

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Evolução do Manto de Intemperismo Laterítico Rico em Fosfatos na Ilha de Itacupim (PA) - Mineralogia, Micromorfologia e Geoquímica

*Maria Cristina Motta de Toledo, Sonia Barros de Oliveira, Marcondes Lima da Costa,
Camila Passos, Henrique Diniz de Almeida*

Pesquisas em Geociências, 33 (2): 109-122, jan./abr., 2007.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/19520>

Publicado por

Instituto de Geociências



**Portal de Periódicos
UFRGS**

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - jan./abr., 2007.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Evolução do Manto de Intemperismo Laterítico Rico em Fosfatos na Ilha de Itacupim (PA) - Mineralogia, Micromorfologia e Geoquímica

MARIA CRISTINA MOTTA DE TOLEDO¹, SONIA M. BARROS DE OLIVEIRA¹,
MARCONDES LIMA DA COSTA², CAMILA M. PASSOS¹ &
HENRIQUE DINIZ F. DE ALMEIDA²

1. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, CEP 05508-080, São Paulo. mcristol@usp.br

2. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, CEP 66075-110, Belém.

(Recebido em 04/06. Aceito para publicação em 04/07)

Abstract - The lateritic mantle overlying ultramafic rocks at Itacupim Island (state of Pará, northern Brazil) comprises 5 horizons. From bottom to top they are: (1) altered rock (hornblende, phlogopite, apatite, magnetite, fissural wavellite, and smaller amounts of smectite or kaolinite), (2) a smectitic saprolite (smectite, wavellite, goethite, and traces of hornblende), a kaolinitic saprolite (kaolinite, wavellite, goethite, and traces of phlogopite), a phosphatic duricrust (crandallite, goethite and hematite), and a ferruginous duricrust (hematite, goethite and crandallite). The mineralogical and chemical composition of the saprolitic and duricrust horizons indicate a discontinuity in the weathering evolution: the P-rich crandallitic duricrusts cannot be derived from the P-poor wavellitic saprolites. Most probably, the duricrusts developed during an earlier stage of the weathering evolution, under a drier climate, when the hypogene phosphates (wavellite and apatite) transformed into crandallite. Under subsequent more humid conditions, the weathering alteration of the parent rock led to the dissolution of the hypogene phosphates, resulting in the P-depleted saprolites.

Keywords - lateritization, ferruginous duricrust, phosphatic duricrust.

INTRODUÇÃO

No NE do Pará e NW do Maranhão há diferentes exemplos de ocorrência de fosfatos de alumínio relacionados a perfis lateríticos. Segundo Costa & Sá (1980), Costa *et al.* (1980) e Costa (1991), os fosfatos constituem um horizonte endurecido, típico, situado abaixo de crosta ferruginosa, rica em alumínio e também portadora de fosfatos. A cobertura laterítica dispõe-se na forma de platôs sustentados pelas crostas, com extensão de até 5 km, em algumas das ocorrências da região. Os perfis lateríticos, da rocha-mãe ao topo, apresentam espessuras de 30 a 40m; o horizonte de fosfatos atinge até 10m. De acordo com Costa (2001), estes perfis seriam produto de uma primeira fase de laterização ocorrida na Amazônia, provavelmente no Eoceno-Oligoceno. Os depósitos de fosfatos de alumínio tiveram como fonte diferentes tipos de rochas, desde sedimentos até metamorfitos e ultramafitos; em alguns casos, não se conhece a rocha que deu origem aos fosfatos (Oliveira & Costa, 1984; Costa, 2001).

A ilha de Itacupim, situada próxima à desembocadura do rio Gurupi (Fig. 1), representa um dos

três maiores depósitos de fosfato da região, com reserva de 5.100.000 ton e teor em peso de P₂O₅ variando de 8 a 20% (Oliveira & Costa, 1984). Alongada na direção N-S, tem cerca de 1 km em seu eixo maior e 51m de altitude máxima. Constitui-se de um platô central em cuja borda oeste ocorrem manguezais, enquanto a borda leste recebe o impacto da ação do mar, formando falésias onde afloram partes do perfil laterítico (Oliveira & Schwab, 1980). O clima atual é tropical úmido, com duas estações bem definidas, uma de estiagem e outra chuvosa. Trabalhos anteriores de Costa (1979), Costa & Sá (1980), Oliveira & Schwab (1980), Oliveira & Costa (1984) e Passos (2002) abordaram aspectos mineralógicos e geoquímicos, sendo que alguns trataram das possibilidades de aproveitamento econômico do fosfato.

Costa (1979), Costa & Sá (1980) e Oliveira & Schwab (1980) foram os primeiros a descrever o perfil laterítico de Itacupim, reconhecendo a rocha-mãe, um apatita-hornblendito, na base, um horizonte de transição contendo esmectita e wardita (saprolito esmectítico), que grada para o topo em um horizonte rico em caolinita (saprolito caolinítico). Capeiam o

perfil um horizonte concrecionar fosfático, rico em crandallita e produtos ferruginosos (couraça fosfática), e um horizonte encouraçado ferruginoso contendo hematita, goethita, crandallita e gibbsita (couraça ferruginosa). A superfície da ilha expõe, em seu topo, a crosta laterítica; nas encostas, material saprolítico e solo dele derivado, e colúvio; nas porções mais baixas, na interface da maré, sedimentos de mangue e de praia (areia e seixos líticos e lateríticos). Na base da falésia estão expostas rochas ultramáficas metamorfizadas e afetadas por alteração hidrotermal, em estágio inicial de meteorização.

O objetivo deste trabalho é detalhar a caracterização do perfil laterítico, determinar as relações de filiação entre as fases minerais primárias e secundárias, e estabelecer a evolução geoquímica da rocha parental durante os processos de alteração que culminaram com a formação das couraças fosfática e ferruginosa.

MATERIAIS E MÉTODO

Os materiais utilizados neste trabalho foram coletados em poços e em caminhamentos pela ilha; o poço mais recente foi escavado na base de uma antiga falésia costeira, hoje no interior da ilha; o perfil composto pelo conjunto falésia-poço chega a cerca de 26 m de profundidade. As amostras estudadas provêm dos diferentes horizontes do perfil de alteração, coletadas tanto nos caminhamentos como no perfil composto falésia-poço, e representam as várias etapas do processo intempérico sobre as diferentes variedades de rocha ultramáfica existentes na área (Fig. 2).

O método de estudo adotado privilegiou a

micromorfologia como ferramenta fundamental para a visualização das relações espaciais entre as fases primárias e secundárias, visando à reconstituição da evolução morfológica e mineralógica dos materiais, e as descrições foram baseadas principalmente na terminologia adotada por Delvigne (1998). Os dados micromorfológicos, obtidos sobre lâminas delgadas e sobre fragmentos indeformados, foram obtidos por MO (microscopia óptica) e MEV-EDS (microscopia eletrônica de varredura com análise química qualitativa microlocalizada). Foram analisadas algumas fases minerais selecionadas no estudo micromorfológico por ME (microssonda eletrônica) para composição química microlocalizada. Também foram aplicadas técnicas de análise sobre amostras com estrutura destruída, como DRX (difração de raios-X) e FRX (fluorescência de raios-X), para obtenção das composições mineralógica e química globais, respectivamente. Todos os trabalhos analíticos foram realizados nos laboratórios do Instituto de Geociências da USP, com exceção das análises microlocalizadas em grãos de apatita, feitas na Universidade Paul Sabatier, em Toulouse, França.

Os espectros de DRX foram adquiridos a partir de um difratômetro Siemens D500 de geometria Bragg-Brentano (IGC USP), com as seguintes condições: radiação CuK α ($\lambda = 1,5418\text{\AA}$) produzida a 40KV e 40mA, espelho ajustado para feixe de 0,2mm, campo do goniômetro de 3 a 50° (2 θ), tamanho do passo de 0,01° (2 θ) e tempo de contagem de 5s/passo. As análises por MEV-EDS, para micromorfologia e análise química qualitativa microlocalizada, foram realizadas em equipamentos JEOL, modelo JSM-T330A, acoplado a sistema EDS Noran (Laboratório de Microscopia Eletrônica do NUPEGEL, USP).

