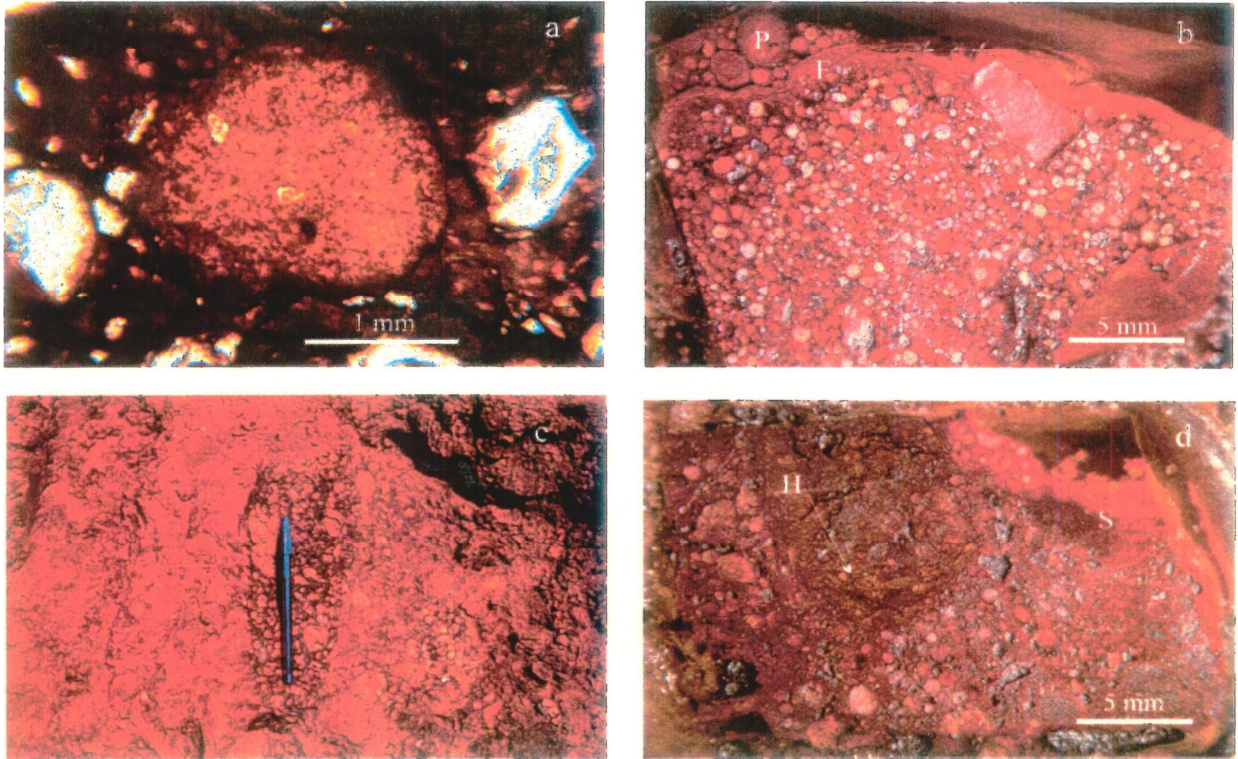
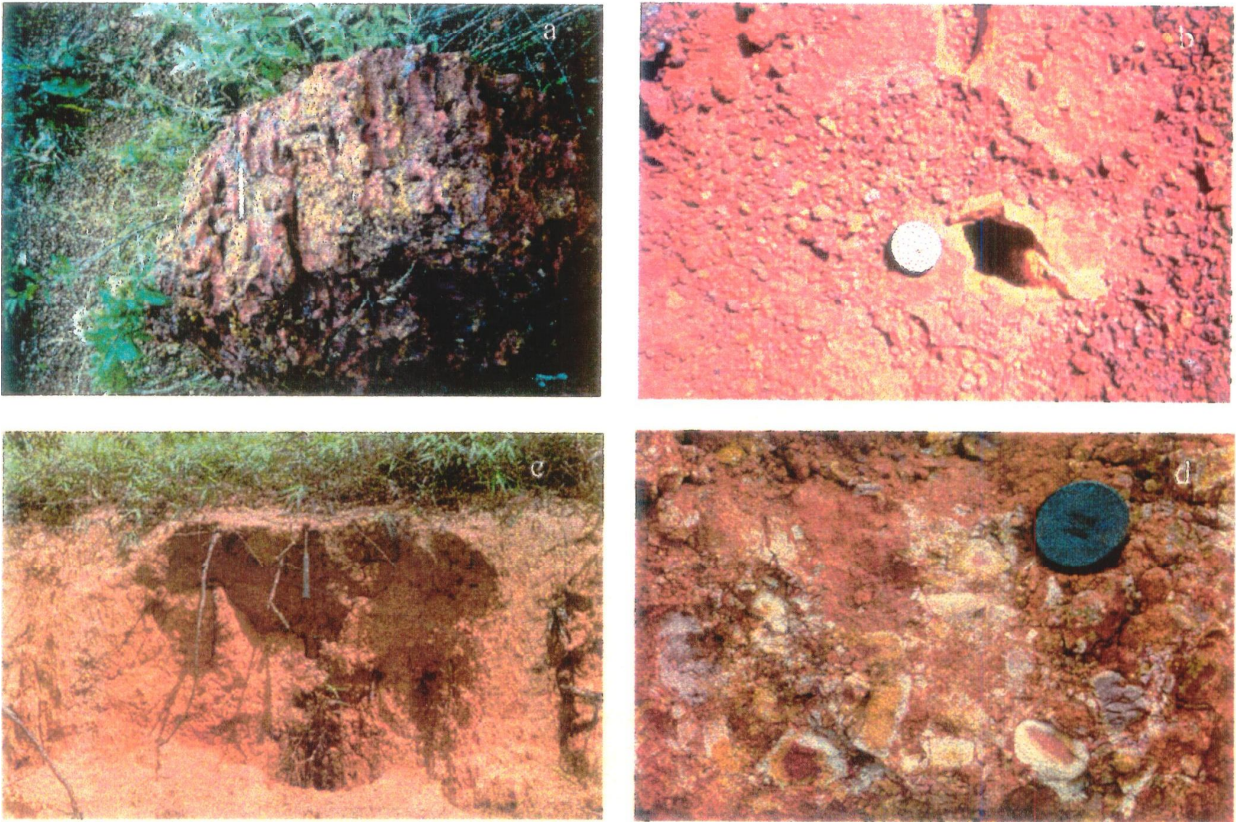


