou-se a partir da degradação da crosta ferruginosa maciça em pelo menos 50 Ma (Horbe 2014). Tectônica e mudanças climáticas promoveram erosão, favoreceram a individualização de colinas dos platôs, a exposição do horizonte mosqueado e a retomada da lateritização no Plio-Pleistoceno com formação de crosta ferruginosa nesses locais. Os perfis bauxíticos, ao auxiliarem a preservação do relevo mais alto, sustentaram os platôs. A erosão foi promovida pelos rios Aripuanã, Jatuarana e Acari, que correm para norte e desagüam no rio Madeira, e depositaram em grabêns relacionados à reativação tectônica, a Formação Salva Terra no Neógeno (Reis *et al.* 2013). Ao dissecarem o relevo, consumiram parte do planalto Apuí onde predomina bauxita, formando colinas e expondo a vulcânica paleoproterozoica do Grupo Colíder e as sedimentares proterozoicas do Supergrupo Sumaúma e saprólitos nos vales. Assim, em pelos menos dois eventos de lateritização, foram geradas crostas lateríticas com texturas, composição mineral e química diversificadas que, aliadas aos perfis truncados nas porções mais rebaixadas do relevo e às linhas de pedras, configuram a paisagem dissecada atual da região de Apuí. Os solos são resultantes da degradação da crosta sotoposta nos períodos mais úmidos, como indica a presença de fragmentos de crostas, oólitos e pisólitos. A pouca espessura na área estudada em comparação, por exemplo, aos solos de Paragominas e Trombetas (≤ 15 m de solo) (Boulangé &

Carvalho 1997, Kotschoubey *et al.* 2005) sobre bauxita reforçam a erosão recente.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo da lateritização, ao abordar aspectos mineralógicos, químicos e de superfícies topográficas nas quais as crostas estão enquadradas, forneceu dados inéditos sobre a ocorrência de bauxita no SE do Amazonas e sobre a formação de diversos tipos de crostas condicionadas ao modelado da paisagem e os respectivos protólitos. A correlação entre os produtos da lateritização e a rocha-mãe ratifica a geoquímica das crostas como ferramenta de mapeamento geológico e prospectivo. Outro fator destacado é a relação das superfícies topográficas com os tipos de crostas. Bauxitas sustentam platôs com altitude entre 200 e 320 m, e crostas ferruginosas a ferro-alumino-silicosas configuram colinas com altitude entre 140 e 200 m e referendam a evolução polifásica da lateritização na Amazônia. O aprofundamento do perfil bauxítico especialmente no centro dos platôs formou um escudo contra a erosão. A erosão atribuída à incisão de grandes rios em consequência de instabilidade tectônica e mudanças climáticas foi o cenário que inibiu a formação de solos espessos, expôs o horizonte mosqueado onde se desenvolveu crosta ferruginosa e formou linhas de pedra em razão da degradação das crostas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao programa de pós-graduação em Geociências da UFAM pela infraestrutura, à CAPES pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor e ao CNPq pelo auxílio financeiro (processos nº 471971/2010-3 e 473359/2012) e pela bolsa de produtividade ao segundo autor. Agradecem também aos geólogos Marco Horbe, pelo auxílio nas etapas de campo, e Pedro Val, pelos comentários.

REFERÊNCIAS

Anand R.R. & Paine M. 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **49**:3-162.

Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia da Folha SA.21 – Santarém. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 19).

Bardossy G. & Aleva G.J.J. 1990. *Lateritic bauxites*. Amsterdam, Elsevier, 624 p.

Beauvais A. 1999. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in the weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **63**:3939-3957.

Bitom D., Volkoff B., Abossolo-Angue M. 2003. Evolution and alteration in situ of a massive iron duricrust in Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **37**:89-101.

Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The Bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y (eds.) *Brazilian bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM., p. 55-73.