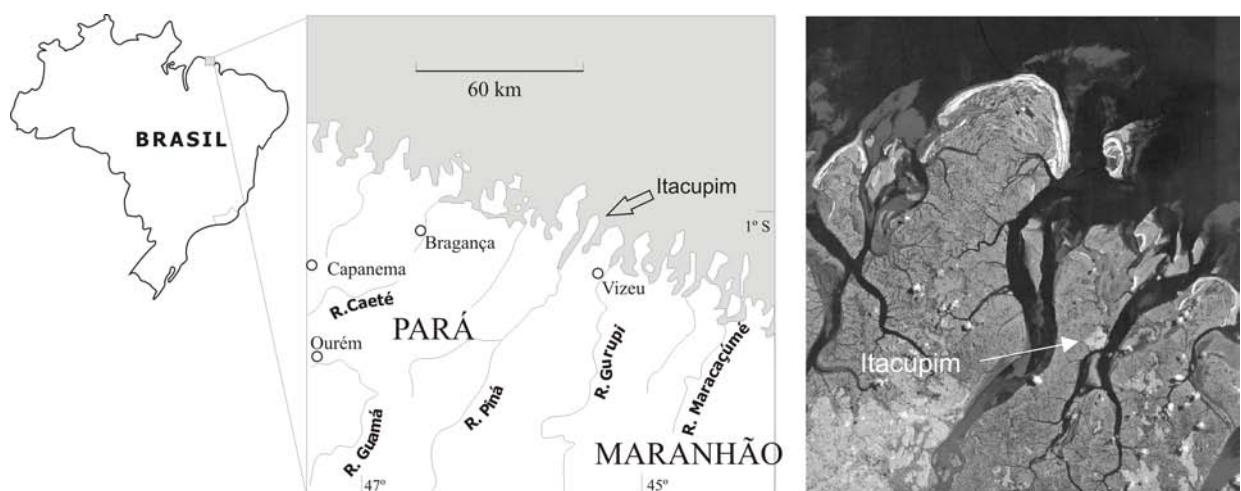


Figura 1 - Localização da ilha de Itacupim (PA), na região da foz do rio Gurupi.

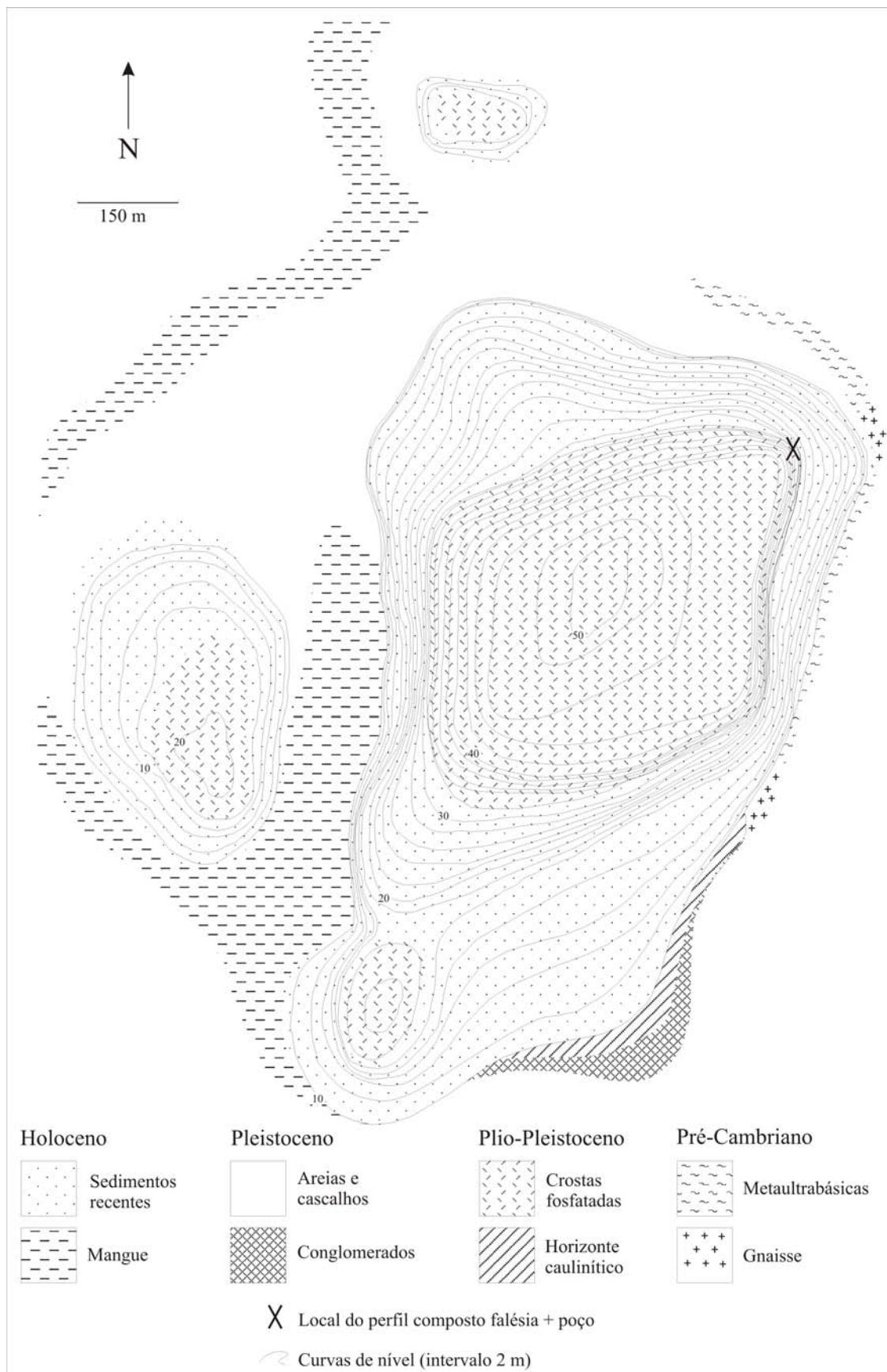


Figura 2 - Mapa topográfico e geológico de superfície da ilha de Itacupim (PA) (Oliveira 1980) e localização do perfil poço-falésia amostrado.

As análises químicas quantitativas microlocalizadas para fosfatos foram feitas no *Service d'analyse par microsonde electronique* da Universidade Paul Sabatier (Toulouse, França) em equipamento CAMECA SX-50 (EMPA), com tensão de aceleração de 15kV e corrente de 10nA, exceto para o F (40nA). Foi estabelecido um programa específico de análises para os fosfatos de Itacupim, após a verificação dos intervalos possíveis de teores para seus elementos constituintes e a verificação da ausência dos seguintes elementos traços: V, Cd, U, Pb e S. Para os minerais ferromagnesianos (mica e anfibólio), foi utilizada a microssonda eletrônica do IG-USP, marca JEOL, modelo Superprobe JXA8600, com tensão de aceleração de 15kV e corrente de 20nA.

MATERIAIS ISALTERÍTICOS E INTERPRETAÇÃO DA ROCHA PARENTAL

O estudo da rocha pouco alterada que conserva as estruturas primárias (isalterita) confirmou, de modo geral, a composição anfibolítica encontrada por Oliveira & Schwab (1980) para a rocha parental do perfil de Itacupim (Fig. 3a, b e f). Revelou, ainda, que os anfibolitos derivam de rochas ultramáficas, maciças ou bandadas. As porções que se mostraram provenientes da alteração de rochas maciças apresentam evidências de origem a partir de flogopítitos (material contendo pseudomorfos micáceos de composição caolinítica) e de anfibolitos (material esmectítico constituído por massas argilosas esverdeadas). As partes interpretadas como provenientes de rochas bandadas aparecem como intercalações de bandas ricas em mica pseudomorfizada em caolinítica e bandas ricas em hornblenda pseudomorfizada em redes ferruginosas (Fig. 3c). O material bandado é semelhante ao encontrado em outros maciços similares, como o maciço ultramáfico-alcalino-carbonatítico de Ipanema (SP), onde as bandas de flogopítito encontram-se intercaladas com material rico em anfibólio e apatita (Florêncio & Toledo, 1997).