PRANCHA IV.12



- a) No centro da fotomicrografia, pisóide mostrando ferruginização difusa. (LD, NX)
- b) No centro da fotomicrografia, os pisóides apresentam transição para pisóides argiloferruginosos (P), no canto superior esquerdo, limitados por franja cortificada (F) composta por plasma argiloferruginoso. (SP, lupa binocular)
- c) Fácies brechóide, mostrando nódulos compostos por pisóides cobertos por películas finas de hematita.
- d) Fácies brechóide, mostrando películas de hematita (H) e depósitos de sílica fina (S) em vazios. (SP, lupa binocular)

PRANCHA IV.13



- a) Visão lateral de bloco da fácies colunar, mostrando vazios verticais de grande continuidade.
- b) Visão em planta de ocorrência de vazio isolado na fácies maciça. Notar matriz adjacente a vazio com feição de empobrecimento em ferro.
- c) Perfil de solum representativo da classe Areias Quartzosas, desenvolvido sobre quartzito, no compartimento Chapadas Elevadas.
- d) Topo de saprólito desenvolvido sobre quartzito, mostrando fragmentos litorreliquiães com núcleos ferruginizados imersos em matriz pedogenizada.

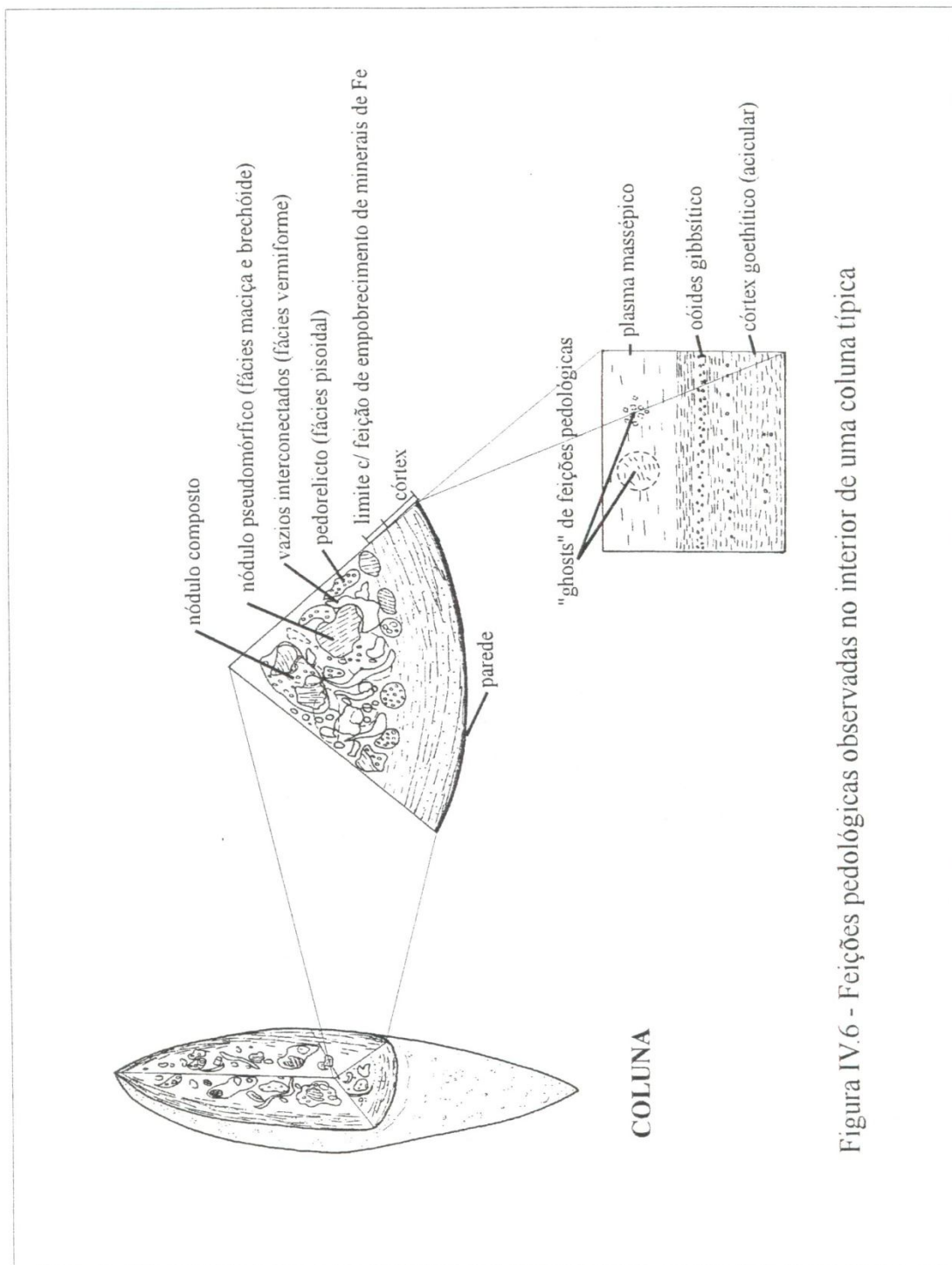


Figura IV.6 - Feições pedológicas observadas no interior de uma coluna típica

Couraça Pisolítica

A couraça pisolítica ocorre na primeira ruptura de declive, entre os compartimentos Chapadas Elevadas e Bordas de Chapada, na interface entre os horizontes de solo e de saprólito originados de quartzitos.

Essas couraças geralmente são pouco espessas, alcançando no máximo 1,5 m, e descontínuas lateralmente. Caracterizadas por pisólitos típicos, subesféricos, com diâmetros de 1 a 5 cm. Esses pisólitos mostram-se interligados, formando nódulos compostos de diversas formas e dimensões, até decimétricas. Os poros interpisólitos, maiores que 1 mm, constituem menos que 5% do volume. A matriz interpisólitos é ausente. A transição entre o saprólito e a couraça é progressiva e estreita (até 10 cm), marcada por nódulos centimétricos a subcentimétricos, elipsoidais a esféricos, imersos em matriz típica do saprólito subjacente.

Os pisólitos são formados por caulinita, hematita e goethita, que se alternam nas bandas submilimétricas do córtex, além do quartzo residual.