- Braun J., Pagel M., Muller J., Bilong P., Michard A., Guillet B. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**:781-795.
- Brito R.S., Silveira F.V., Larizzati J.H. 2010. Metalogenia do distrito aurífero do rio Juma- Nova Aripuanã-AM. *Informe recursos minerais. Série Ouro*, 17, CPRM-Brasília, 35 p.
- Calagari A.A. & Abedini A. 2007. Geochemical investigation on Permo-Triassic bauxite horizon at Kanisheeteh, east of Bukan, west- Azarbaijan, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, **94**:1-18.
- Clarcke J.D.A. & Chenoweth L. 1996. Classification, genesis and evolution of ferruginous surface grains. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, **16**:213-214.
- Colin F., Beauvais A., Ruffet G, He´nocque O. 2005. First ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of lateritic manganiferous pisolites: Implications for the palaeogene history of a West African landscape. *Earth Planetary Science Letters*, **238**:172-188.
- Costa M.L., Choque Fernandez O.J., Requelme M.E.R. 2005. Depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: Marini J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (eds.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília, DNPM, FINEP, ADIMB, p. 227-333.
- Costa M.L.1990. Mineralogia, geoquímica, gênese e epigênese dos lateritos fosfáticos de Jandiá, na região Bragantina (NE do Pará). *Geochimica Brasiliensis*, **4**:85-110.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**:146-160.
- Costa M.L. 1997. Lateritization as major process of ore deposit formation in the Amazon Region. *Exploration Mining Geology*, **6**:79-104.
- CPRM. 2006. *Mapa Geológico do Estado do Amazonas*. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas. Sistemas de Informações Geográficas – SIG, Programa Geologia do Brasil. Escala 1: 1.000.000. Rio de Janeiro, Ministério de Minas e Energia. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil.
- CPRM. 2013. Folha Sumaúma (SB.20-Z-D). *Programa Geologia do Brasil*. Carta geológica ao milionésimo-Escala 1:250.000. Manaus, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
- Horbe A.M.C. & Costa M.L.1999. Relações genéticas entre Latossolos e crostas lateríticas aluminosas e alumino - ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:497-504.
- Horbe A.M.C. & Horbe M.A. 2005. Linhas de pedra na região nordeste do Amazonas. In: Horbe A.M.C. & Souza V.S. (Org.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 4 p. 221-229.
- Horbe A.M.C. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9**:93-104.
- Kotschoubey B., Duarte A. L.S., Truckenbrodt W. 1999. Cobertura bauxítica e origem do caulim do Morro do Felipe, Baixo Jari, estado do Amapá. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**:443-450.
- 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 do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociência*, **35**:263-272.
- Lacerda Filho J.V., Souza J.O., Oliveira C.C., Ribeiro P.S.E., Villas Boas P.F., Albuquerque M.C., Frasca A.A.S., Borges F.R., Moreton L.C., Martins E.G., Camargo M.A., Valente C.R., Pimentel M.M., Botelho N.F. 2001. Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, *Sessão temática VII*, Belém.
- Lima M.G. 2008. *A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas*. Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte, 251 p.
- Lucas A. J. 1997. The bauxite of Juriti. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A. J., Lucas Y (eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ ORSTOM, p.107-133.
- Ozlu N. 1983. Trace elements contentes of karst bauxites and their parente rocks in the Mediterranean belt. *Mineralium Deposita*, **18**:469-476.
- Peixoto S.F. & Horbe A.M.C.2008. Bauxitas do nordeste do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:406-422.
- Pierosan R., De Lima E.F., Nardi L.V.S., Bastos Neto A.C, De Campos C.P., Jarvis K., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2009. Geochemistry of paleoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian cráton, Brazil. *International Geology Review*, **1**:1-34.
- Reis N.J. 2006. Rochas carbonáticas da região de Apuí – Amazonas. *Informes de Recursos Minerais. Série Insumos minerais para agricultura*, 12. Manaus, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 60 p.
- Reis N.J., Bahia R.B.C., Almeida M.E., Costa U.A.P., Betiello L.M., Oliveira A.C., Splendor F. 2013. O supergrupo Sumaúma no contexto geológico da Folha SB.20-Z-D (SUMAÚMA), sudeste do Amazonas: modo de ocorrência, discussão de idades em zircões detríticos e correlações no SW do Cráton do Amazonas. In: Wankler F.L., Holanda E.S., Vasquez M.L. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte (SBG-NO), v. 8, p. 199- 222.
- Rozo J.M.G., Nogueira A.C.R., Horbe A.M.C., Carvalho A.S. 2005. Depósitos terciários da bacia do Amazonas. In: Horbe A.M.C, Souza V.S. (Org.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Manaus, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 4, p. 201-207.
- Ruffet G., Innocent C., Michard A., Féraud G., Beauvais A., Nahon D., Hamelin B. 1996. A geochronological ⁴⁰Ar/³⁹Ar and ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**:2219-2232.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Manaus, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, cap.4, p. 169-226.
- Shuster D.L., Vasconcelos P.M., Hein J.A., Farley K.A. 2005. Weathering geochronology by (U-Th)/He dating of goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**:659-673.
- Silva Filho N.C. 2011. *Caracterização química e mineralógica dos arenitos silicificados e friáveis da Formação Alter do Chão*. Trabalho Final de Graduação, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 20 p.
- Silva P.J.M., Horbe A.M.C., Horbe M.A. 2012. Mineralogia e geoquímica de ocorrências manganíferas da bacia Alto Tapajós, sudeste do Amazonas, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **7**:11-28.

Tardy Y. & Roquin C. 1998. *Dérive des continents Paléoclimats at alterations tropicales*. Orléans, France, BRGM, 473 p.

Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985 (eds.). *The continental Crust: its composition and evolution*. An Examination of The Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford, Blackwell Scientific Publication, 312 p.

Théveniaut H. & Freyssinet PH. 2002. Timing of lateritization of the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **178**:91-117.

Thomas M.F. 1994. *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. Chichester, Wiley, 460 p.

Twidale C.R. & Bourne J.A. 1998. Origin and age of bornhardts, southwest Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **45**:903-914.

Valeton I. 1972. *Bauxites. Development in Soil Science 1*. Amsterdam, Elsevier, 244 p.

Van Der Hammen T. & Hooghiemstra H. 2000. Neogenic and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Science Review*, **19**:725-742.

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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**:1635-1665.

[Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br](http://www.sbgeo.org.br)