A rocha parental contém, além de anfibólio e flogopita, apatita e magnetita, em quantidades subordinadas. Alguns grãos de apatita aparecem com um núcleo central bordejado por uma segunda geração de apatita (Fig. 3d), resultante provavelmente de processo hidrotermal. Não foi observada apatita bordejada por wardita, conforme as descrições de Oliveira & Schwab (1980).

A mica presente na rocha parental, flogopita mais ou menos vermiculitzada, transforma-se por alteração intempérica em caolinita, preservando perfeitamente o hábito micáceo original (Fig. 3e), com quantidade variável de produtos ferruginosos nos espaços interlamelares. Não houve registro significativo, nos materiais amostrados, de transformação da mica em argilomineral do tipo 2:1.

Os anfibólitos apresentam duas vias possíveis de alteração. Podem se transformar em uma massa de esmectita esverdeada que não guarda nenhum vestígio da forma original do anfibólito, ou podem se dissolver, deixando um resíduo ferruginoso que reproduz a rede de clivagens do mineral original (Fig. 3a). Em ambos os casos é possível encontrar restos de cristais fibrorradiados de anfibólito no produto alterado (Fig. 3f). Além dos pseudomorfos em rede ferruginosa típica de anfibólito, ocorrem pseudomorfos ferruginosos, em rede mais aberta e irregular, que poderiam ser derivados da alteração da olivina (Fig. 3g); não foi, no entanto, verificada a presença de iddingsita, nem de serpentina, produtos comuns da alteração hipógena de olivina, que certamente teriam subsistido ao intemperismo.

Os pseudomorfos de micas e de minerais ferromagnesianos destacam-se nos materiais isalteríticos. Os micáceos se apresentam, geralmente, muito bem preservados, com algumas inclusões de cristais micrométricos de fase titanífera (possível anatásio), identificados apenas ao MEV-EDS. Raramente, ocorrem cristais de mineral de Ti identificáveis ao MO (Fig. 3h).

Outra feição herdada da rocha parental, observada ao MO, pode adicionar indicações sobre a natureza dos materiais originais do perfil laterítico da ilha: a relativa abundância de magnetita que, alterada, forma redes de faixas goethíticas, em padrão de deposições sucessivas, com alguma variação de cor e de modo de cristalização (Fig. 4a, b e c). Em alguns casos, observa-se, nas descontinuidades intra ou intercristalinas da magnetita, ou ainda em seu entorno, um plasma cinza-esverdeado titanífero, conforme análise ao MEV-EDS, provavelmente anatásio, produto da alteração da ilmenita, que ocorre associada à magnetita (Fig. 4d). A riqueza em magnetita pode sugerir a ocorrência de foscorito no maciço, que é uma rocha de ocorrência comum em corpos semelhantes, como Catalão (GO) e Anitápolis (SC), entre outros.

Os materiais da base do perfil de alteração que mais dão informações sobre a rocha original do perfil encontram-se recortados por fissuras preen-

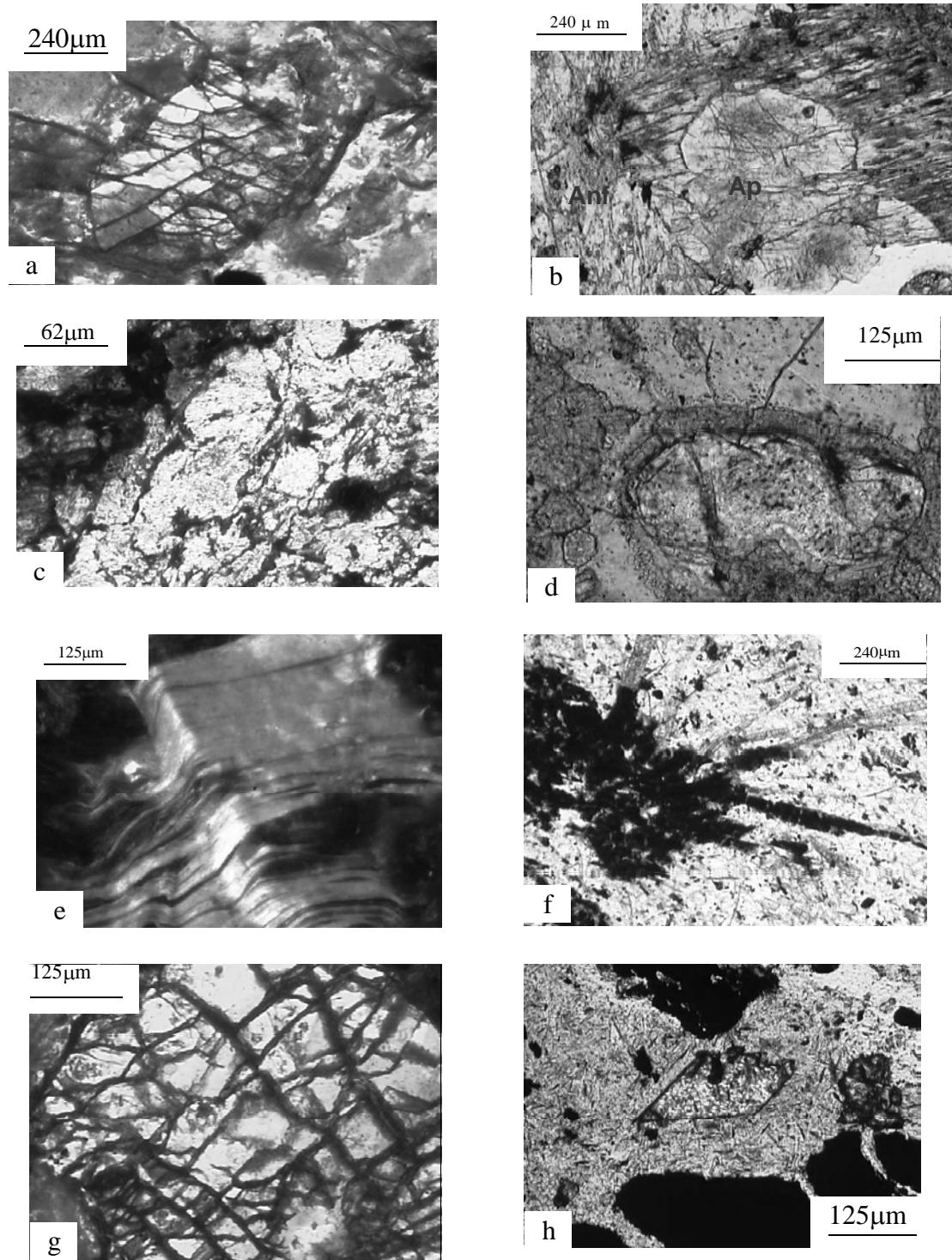


Figura 3 - (a) Pseudomorfo de anfibólito em material isalterítico (MO); (b) Apatita e anfibólito em rocha pouco alterada (MO); (c) Isalterita de rocha bandada, com banda rica em caolinita em meio a linhas ferruginizadas (antigas descontinuidades) e banda rica em oxihidróxidos de ferro (MO); (d) Apatita com auréola de mesma composição (MO); (e) Pseudomorfo de caolinita com ferruginização ao longo dos planos de clivagem. (MO); (f) Cristais aciculares de anfibólito parcialmente alterados em produtos ferruginosos (MO); (g) Pseudomorfo ferruginoso de mineral com rede irregular de descontinuidades (MO); (h) Perovskita com hábito octaédrico (MO).