Em lâmina delgada observa-se que os grãos de quartzo geralmente não estão em contato um com o outro. A matriz intergranular é composta por material argiloferruginoso. Os grãos de quartzo apresentam evidências de vazios de corrosão.

IV.5 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

A Tabela IV.1 e as figuras IV.7 e IV.8 resumem os dados mineralógicos das fácies lateríticas da região de São Sebastião. O anexo II apresenta os dados mais detalhados.

As setas na Figura IV.7 indicam as tendências gerais de transformações das fácies lateríticas. A seta 1 representa a acumulação em óxi-hidróxidos de Fe, especialmente hematita, entre o saprólito, carapaça e couraça maciça. A seta 2 mostra um empobrecimento em Fe, entre a couraça maciça e a fácies pisoidal. A seta 3 mostra uma diminuição das concentrações de hematita e caulinita e aumento de goethita e gibbsita, entre as fácies maciça e nodular. A seta 4 representa uma diminuição das concentrações de hematita e de caulinita e enriquecimento em gibbsita, entre a fácies nodular e o *solum*. As setas 5, 6 e 7 denotam empobrecimento em Fe e enriquecimento em gibbsita, entre a fácies maciça e as fácies brechóide, vermiforme e colunar, respectivamente.

A seta no diagrama RCGb vs. RHG (Fig. IV.8) indica a tendência geral de degradação das fácies lateríticas.

No diagrama de Tardy, as amostras de saprólito estão posicionadas no polo referente à caulinita (Fig. IV.8). A RCGb apresenta valor de 1,0 e a RHG valores de 0,1 e 0,22 (Fig. IV.8).

A fácies carapaça apresenta concentrações de 35% em óxi-hidróxidos de Fe, uma ordem de grandeza superior em relação ao saprólito (Tab. IV.1). A RCGb apresenta valor de 1,0 e a RHG de 0,69 (Fig. IV.8).

A fácies maciça apresenta elevadas concentrações em óxi-hidróxidos de Fe, especialmente na forma de hematita (37,2%) (Tab. IV.1). A RCGb apresenta valor de 0,84 e a RHG de 0,87 (Fig. IV.8).

A fácies pisoidal apresenta valores de RCGb entre 0,84 e 1,0, enquanto a RHG entre 0 e 0,80 (Fig. IV.8).

A fácies nodular apresenta as maiores concentrações em óxi-hidróxidos de Fe, especialmente na forma de goethita, entre 26,1 e 33,2% (Tab. IV.1). A RCGb apresenta valores entre 0,53 e 0,57, enquanto a RHG entre 0,35, nos nódulos mais próximos ao topo, e 0,52, na base dos perfis estudados (Fig. IV.8).