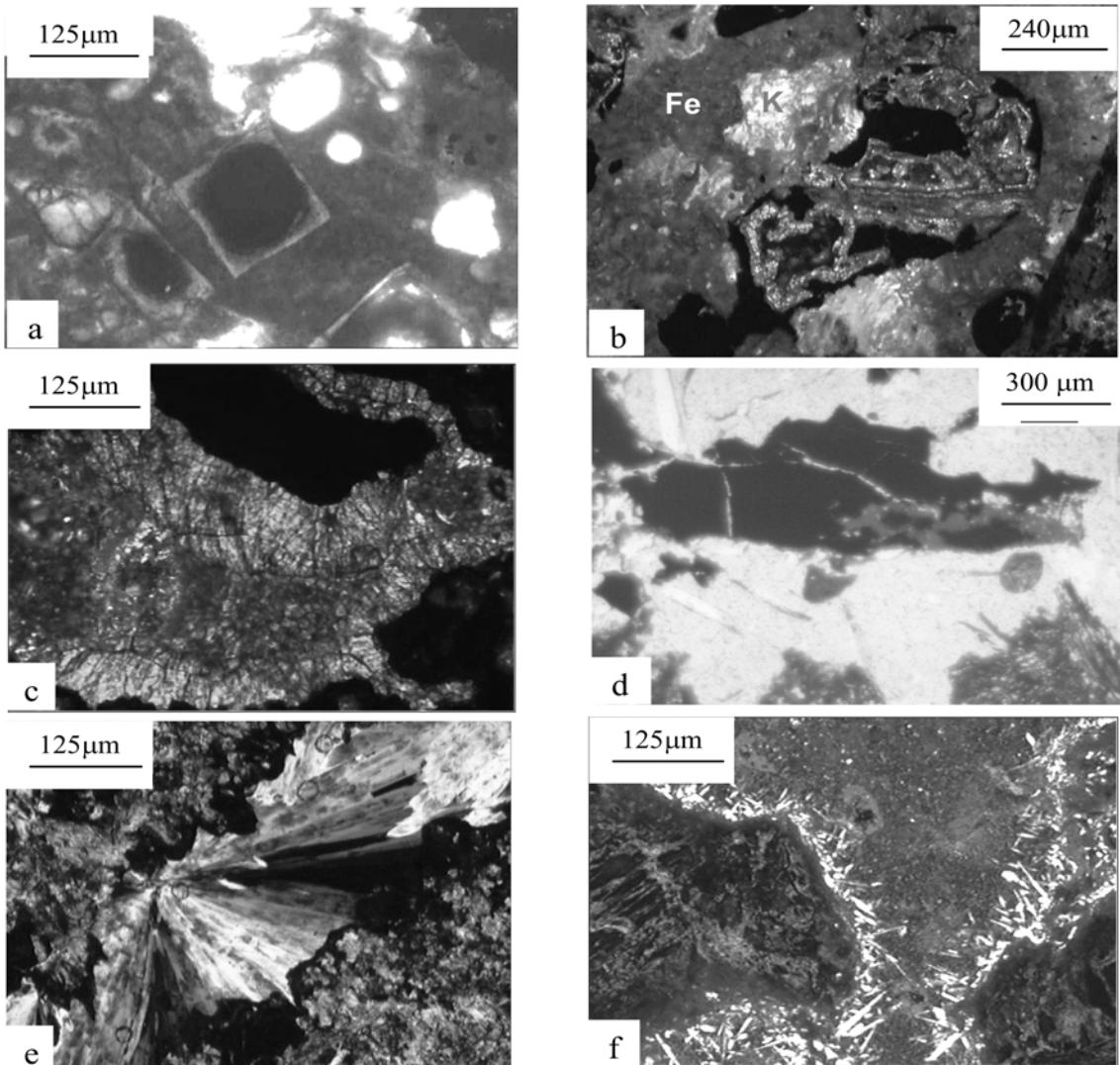


Figura 4 - (a) Magnetita em alteração com formação de goethita nas bordas (MO); (b) Magnetita alterada com goethita em seu interior, em meio a plasma secundário caolinítico-goethítico (MO); (c) Detalhe de (b) com goethita bem cristalizada (MO); (d) Fase titanífera dentro de magnetita, possivelmente anatásio (MEV); (e) Wavellita de hábito fibro-radial (MO); (f) Cristaliplasma de wavellita supérigena acicular em meio fissural (MO).

chidas por wavellita, que ocorre como cristais de centenas de micrômetros de comprimento, geralmente em agregados fibrorradiados (Fig. 4e). Seu modo e local de ocorrência (base do perfil, meio fissural, em cristais relativamente grandes e homogêneos ou em agregados substituindo porções dos antigos grãos de mica) sugerem origem por precipitação a partir de soluções em meio com circulação restrita, próprio do ambiente hidrotermal e não do ambiente intemperíco.

EVOLUÇÃO MINERALÓGICA E MORFOLÓGICA DO PERFIL

Próximo à base do perfil, desenvolvido principalmente sobre rochas mais ricas em anfibólito, o saprolito é dominado por um plasma esverdeado de

composição esmectítica que contém subordinadamente wavellita, apatita, magnetita e traços de goethita. Mais acima no perfil, ou diretamente sobre as rochas mais ricas em micas, o saprolito é essencialmente caolinítico, com pequenas quantidades de goethita, wavellita, magnetita e anatásio. Nos casos em que o horizonte caolinítico sobrepõe-se ao esmectítico, a transição parece gradual, o que leva a supor que haja uma progressiva desestabilização da esmectita, gerando caolinita. No entanto, não foi possível observar diretamente ao microscópio essa transformação.

Os saprolitos isalteríticos passam gradativamente a saprolitos aloteríticos, com a progressiva destruição dos pseudomorfos de mica e de anfibólito e a instalação de minerais supérgenos que ocupam as fissuras e os poros, constituindo o plasma secundário, composto por fases ferruginosas, fosfáticas e

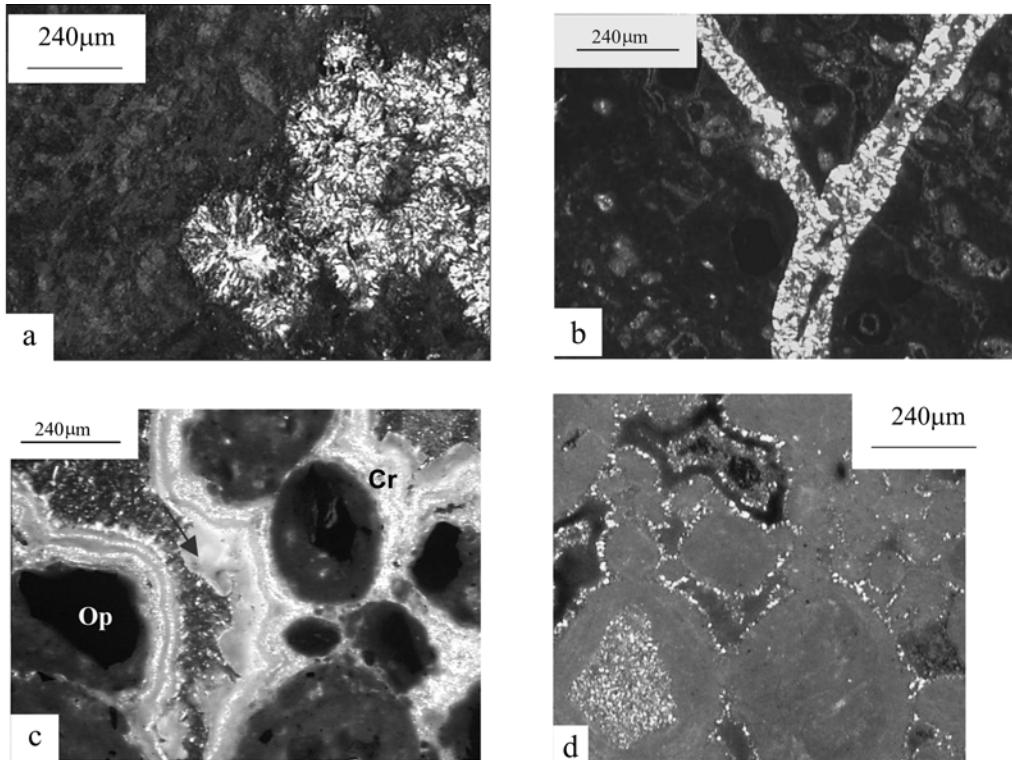


Figura 5 - (a) Crandallita em volumes arredondados substituindo partes dos pseudomorfos caoliníticos (MO); (b), (c) e (d) Crandallita (fase mais brilhante) nas couraças, na forma de cutâs e núcleos de nódulos e concreções (Cr: crandallita, Op: opaco, K: caolinita) (MO).

titaníferas, além da caolinita, abundante em certas porções do perfil.