A fácies brechóide apresenta valores de RCGb 0,76 e de RHG de 0,83 e menores concentrações em óxi-hidróxidos de Fe em relação à fácies maciça (Tab. IV.1, Fig. IV.8).

A fácies vermiforme apresenta valores de RCGb de 0,72 e RHG de 0,40 e menores concentrações em óxi-hidróxidos de Fe em relação à fácies maciça (Tab. IV.1, Fig. IV.8).

Tabela IV.1 – Mineralogia da seqüência São Sebastião.

FÁCIAS	Razões		Minerais cardinais recalculados a 100%				
	RHG	RCGb	Hm	Ct	Gt	Gb	
SB01	Saprólito	0,1	1,0	0,3	97,0	2,7	0,0
SB02	Saprólito	0,2	1,0	1,1	95,1	3,8	0,0
SB03	Carapaça	0,7	1,0	27,9	59,3	12,8	0,0
SB04	F. Maciça	0,8	0,9	46,4	38,7	9,0	6,0
SB05	Pisoidal (P2)*	0,4	1,0	9,3	73,9	16,8	0,0
SB06	Pisoidal (P3a)*	0,0	0,9	0,0	77,5	13,2	9,3
SB07	Pisoidal (P3b)*	0,8	0,8	23,5	59,2	5,8	11,5
SB08	Brechóide	0,8	0,8	26,0	52,5	5,3	16,3
SB09	Vermiforme	0,4	0,7	9,8	54,1	14,7	21,4
SB10	Colunar	0,3	0,7	11,0	42,5	25,6	20,9
SB11	Nódulos	0,5	0,6	34,6	19,1	31,9	14,4
SB12	Nódulos	0,4	0,5	20,9	21,6	38,6	18,9
SB13	Solum	0,2	0,4	3,0	35,7	11,6	49,7

Abreviaturas - * = tramas da fácies pisoidal, P2, P3a e P3b.
 RHG = razão hematita/(hematita+goethita); RCGb = razão caulinita/(caulinita+gibbsita); Gt = goethita; Gb = gibbsita; Hm = hematita; Ct = caulinita

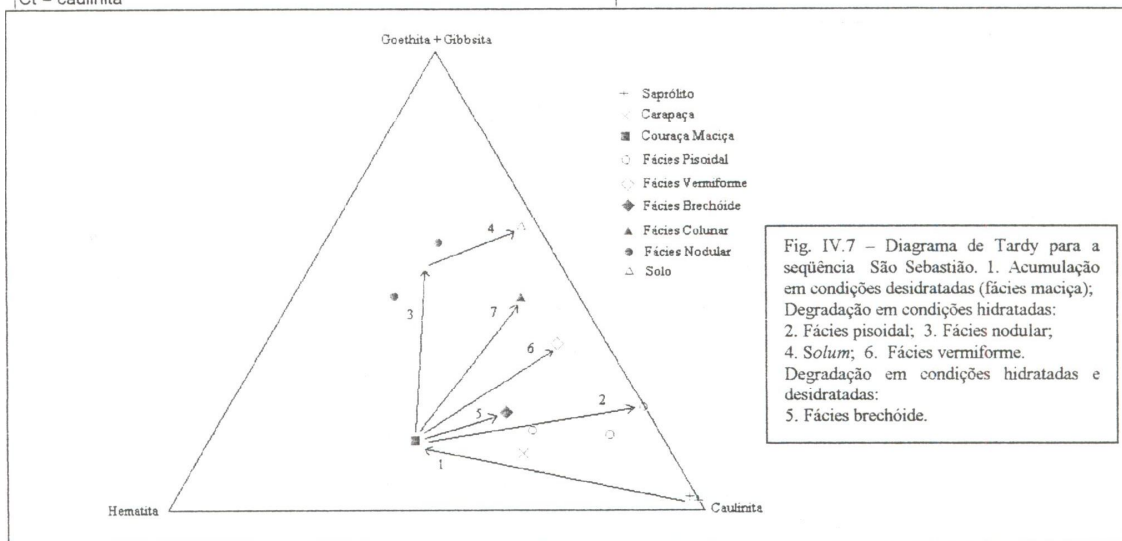


Fig. IV.7 – Diagrama de Tardy para a seqüência São Sebastião. 1. Acumulação em condições desidratadas (fácies maciça); Degradação em condições hidratadas: 2. Fácies pisoidal; 3. Fácies nodular; 4. Solum; 6. Fácies vermiforme. Degradação em condições hidratadas e desidratadas: 5. Fácies brechóide.

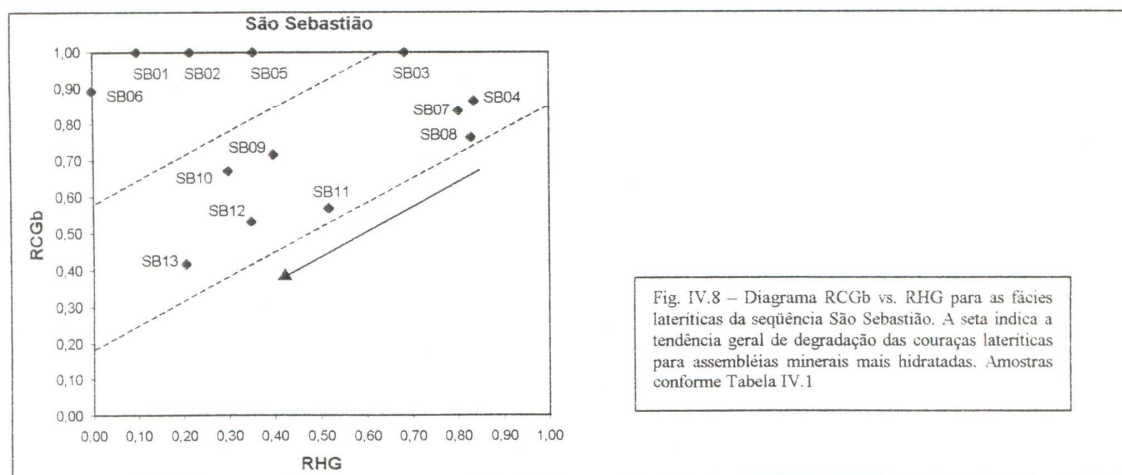


Fig. IV.8 – Diagrama RCGb vs. RHG para as fácies lateríticas da seqüência São Sebastião. A seta indica a tendência geral de degradação das couraças lateríticas para assembleias minerais mais hidratadas. Amostras conforme Tabela IV.1

A fácies colunar é enriquecida em goethita (23,5%) e gibbsita (19,2%) (Tab. IV.1). Apresenta valores de RCGb de 0,67 e de RHG de 0,30 e menores concentrações em óxi-hidróxidos de Fe em relação à fácies maciça (Fig. IV.9)

O horizonte de *solum* mostra-se o mais empobrecido em Fe das fácies lateríticas, excetuando o horizonte de saprólito, com concentração de 9,6% em óxi-hidróxidos de Fe (Tab. IV.1). A RCGb apresenta valor de 0,42 e a RHG de 0,21 (Fig. IV.9).

IV.6 DISCUSSÃO

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO E CONDICIONAMENTO LITO-ESTRUTURAL

Os estudos existentes afirmam que a superfície de aplainamento mais antiga na região é a Sulamericana (vide Cap. II), cujos resíduos estão preservados nas chapadas mais elevadas. A geração de um rególito laterítico espesso, com grande domínio de saprólito fino na região de São Sebastião, indica que o nível de base mudou consideravelmente após a formação da superfície Sulamericana, devido a sobrelevação do continente e as mudanças climáticas.

A degradação física e química da superfície de aplainamento foi diferencial, em função das variações litológicas. Os quartzitos preservam-se mais à ação do intemperismo que os metarritmitos. Esse fato explica o importante controle lito-estrutural da paisagem na região de São Sebastião. Os limites entre os compartimentos Chapadas Elevadas e Bordas de Chapadas coincidem com o contato entre as unidades Quartzito Q₃ e o Metarritmito R₄.

O compartimento Bordas de Chapada caracteriza-se por uma rampa com declividade de até 10%, que mergulha para leste, no mesmo sentido do caimento das camadas. O intemperismo diferencial, químico e físico, aproveitando a organização litológica, deve ser o responsável pela formação dessa rampa.

Por outro lado, os compartimentos Bordas de Chapada e Escarpas ocorrem sobre a mesma unidade R₄. A ocorrência de couraças lateríticas (fácies maciça a colunar) condicionam os limites entre esses compartimentos. A estratificação da paisagem, neste caso, é explicada pela maior resistência ao intemperismo das couraças lateríticas em relação ao saprólito fino. O recuo da borda de chapada pode ser explicado pela evolução das couraças lateríticas, discutida a seguir.

EVOLUÇÃO DAS COURAÇAS LATERÍTICAS NA BORDA DE CHAPADA

Os dados apresentados mostram que a fácies maciça constitui o protólito das fácies nodular, pisoidal, brechóide, vermiforme e colunar. A carapaça, observada na escarpa, pode ser interpretada como a base do horizonte ferruginoso do rególito laterítico truncado ou reduzido.

A fácies maciça representa um importante aporte de Fe na forma de hematita. A preservação da organização da rocha-mãe observada a nível de campo e também nas imagens de MEV indica duas possibilidades genéticas para a acumulação de hematita.

Na primeira, defendida por Ambrosi *et al.* (1986), a hematita substitui a caulinita. A caulinita é dissolvida pelo processo de ferrólise e a hematita ocupa o vazio deixado pela caulinita. As reações que descrevem esse processo são as seguintes (Brinkman 1970, Mann 1984):



Na segunda possibilidade genética, defendida por Tardy (1993), a hematita ocupa os poros finos intergranulares da caulinita. Os dados de microsonda eletrônica do interior da trama da fácies maciça

indicam que não houve substituição da caulinita por hematita, corroborando com o mecanismo de acumulação de hematita defendido por Tardy (1993).

A hematita se estabiliza sob atividade da água inferior a 0,88 (Didier et al. 1983). Dessa forma, o ambiente de formação da fácies maciça não poderia estar saturado em água. A acumulação efetiva de hematita exige drenagem eficiente e renovação contínua de soluções (Tardy 1993).