Quanto à ocorrência dos minerais fosfáticos, além da apatita, observa-se a wavellita, de origem hidrotermal, que é dominante na base do perfil. Outro mineral fosfático de origem hidrotermal é a turquesa, que pode ocorrer associada a wavellita, sob forma microcristalina, em volumes sub-esferolíticos (Costa *et al.*, 2004 e 2005). A tendência de ambos é a desestabilização durante o intemperismo, de modo que estão, em geral, ausentes nos horizontes mais alterados do perfil. No entanto, localizadamente, pode-se observar a reprecipitação de wavellita em cristais menores, geralmente aciculares, sobre produtos ferruginosos supérgeos (Fig. 4f). Muito raramente ocorre crandallita no saprolito; em alguns casos ela aparece em volumes arredondados imersos no material caulinítico isalterítico (Fig. 5a), sugerindo substituição de antigos agregados arredondados fibrorradiados de wavellita.

Finalmente, nas couraças, a crandallita representa a única fase fosfática, e ocorre tanto de forma dispersa em meio ao plasma secundário ferruginoso, como em cutâs ou no núcleo dos nódulos e concreções (Fig. 5b, c e d). A origem da couraça está ligada aos fenômenos de remobilização dos produtos fosfáticos e ferruginosos nos níveis superiores do perfil. São observadas, ao MO, porções submilimétricas

do plasma, isoladas por fissuras, que parecem constituir as fases iniciais da formação dos nódulos, que se originam por intensa e progressiva ferruginação no sistema fissural e no próprio sistema plástico, a partir de acumulações de formato irregular ou em faixas sem relação com as estruturas primárias. Essas acumulações iluviais (cutâs) evoluem para nódulos de vários tipos que, soldados por cimentação, resultam nas couraças. Nestas, há recorrência de acumulações ferruginosas e fosfáticas sucessivas, o que pode ser facilmente observado pelas relações espaciais entre as fases, como ilustrado pela Fig. 5 (b, c e d).

Em resumo, as tendências gerais de evolução, interpretadas pelo estudo micromorfológico das amostras dos vários materiais de ocorrência na ilha no perfil, são:

- alteração dos cristais de anfibólio em esmectita verde, em algumas porções de rocha (onde a mineralogia original e onde as condições de intemperismo permitiram) e em redes ferruginosas pseudomórficas com geometria característica; peculiaridades da circulação interna das soluções de intemperismo devem ter feito a diferença entre um e outro caso;
- alteração dos cristais de flogopita/vermiculita em pseudomorfos caoliníticos, e raramente

- em material ferruginoso e em argilomineral 2:1;
- remobilização de Si e Al a partir da desestabilização de minerais formados anteriormente, formando plasma secundário caulinítico, bem cristalizado em alguns locais (acordeons de caolinita);
 - solubilização da wavellita crescida em fissuras ou associada a cristais de flogopita, gerando uma nova geração de wavellita, em cristais menores e menos bem formados, associados ao plasma ferruginoso.
- formação de crandallita por precipitação na porosidade do plasma secundário, ou no sistema fissural, e ainda substituindo wavellita;
- segregação/individualização de porções de plasma que marcam o início do processo de nodulação e concrecionamento;
- intensa ferruginização no sistema fissural e no sistema plástico, gerando acumulações de forma irregular ou em faixas sem relação com as estruturas primárias, formando cutâs e papules, evoluindo para nodulação, concrecionamento e formação das crostas.

A síntese das feições micromorfológicas marcantes que permitiram as interpretações mencionadas pode ser vista no quadro abaixo.

		Composição predominante	Feições micromorfológicas	
		anfibolito flogopítico		
Couraça	Couraça ferruginosa	hematita, goethita, crandallita	<u>origem indiferenciada:</u> plasma secundário ferruginoso (geothita e hematita), organizado principalmente em feições pedológicas (nódulos e concreções), cimentadas de forma irregular, resultando em material muito poroso; ocorrência de fosfatos (crandallita).	
	Couraça fosfática	crandallita, goethita, hematita	<u>origem indiferenciada:</u> plasma secundário fosfático (crandallita) e ferruginosos (goethita e hematita) organizado principalmente em feições pedológicas (nódulos e concreções), de composição simples ou complexa, cimentadas de forma irregular, resultando em material muito poroso.	
Aloterita	Material argiloso com nódulos	caolinita, crandallita, goethita, magnetita	<u>origem indiferenciada:</u> pouca ocorrência de pseudomorfos micáceos reconhecíveis; alguns agregados arredondados de wavellita foram transformados em agregados de crandallita; início de nodulação (concentração de produtos ferruginosos em grande quantidade de manchas e faixas).	
Material argiloso transicional isalterita/aloterita		caolinita, crandallita, goethita, magnetita, anatásio	<u>origem anfibólica:</u> pseudomorfos em redes ferruginosas, em vias de desorganização, com alguma wavellita supérigena associada. <u>origem flogopítica:</u> pseudomorfos caoliníticos em vias de desorganização, com agregados arredondados de wavellita, herdados; plasma secundário com caolinita e oxihidróxidos de ferro.	
Isalterita (saprolito esmectítico ou caolinítico)	Material argiloso isalterítico	esmectita, goethita, wavellita, apatita, magnetita	wavellita, caolinita, goethita, magnetita	<u>origem anfibólica:</u> massas de plasma secundário esmectítico sem pseudomorfos evidentes e pouca ferruginização no sistema fissural. <u>origem flogopítica:</u> pseudomorfos micáceos caoliníticos com pouca ou nenhuma ferruginização e com agregados arredondados de wavellita (hidrotermal), em posição intracristalina, e pseudomorfos de anfibólito em redes ferruginosas. <u>origem de rocha bandada:</u> pseudomorfos micáceos de caolinita, com alguma ferruginização, e pseudomorfos em redes ferruginosas, de anfibólito.
Rocha alterada	Anfibólito, apatita, esmectita, goethita		Anfibolito em início de alteração (única rocha quase sã encontrada).	

GEOQUÍMICA

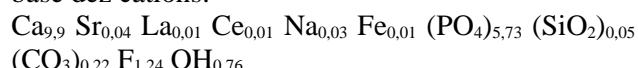
Análises microlocalizadas

As principais fases minerais, tanto primárias quanto supérgenas, foram analisadas por microssonda eletrônica.

APATITA

Foram analisados grãos apatíticos de duas amostras selecionadas entre as poucas que apresentavam este mineral (It12 e It36) (Tab. 1). Os dados mostram que o teor em F varia entre 2 e 3% em peso, indicando tratar-se de fluorapatita com alguma substituição no sítio aniônico monovalente, já que 3,67% em F corresponde ao teor máximo de F admitido no sítio aniônico monovalente da apatita. ETR e Sr são os cátions que aparecem como substituintes significativos do Ca. Os valores da relação CaO/P₂O₅ variam entre valores normais para apatita (1,34 a 1,38); os valores mais elevados podem significar já modifica-

ções causadas pelo intemperismo (dissolução incongruente, ou substituição de PO₄³⁻ por CO₃²⁻, segundo Toledo *et al.* 2004). Com base nas análises, foi calculada a fórmula estrutural média da apatita, na base dez cátions:



CRANDALLITA

As análises de fosfatos do grupo da crandallita (Tab.2) confirmam a composição entre os pólos crandallita-goyazita, com baixíssimos teores de Ba e ETR. Goyazita praticamente pura foi encontrada também nos materiais de Itacupim, associada à turquesa (Costa *et al.*, 2004 e 2005). Constatou-se, por outro lado, a presença de Fe, Mn e Mg, que podem ser atribuídos aos produtos secundários que se associam à crandallita. Foi investigada a presença dos possíveis substituintes do P analisáveis à microssonda eletrônica, não tendo sido encontrados S nem V.

Tabela 1 - Análises químicas microlocalizadas (ME) em grãos de apatita, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (pfu), calculada na base 10 cátions.