Tardy *et al.* (1988) propuseram o mecanismo de depressão hídrica para a formação de couraças hematíticas. O horizonte de *solum* sofre variações sazonais na atividade da água por aporte pluviométrico e formação de lençol freático raso. O saprólito apresenta-se a maior parte do tempo saturado em água, limitado em sua base pelo lençol freático profundo. A depressão hídrica forma-se na porção mediana (intermediária) dos rególitos lateríticos, entre o saprólito e o horizonte de *solum*. As características das depressões hídricas são as seguintes: atividade da água mais constante que a do *solum*; atividade da água menor que a do saprólito; renovação constante de soluções. Essas características permitem uma acumulação efetiva de hematita na forma de uma couraça maciça.

Estas condições de acumulação de hematita na forma de uma couraça maciça exige condições pedogeomorfológicas e climáticas específicas. Em qualquer situação, o relevo tem que ser plano.

Em condições de clima úmido e quente, com poucas variações sazonais, o mecanismo de depressão hídrica é pouco expressivo ou inexistente, especialmente em rególitos pouco espessos. Nesse caso, os perfis ficam saturados em água a maior parte do tempo, tornando as condições mais redutoras e estabilizando o Fe^{2+} em solução. Nas estações com menor aporte pluviométrico, as condições tornam-se mais oxidantes, permitindo que o Fe dissolvido seja precipitado na forma de minerais hidratados (ferrihidrita e goethita), formando mosqueados e nódulos ferruginosos. A hematita não é um mineral estável nessas condições.

Em rególitos pouco espessos, o mecanismo de depressão hídrica é mais efetivo em condições climáticas mais secas ou mesmo semi-úmidas. No entanto, a zona de depressão hídrica, onde ocorre a acumulação de hematita, deve ser bem estreita.

Em rególitos espessos, o mecanismo de depressão hídrica pode ser garantido em diversas condições climáticas, sendo mais efetivo na acumulação de hematita sob climas semi-úmidos ou úmidos, com importante contraste sazonal. Essas condições são consideradas as ideais para a formação de couraças maciças hematíticas (Tardy 1993).

No caso estudado, as condições pedogeomorfológicas e climáticas de evolução da superfície Sulamericana devem ser relacionadas com a formação da couraça maciça.

Durante o longo tempo de formação da superfície Sulamericana, entre o Cretáceo Superior e o Mioceno Médio, dominaram condições de clima úmido e quente. O relevo inicial era provavelmente muito plano, formado em condições de extrema aridez, durante o Cretáceo. O soerguimento que ocorreu durante o Cretáceo Médio, no final do ciclo Pós-Gondwano, provocou a dissecação parcial dessa superfície plana e o rebaixamento do nível de base regional. Essas condições permitiram o desenvolvimento de um espesso rególito laterítico nas porções somitais, em condições tectônicas e climáticas estáveis durante aproximadamente 40 Ma. O desenvolvimento progressivo do rególito laterítico espesso possibilitou a formação da zona de depressão hídrica em sua porção intermediária e a acumulação de hematita na forma de uma couraça maciça.

Este mecanismo pode explicar a formação da fácies maciça descrita na região de São Sebastião. O horizonte ferruginoso estaria posicionado mais profundamente no rególito à época de sua geração que o observado atualmente, subaflorante no limite da borda de chapada com a escarpa.

O ciclo Sulamericano finalizou com a sobrelevação do continente entre o Mioceno Inferior e Médio (Braun 1971), há 20 Ma, quando o clima tornou-se mais seco (Frakes 1979). Nessas condições, a parte mais superior do rególito laterítico foi denudada (*stripping* para Büdel 1986), aflorando a couraça maciça, que ficou sujeita à transformação por processos pedogenéticos do topo do rególito. Em seguida, a retomada

de clima mais úmido, até a transição com o Plioceno, a couraça maciça começou a ser degradada, formando fácies lateríticas equilibradas a condições mais hidratadas, durante aproximadamente 10 Ma. A fácies nodular, formada pela degradação da fácies maciça, e o *solum* começaram a ser formados nessa época.

O horizonte ferruginoso posicionado próximo da superfície, ou mesmo aflorante, começou a ser transformado por processos pedogenéticos sob climas úmidos ou semi-úmidos. As variações da atividade da água e das condições de pH e Eh começaram a ser sazonais. Em condições de elevada saturação da água o processo de ferrólise é mais efetivo. A atividade biológica produzida no horizonte de *solum*, aumentando a acidez e diminuindo o Eh durante a estação mais úmida, também contribui para o processo de ferrólise. Nessas condições, a hematita torna-se instável e dissolve-se, precipitando na forma de goethita.

Este processo de degradação da fácies maciça iniciou-se a partir de vazios secundários, gerando córtex goethítico por segregação do Fe e individualizando, progressivamente, os nódulos observados na fácies nodular. O processo contínuo da ferrólise provocou também a dissolução da caulinita e formação de gibbsita. Desta forma, hematita e caulinita dissolvem-se progressivamente, dando lugar a fases mais hidratadas, goethita e gibbsita.

A dissolução progressiva de hematita e de caulinita gerou matriz internódulos e o próprio *solum*, enriquecidos em gibbsita e goethita, com caulinita subsidiária. As observações realizadas mostram diminuição progressiva do tamanho dos nódulos e aumento da matriz internodular em direção ao *solum*.