% em peso dos óxidos						
	2	3	4	5	7	média
CaO	55,48	55,69	55,81	56,12	54,10	55,44
SrO	0,76	0,31	0,28	0,19	0,49	0,40
La₂O₃	0,16	0,04	0,18	0,20	0,17	0,15
Ce₂O₃	0,30	0,27	0,20	0,16	0,19	0,22
Na₂O	0,17	0,09	0,11	0,06	0,11	0,11
MgO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MnO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
FeO	0,01	0,07	0,05	0,10	0,00	0,05
P₂O₅	40,93	40,75	40,36	40,79	40,30	40,63
SiO₂	0,45	0,29	0,33	0,23	0,22	0,31
Al₂O₃	0,02	0,00	0,00	0,06	0,03	0,02
F	2,25	2,43	2,44	2,07	2,60	2,36

número de átomos pfu na base 10 cátions						
	2	3	4	5	7	média
Ca	9,84	9,91	9,91	9,93	9,89	9,90
Sr	0,07	0,03	0,03	0,02	0,05	0,04
La	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ce	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,05	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Cátions	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
P	5,74	5,73	5,66	5,70	5,82	5,73
Si	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05
Al	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ânions	5,81	5,78	5,72	5,75	5,87	5,79
F	1,18	1,28	1,28	1,08	1,40	1,24

Tabela 2 - Análises químicas microlocalizadas (ME) em crandallita, expressas em porcentagem em peso dos óxidos.

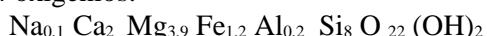
% peso														
Análise	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cl	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	La ₂ O ₃	SrO	BaO	Total
2	0,01	32,98	0,10	0,13	0,13	9,53	0,15	0,02	0,00	27,71	0,00	5,23	0,14	76,13
5	0,06	32,51	0,12	0,07	0,09	9,82	0,15	0,01	0,07	28,31	0,00	4,73	0,05	75,99
média	0,03	32,74	0,11	0,10	0,11	9,67	0,15	0,02	0,03	28,01	0,00	4,98	0,10	76,06
DP	0,03	0,33	0,01	0,05	0,03	0,21	0,00	0,01	0,05	0,42	0,00	0,35	0,06	0,10

MINERAIS MICÁCEOS

Os minerais micáceos apresentam composição mais compatível com a da vermiculita que da flogopita, o que indica um processo de vermiculização da flogopita. A presença de elementos traços (Ni e Cr), em quantidades significativas em algumas análises, sugere a substituição isomórfica ou a presença de inclusões submicroscópicas de fases portadoras desses elementos.

ANFIBÓLIO

As análises de cristais de anfibólito inalterado (Tab. 4) mostram composição de hornblenda, confirmada pelos cálculos da fórmula estrutural média, na base 24 oxigênios:



Análises globais

Os intervalos de composição química (maiores e traços) dos materiais componentes do perfil de alteração, obtidos a partir das análises químicas globais por fluorescência de raios-X, estão apresentados na tabela 5. A única amostra de rocha pouco alterada analisada indica composição ultramáfico-alcalina, com teores significativos de CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ e P₂O₅. Entre os elementos traços, destacam-se Cr e Ni com teores geralmente acima de 0,1% e, juntamente com Ba, F, ETR, e Sr, compõem uma assinatura geoquímica característica. O teor em P₂O₅ é baixo nessa amostra, mas, de modo geral, é muito variável, podendo chegar a valores bastante elevados nas porções mais enriquecidas em wavellita.

No saprolito esmectítico há perda acentuada de Ca e Mg em relação à rocha alterada, e concomitante ganho em Fe, tendência que se intensifica no saprolítico caolinítico. Os teores de P₂O₅ nos saprolitos caolinítico e esmectítico são de 1,8 a 8,5%, mas podem chegar a valores bem mais elevados em porções especialmente enriquecidas em wavellita. Nesses casos, são bastante superiores também os teores de Ba, ETR e Sr.

Os teores de P₂O₅ atingem seus valores máxi-

mos na couraça fosfática, onde variam entre 9,3 e 15,4%, e onde também os valores de Fe₂O₃ são elevados. Na couraça ferruginosa, os teores de P₂O₅ caem, mas mantêm-se ainda relativamente elevados, na faixa de 6 a 10%, e os de Fe₂O₃ elevam-se a mais de 45%, refletindo a larga predominância das fases ferruginosas sobre as fosfatadas. Tanto na couraça ferruginosa como na fosfática, os teores de SiO₂ ficam geralmente abaixo de 2%, os de Al₂O₃, acima de 13 % e os de CaO, acima de 1,5%, refletindo a existência das duas fases aluminosas aí presentes: crandallita e gibbsita.

O cálculo dos coeficientes de correlação entre os elementos maiores e traços indicou que ao Fe associam-se Cr e V, provavelmente no retículo da goethita das couraças. Ti, Zr e Ga também se encontram altamente correlacionados. Essa associação representa os minerais residuais muito resistentes à alteração, que se concentram nos níveis mais evoluídos do perfil. De modo geral, apresentam correlação significativa com o P os seguintes elementos: Ba, F, La, Nd, Ce, Rb, S, Sr, Th, Sc, Cl e F. Nos horizontes saprolíticos enriquecidos em wavellita o P associa-se preferencialmente com Ba e ETR. O elevado teor de Cu (1%) em uma amostra especialmente rica em wavellita deve-se, provavelmente, à sua já mencionada associação com a turquesa. Na couraça fosfática, a forte associação é de P com Sr, cujos teores estão entre 2,1 e 5,7%, ultrapassando geralmente os de Ca, o que indica que o mineral presente da família da crandallita aproxima-se mais do pólo da goyazita. Nesse horizonte estão os maiores teores de Ba, Th, Rb, F, C e S. Digno de nota é o fato de haver expressiva correlação positiva entre o Sr e o S, indicando possível substituição de P⁵⁺ por S⁴⁺, o que poderia ser compensado por substituição concomitante de Sr²⁺ por ETR³⁺ no retículo da crandallita-goyazita.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As observações apontam para a heterogeneidade da rocha parental, fato comum neste tipo de

Tabela 3 - Análises químicas microlocalizadas (ME) em grãos micáceos, expressas em porcentagem em peso dos óxidos.

% peso

Análise	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Cr ₂ O ₃	NiO	ZnO	Total
1	41,86	0,22	28,35	7,95	0,07	6,39	0,29	0,11	0,31	0,24	0,17	-	-	-	85,56
2	41,09	0,35	21,18	11,24	0,09	10,34	0,43	0,19	0,50	0,11	0,11	0,20	0,69	0,19	86,70
3	39,67	0,25	21,45	10,78	0,09	9,45	0,33	0,16	0,57	0,39	0,14	0,12	0,49	0,23	84,13
4	42,33	0,21	27,07	7,22	0,07	5,49	0,20	0,14	0,47	0,27	0,09	0,14	0,37	0,13	84,19
5	42,13	0,31	25,62	7,66	0,07	6,86	0,36	0,09	0,42	0,26	0,06	0,13	0,71	0,20	84,87
6	41,27	0,32	23,22	8,78	0,11	9,00	0,33	0,19	0,50	0,31	0,06	0,09	0,79	0,19	85,17
10	37,75	1,46	18,56	11,89	0,17	13,16	0,54	0,18	0,54	0,35	0,06	0,19	0,75	0,15	85,74
11	36,98	1,15	14,16	12,74	0,15	13,22	0,48	0,22	0,54	0,25	0,03	0,48	3,27	0,30	83,96
12	38,41	0,85	14,14	12,68	0,15	14,52	0,58	0,24	0,55	0,44	0,10	0,52	3,20	0,21	86,58
13	40,47	0,52	14,83	12,71	0,11	13,61	0,45	0,18	0,51	0,28	0,04	0,25	1,82	0,25	86,04
média	40,19	0,56	20,86	10,36	0,11	10,20	0,41	0,18	0,49	0,29	0,09	0,24	1,34	0,20	85,29
DP	1,91	0,44	5,32	2,24	0,04	3,30	0,12	0,04	0,08	0,09	0,04	0,16	1,15	0,05	1,00

Tabela 4 - Análises químicas microlocalizadas (ME) em grãos de anfibólio, expressas em porcentagem em peso dos óxidos e em número de átomos por fórmula unitária (pfu), calculada na base 24 oxigênios.

% peso

Análise	1	2	3	5	6	16	19	20	21	13	14	15	24	25	26	média	DP
SiO ₂	56,60	54,00	53,60	54,30	54,30	53,60	54,30	55,10	54,10	54,40	54,60	55,20	52,75	52,52	52,20	54,10	1,08
TiO ₂	0,02	0,08	0,14	0,08	0,08	0,06	0,00	0,03	0,00	0,13	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	0,10	1,27	1,08	1,06	1,86	1,31	0,84	0,50	0,69	1,41	1,32	0,87	1,59	2,28	2,42	1,24	0,61
FeO	7,06	9,00	9,46	9,75	8,34	9,73	9,64	7,17	9,83	9,58	9,43	9,03	13,43	12,09	11,01	9,64	1,58
MnO	0,25	0,15	0,22	0,20	0,17	0,22	0,18	0,13	0,15	0,21	0,18	0,09	0,28	0,22	0,26	0,19	0,05
MgO	20,19	17,81	17,94	17,99	18,83	17,55	17,91	20,06	18,40	17,66	17,77	18,04	15,16	15,55	16,92	17,85	1,30
CaO	13,17	12,39	12,44	12,22	12,50	12,08	12,72	13,00	12,43	12,31	12,47	12,88	12,69	12,60	12,76	12,58	0,29
Na ₂ O	0,10	0,48	0,32	0,59	0,64	0,50	0,28	0,23	0,38	0,66	0,47	0,28	0,49	0,56	0,60	0,44	0,16
K ₂ O	0,03	0,07	0,08	0,03	0,07	0,04	0,04	0,03	0,05	0,02	0,04	0,03	0,11	0,17	0,15	0,06	0,04
F	0,07	0,09	0,19	0,03	0,10	0,14	0,00	0,01	0,24	0,18	0,05	0,03	0,09	0,24	0,11	0,10	0,08
Total	97,62	95,36	95,49	96,28	96,85	95,20	95,86	96,21	96,27	96,58	96,35	96,49	96,61	96,25	96,47	96,26	0,59

número de átomos pfu na base 24 oxigênios

Análise	1	2	3	5	6	16	19	20	21	13	14	15	24	25	26	média
Si	8,4	8,2	7,9	8,0	8,0	7,9	8,0	8,2	8,0	8,0	8,1	8,2	7,8	7,8	7,7	8,0
Al	0,0	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,2
Fe	0,9	1,1	1,2	1,2	1,0	1,2	1,2	0,9	1,2	1,2	1,2	1,1	1,7	1,5	1,4	1,2
Mg	4,5	4,0	4,0	4,0	4,2	3,9	3,9	4,4	4,1	3,9	3,9	4,0	3,3	3,4	3,7	3,9
soma	5,3	5,4	5,3	5,4	5,5	5,3	5,3	5,4	5,4	5,3	5,3	5,2	5,3	5,3	5,5	5,4
Ca	2,1	2,0	2,0	1,9	2,0	1,9	2,0	2,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Na	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
soma	2,1	2,2	2,1	2,1	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,1	

Tabela 5 - Intervalos de composição química (elementos maiores e traços) dos materiais componentes do perfil de alteração da ilha de Itacupim (PA). Valores obtidos por fluorescência de raios-X, expressos em porcentagem em peso dos óxidos para os elementos maiores e perda ao fogo (PF) e em ppm para os elementos traços. RA: rocha alterada, SE: saprolito esmectítico, SC: saprolito caolínítico (SE e SC predominantemente isalteríticos), CP: couraça fosfática e CF: couraça ferruginosa. (n: número de amostras analisadas para cada material).

% peso	RA (n=1)	SE (n=4)	SC (n=8)	CP (n=7)	CF (n=5)
SiO₂	53,10	35,8 - 43,1	15,0 - 47,6	0 - 2,8	0 - 2,3
Al₂O₃	1,90	10,8 - 26,7	18,4 - 31,2	17,8-24,6	13,0 - 17,1
Fe₂O₃	12,25	10,1 - 23,2	7,3 - 45,9	26,1-43,4	46,9 - 57,4
TiO₂	0,3	0,7 - 2,5	0,5 - 4,2	1,8-6,3	1,8 - 5,5
MnO	0,17	0,06 - 0,11	0,02 - 0,16	0,03-0,15	0,03 - 0,08
MgO	17,66	1,1 - 5,0	0,04 - 0,10	0,08-0,45	0,08 - 0,10
CaO	11,42	1,2 - 5,9	0,15 - 0,56	1,7-4,8	1,3 - 1,9
Na₂O	0,4	0,1 - 1,0	0 - 0,04	0 - 0,7	0 - 0,08
K₂O	0,1	0,1 - 0,4	0 - 0,03	0 - 0,04	0 - 0,03
P₂O₅	0,25	2,4 - 8,5	1,8 - 4,0	9,3-15,4	6,7 - 9,9
PF	2,4	7,2 - 10,8	11,6 - 13,6	14,6-16,9	12,0 - 14,9
ppm					
Ba	1293	37 - 1123	154 - 1133	643 - 1849	678 - 1286
Ce	2120	226 - 555	325 - 1729	183 - 1831	656 - 1783
Cl	416	50 - 510	0 - 68	64 - 2438	67 - 1422
Co	80	19 - 88	7 - 73	0 - 50	0
Cr	836	360 - 4004	46 - 1291	191 - 1591	994 - 2585
Cu	22	29 - 826	47 - 1610	45 - 266	99 - 163
F	7385	801-3176	550 - 1589	866 - 2648	550 - 1200
Ga	12	13 - 32	31 - 42	20 - 89	65 - 77
La	679	104 - 237	104 - 588	54 - 564	208 - 510
Nb	2	0 - 7	0 - 22	0	0 - 26
Nd	1407	263 - 451	271 - 1347	174 - 1390	682 - 1225
Ni	603	282 - 1438	37 - 216	65 - 132	81 - 111
Pb	13	0 - 20	0 - 24	28 - 86	25 - 43
Rb	6	4 - 11	0 - 4	13 - 33	14 - 21
S	1013	0	0 - 607	5380 - 13614	5125 - 7326
Sc	59	17 - 106	0 - 68	39 - 111	84 - 135
Sr	2920	227 - 1589	731 - 3892	21055 - 57228	18542 - 30643
Th	80	9 - 24	14 - 48	117 - 307	96 - 117
U	0	0	0	0	0
V	65	47 - 390	128 - 779	481 - 757	739 - 1078
Y	234	64 - 264	60 - 734	54 - 238	97 - 287
Zn	149	144 -301	57 - 637	83 - 300	70 - 136
Zr	111	123 -315	202 - 475	134 - 889	368 - 909

complexo intrusivo máfico-ultramáfico. Os materiais isalteríticos indicam que tanto anfibolito com apatita (correspondente ao apatita-hornblendito de Oliveira & Schwab, 1980) como flogopítito são rochas presentes no maciço, representando os materiais de origem do perfil, cuja irregularidade de distribuição espacial reflete-se na irregularidade de distribuição dos materiais intemperizados correspondentes.

Tanto o anfibólio como a mica, bem como a magnetita, correspondem às fontes de Fe para os óxidos e hidróxidos (hematita e goethita) presentes; o Mg, presente nos minerais ferromagnesianos, foi rapidamente lixiviado do perfil devido ao seu caráter muito móvel e, por este motivo, não ocorre nos horizontes superiores. A mica, que ocorre já alterada nas partes basais e intermediárias dos perfis, corresponde à fonte de Al para os minerais secundários, argilas e fosfatos aluminosos. Ferro e alumínio encontram-se, assim, enriquecidos relativamente nas couraças, com a lixiviação dos outros elementos liberados na alteração dos minerais. Mica e anfibólio são, também, fonte de Si, elemento presente nos argilominerais 2:1 (saprolito esmectítico) e na caolinita (saprolito caolinítico, fosfático e crosta ferruginosa). A caolinita do saprolito caulinítico deriva diretamente da mica, no caso de rocha parental rica nesse mineral; no caso de rocha parental anfibolítica, a caolinita parece derivar da evolução supérgena da esmectita, sem, no entanto, terem sido observadas evidências diretas.