Em todos os perfis de *solum* disponíveis no contexto da borda de chapada foi possível diferenciar um horizonte nodular em sua base, que pode ser relacionado com a fácies nodular descrita, característica de degradação superficial. Isso indica que a couraça maciça deve ter sido mais extensa do que o observado hoje. A fácies nodular e o *solum* seriam os principais produtos de degradação superficial da fácies maciça, formados a partir do Mioceno.

A jusante dos resíduos da fácies maciça e abaixo da fácies nodular ocorrem outras crostas lateríticas. Estas crostas constituem produtos de degradação da fácies maciça, formadas em diversas condições, principalmente sob climas úmidos ou semi-úmidos.

A fácies pisoidal, definida por três tipos de trama, é caracterizada por um processo de redistribuição e/ou lixiviação do Fe e de formação de pisóides. A formação de oóides e pisóides, compostos principalmente por caulinita, e matriz interpisoidal, composta por caulinita e goethita, indicam condições de elevada atividade da água e baixa drenagem. Estas condições podem ser alcançadas na transição do horizonte ferruginoso com o saprólito fino, no limite da borda de chapada com a escarpa, que recebe um importante aporte de água da chapada.

A saturação da água e a drenagem ineficiente gerou condições de Eh e pH relativamente baixos e atividade da água elevada, provocando a dissolução da hematita e a segregação da caulinita na forma de pisóides. Parte do Fe dissolvido foi precipitado na forma de goethita e, o restante, lixiviado ou redistribuído em outras porções do rególito. A geração da fácies pisoidal pode ser interpretada como produto de processo geoquímico de podzolização – ou acidólise para Pedro (1978) – da fácies maciça.

A trama P3 ocorre nas vertentes de uma incisão de drenagem no limite da borda de chapada com a escarpa. A maior extensão da fácies pisoidal nessa porção pode ser explicada por um processo de intemperismo diferencial associado à evolução da incisão de drenagem.

Inicialmente, essa porção recebeu um maior aporte de água da chapada em relação às porções adjacentes devido à maior densidade de fraturas EW, gerando, na base do horizonte ferruginoso, condições de formação mais extensiva da fácies pisoidal. No topo do horizonte ferruginoso, onde as condições de drenagem eram mais eficientes, a taxa de formação de *solum* foi maior que nas porções adjacentes.

A continuidade deste processo provocou uma diminuição progressiva do volume do topo do perfil em relação às porções adjacentes, produzindo um abaixamento relativo da sua superfície. O abaixamento da superfície nesta porção facilitou a incisão de drenagem – instalada na zona de maior fraturamento – e

aumentou a taxa de intemperismo físico. A retirada do topo do perfil após a instalação da drenagem provocou um abaixamento maior ainda da superfície de suas vertentes.

Este processo explica a geração das tramas P3a e P3b. A posição relativa do lençol freático aprofundou-se progressivamente na porção onde foi gerada a fácies pisoidal, conforme evoluiu a incisão de drenagem. A drenagem interna da fácies pisoidal tornou-se mais eficiente, ficando sujeita às oscilações sazonais. Nestas condições, foram gerados córtex de gibbsita nos pisóides (P3a), adjacente à porosidade secundária (fraturas), sendo que o Fe foi redistribuído e precipitado na forma de hematita (P3b), nas porções com atividade da água relativamente baixa, distantes da porosidade secundária.

A fácies pisoidal pode ser considerada como uma degradação subcutânea associada às variações do lençol freático e controlada por fraturas e variações granulométricas do material da fácies maciça. Este processo é considerado o mais comum de geração de pisóides (Valeton 1972).

A proposta apresentada mostra evidências que a geração da fácies pisoidal foi condicionada pelo comportamento local do lençol freático, controlado principalmente por fatores lito-estruturais e pelo posicionamento no limite da borda de chapada com a escarpa.

O entendimento do mecanismo de recuo da borda de chapada é uma das principais conseqüências da proposta apresentada de geração da fácies pisoidal, discutido adiante, no item MECANISMOS DE RECUO DA BORDA DE CHAPADA.

As outras fácies descritas ocorrem em posições localmente mais elevadas que a trama P3 da fácies pisoidal. Todas essas fácies apresentam resíduos da fácies pisoidal em suas tramas. Estes fatos também podem ser explicados por variações locais da posição do lençol freático geradas pela evolução das vertentes.

Inicialmente, toda a área estudada na borda de chapada apresentava uma morfologia similar, sem incisão de drenagem. Nestas condições, a fácies pisoidal era formada a partir da degradação subcutânea da fácies maciça. Com o processo de abaixamento relativo da superfície na zona mais fraturada, isto refletiu no abaixamento do nível do lençol freático na porção fora da influência da zona fraturada.

O abaixamento do nível do lençol freático modificou todas as condições que permitiam a geração da fácies pisoidal, aumentando a eficiência de drenagem interna do perfil e sofrendo variações sazonais de atividade da água, de pH e Eh.