Apesar da apatita ser o mineral primário tradicionalmente reconhecido como fonte de P para os perfis lateríticos ricos neste elemento, em várias das ocorrências de fosfatos lateríticos no nordeste do Pará e do Maranhão essa filiação não é diretamente observada. Em Itacupim, a apatita aparece, de forma discreta, nos materiais relacionados à alteração da rocha com anfibólio, e não foi observada nos materiais ricos em flogopita. Por outro lado, a wavellita ocorre amplamente nesses materiais, com formas de ocorrência e distribuição associáveis a processos hidrotermais. Isso leva à proposta de um modelo de evolução litológica-mineralógica-geoquímica para o maciço: rochas ultrabásicas com apatita teriam sido alteradas num ambiente pós-magmático ou hidrotermal, ocasião em que a apatita teria sido desestabilizada, e o P teria reprecipitado como wavellita, enquanto o Ca teria sido lixiviado para fora do maciço. Concorrem para esta interpretação a forma de ocorrência da wavellita (grandes cristais bem formados em meio fissural, na base do perfil) e algumas feições de alteração da apatita encontradas neste

trabalho, como wavellita pseudomórfica de apatita, e grãos de apatita com auréola de wavellita e wardita, encontrados por Oliveira & Schwab (1980). Convém ressaltar que a turquesa pode estar ligada à mesma etapa de alteração, mas representa um produto de condições geoquímicas e físico-químicas peculiares em alguns micro-meios, relacionadas à disponibilidade do cobre, originado provavelmente da alteração de sulfetos presentes na rocha parental. Durante a evolução intempérica das rochas de Itacupim, será a wavellita, e não a apatita, a principal fonte de fósforo para as neoformações supérgenas.

A tendência da alteração intempérica da wavellita é, de modo geral, no sentido da dissolução congruente, o que pode ser constatado pela expressiva ausência de fosfatos secundários nos horizontes saprolíticos (apenas localizadamente encontram-se wavellita secundária e crandallita neoformada). Isso significa que o fósforo está sendo exportado do perfil. No entanto, as couraças sobrejacentes aos horizontes saprolíticos são muito ricas em fósforo, sob forma de crandallita. Essas couraças não podem, evidentemente, derivar dos saprolitos subjacentes, fortemente empobrecidos em fósforo e em cálcio. Assim, o perfil como um todo só pode ser compreendido como resultante de uma evolução bifásica. Numa primeira etapa, sob clima provavelmente mais seco que o atual, as couraças teriam derivado diretamente da rocha parental por um processo pelo qual a crandallita é gerada pela alteração da wavellita e da apatita, que forneceram o P, Ca e Sr. Parte do Ca pode ter vindo da desestabilização do anfibólio, que se altera deixando um resíduo de óxidos de ferro. Posteriormente, numa segunda etapa, sob clima mais úmido, semelhante ao atual, o intemperismo mais agressivo lixivia o fósforo e o cálcio para fora do perfil, o que leva ao desenvolvimento dos níveis saprolíticos esmectíticos e caoliníticos empobrecidos nesses elementos. A crandallita formada na etapa anterior, apesar de não estar mais em equilíbrio com as condições reinantes, permanece inalterada porque na couraça encontra-se envolvida por óxidos de ferro, que a protegem do intemperismo.

Tendo resistido ao intemperismo, a couraça também resiste à erosão, e aparece sustentando o relevo da Ilha de Itacupim, como testemunho da primeira etapa da evolução intempérica regional, situada, segundo Costa (2001), no Terciário inferior. No entanto, a permanência de relevos encouraçados na região amazônica não é regra geral. Há muitas evidências de perfis encouraçados em processo de degradação mais ou menos avançado. Evidências de

transformação de uma couraça ferruginosa em latossolos foram abordadas por Nahon et al (1989), Costa (1991), Thomas (1994), Larizatti (2002) e Horbe & Costa (2005) em várias regiões da Amazônia e ainda na África Equatorial, processo que se inicia com a hidratação da hematita em goethita e neoformação de caolinita. Em Itacupim esse processo é muito incipiente, sendo raras as feições micromorfológicas indicativas da evolução de hematita em goethita.

Agradecimentos - Os autores agradecem à Fapesp pelo auxílio à pesquisa concedido à primeira autora, que viabilizou os trabalhos de campo e de laboratório, pela concessão de bolsa de Iniciação Científica à quarta autora, ao CNPq pela bolsa de produtividade concedida aos três primeiros autores, ao programa PIBIC/CNPq/USP pelas bolsas concedidas aos graduandos Daniel Uliana e Andrezza Alves Mota, aos estudantes mencionados e, ainda, aos habitantes da ilha de Itacupim pela hospitalidade e auxílio durante os trabalhos de campo. Especial agradecimento deve-se à aluna de pós-graduação Aline Carneiro Silverol pela ajuda na confecção do mapa da figura 2.

REFERÊNCIAS

- Costa, M.L. da 1979. **Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa-Perna e Itacupim no PA e Pirocaua e Trauá no MA.** Belém. 164p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará.
- Costa, M.L.; Costa, W.A.M. & Schwab, R.G. 1980. Mineralogia das ocorrências de fosfatos lateríticos do Pará e Maranhão (Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...**, Balneário de Camboriú, SBG. v. 4, p.1982-1996.
- Costa, M.L. da & Sá, J. H. da S. 1980. Os fosfatos lateríticos da Amazônia oriental: geologia, mineralogia, geoquímica e correlação com as bauxitas da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...**, Balneário de Camboriú, SBG. v. 3, p.1459-1472.
- Costa, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, **30** (2):146-160.
- Costa, M.L. 2001. A ocorrência de fosfatos de Itacupim no contexto dos fosfatos do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. **Resumo Inédito**, 1p.
- Costa, M.L. da; Fernández, O. C.; Toledo, M. C. M. de; Passos, C. M. & Pereira, P. F. 2004. A turquesa de Itacupim, Pará. **Revista da Escola de Minas de Ouro Preto**, **57**: 261-266.
- Costa, M.L. ; Fernandez, O.C., Toledo M.C.M.; Poellmann H.; Passos C.M. & Pereira P.F. 2005. Tuerkis und andere Phosphate aus Itacupim/Ostamazonien-Brasilien. **Aufschluss**, **56**: 61-68.
- Delvigne, J.E. 1998. **Atlas of Micromorfology of Mineral Alteration and Weathering**. Montreal, The Canadian Mineralogist, special publication 3, 494 p.
- Florêncio, R.V.S. & Toledo, M.C.M. de 1997. Estudo da alteração intempérica sobre rochas ricas em apatita no maciço alcalino-carbonatito de Ipanema, SP. **Geochimica Brasiliensis**, **11** (3): 261-284.
- Horbe, A. M.C. & Costa, M.L. 2005. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia. **Geoderma**, **126**: 225-239.
- Larizzatti, J.H. 2002. **Ouro e elementos indicadores no regolito do garimpo Fazenda Pison - Processos de dispersão e implicações para prospecção**. São Paulo. 204p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Nahon, D.; Melfi, A. J. & Conte, C.N. 1989. Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud. Sa transformation in situ en latosols sous la forêt équatoriale actuelle. **Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris**, t.**308**, Série II, p. 755-760.
- Oliveira, N.P. & Schwab, R. G.1980. Itacupim: Um exemplo da influência do fósforo sobre o desenvolvimento de perfis lateríticos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. **Anais....**, Balneário de Camboriú, SBG. v. 1, p. 185-196.
- Oliveira, N.P. & Costa, M.L. da 1984. Os fosfatos aluminosos do PA e MA: estágio atual de conhecimentos e estratégia para o aproveitamento econômico. **Ciências da Terra**, **10**: 16-19.
- Passos, C.M. 2002. **Mineralogia, micromorfologia e geoquímica dos fosfatos de Itacupim, PA**. São Paulo. 40p. Trabalho de Formatura em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Thomas, M. 1994. **Geomorphology in the tropics**. London, John Willians & Sons. 460p.
- Toledo, M.C.M. ; Lenharo, S.L.R.; Ferrari, V.C.; Fontan, F. & Parseval, Ph. de. 2004. The compositional evolution of apatite in the weathering profile of the Catalão I alkaline-carbonatitic complex, Goiás, Brazil. **The Canadian Mineralogist**, **42**: 1259-1278.