As condições, em termos gerais, tornaram-se similares às encontradas para a formação da fácies nodular. No entanto, o protólito das fácies já não era somente a fácies maciça, mas esta misturada com porções de fácies pisoidal. A formação das outras fácies podem ser interpretadas como variações locais de condições ambientais.

A geração da estrutura brechóide pode ser interpretada como produto de colapso mecânico por redução de coesão de estrutura preexistente. A presença de hematita na forma de películas na superfície dos fragmentos que compõem a fácies brechóide deve resultar na evolução do ressecamento progressivo observado nesta porção da paisagem. Segundo Barden *et al.* (1973) e Houston *et al.* (1988), o colapso de materiais não saturados podem estar associados à presença de uma estrutura meta-estável, isto é, “o grau de estabilidade pode depender da natureza das ligações cimentantes (grau de coesão) presentes na estrutura do material”. Ou seja, enquanto o material estava saturado em água, a coesão era garantida. Após o ressecamento, a estrutura ficou meta-estável e entrou em colapso.

As estruturas brechóide e nodular propiciaram uma série de vazios secundários importantes entre os nódulos e fragmentos, que condicionaram o fluxo da água e permitiram o desenvolvimento de vazios centimétricos interconectados com feições de lixiviação e geraram a fácies vermiforme. Foi gerado córtex goethítico nas paredes que limitam os vazios por segregação do Fe proveniente dos nódulos e fragmentos. As atividades de raízes de plantas e/ou de fauna também contribuíram para o processo de geração dos vazios e do córtex.

A geração da fácies colunar é explicada por mecanismos biológicos, pela atividade de fauna e, especialmente, pela ação de raízes pivotantes de plantas, gerando rizólitos, como sugerida por Erhardt (1951). A estrutura formou-se pelo desenvolvimento de cavidades tubulares sobre outras fácies. Condições ácidas são geradas na proximidade das raízes de plantas e a morte destas promovem o abaixamento do Eh. Estas condições produziram segregações do Fe, gerando córtex goethítico que formam as colunas. As variações sazonais da saturação da água também contribuíram para a formação dessa estrutura.

COURAÇA PISOLÍTICA

A couraça pisolítica a hematita, caulinita e goethita, caracteriza uma mudança do ambiente hídrico em função do contato com o material mais argiloso do metarritmito, que funciona como uma barreira física à percolação da água. O posicionamento da couraça na primeira ruptura de declive reflete uma mudança nas condições físico-químicas das soluções no contato entre o quartzito e o metarritmito.

A formação da couraça seria por segregação progressiva do Fe em condições de depressão hídrica. A presença somente de nódulos, com ausência de matriz internódulos, e a baixa porosidade secundária mostram que essa segregação foi expressiva. A diferenciação de córtex goethítico nos limites externos dos nódulos mostra uma segregação de Fe em condições mais hidratadas, nos estágios finais de formação dos nódulos, possivelmente devido a mudanças locais do nível do lençol freático. A proporção de quartzo no horizonte de couraça diminui consideravelmente em função de sua dissolução.

MECANISMOS DE RECUO DA BORDA DE CHAPADA

Na área estudada, o intemperismo físico é mais ativo nos limites da borda de chapada com a escarpa. A erosão da borda de chapada promove o recuo progressivo de seus limites. O principal controle lito-estrutural do recuo é o próprio acamamento do metarritmito. O recuo ocorre principalmente paralelo à direção do acamamento.

As observações realizadas mostram que as couraças que ocorrem na borda constituem barreira ao processo erosivo. As couraças, dessa forma, são estratificadores da paisagem.

As fraturas constituem outro importante controle lito-estrutural. As incisões de drenagem, com direções EW e NE, controladas por fraturas, recortam os limites da borda de chapada com a escarpa (Fig. IV.1). Como foi discutido anteriormente, na área estudada, a zona com maior intensidade de fraturamento de direção EW, antes do desenvolvimento da incisão de drenagem, aumentou a taxa de intemperismo químico das couraças, produzindo mais *solum* que as porções adjacentes. O *solum* produzido foi retirado progressivamente até a formação da incisão da drenagem.

O *solum* é o mais facilmente retirado por erosão, uma vez que constitui o material mais friável dos produtos intempéricos. Dessa forma, o intemperismo químico diferencial das couraças condicionam o processo erosivo. A retirada progressiva de *solum* muda as condições físico-químicas locais e, conseqüentemente, as condições de intemperismo químico, modificando o sentido evolutivo das fácies lateríticas.

Esse processo contínuo de evolução *pari passu* do intemperismo químico e físico, condicionados por fatores lito-estruturais, provocam o recuo progressivo da borda de chapada.

IV.7 CONCLUSÕES

A ocorrência diferenciada dos horizontes de crostas lateríticas, em função dos compartimentos geomorfológicos, evidenciam um perfil truncado e rejuvenescido, tendo em vista a grande espessura do horizonte de saprólito e a presença de fácies lateríticas formadas a partir da degradação de couraça hematítica. As variações faciológicas, limitadas às duas principais rupturas de declive, são em função do material de origem, das condições geomorfológicas e do regime hídrico durante a evolução do intemperismo.

As condições de evolução das vertentes são controladas por fatores lito-estruturais, especialmente a composição, o acamamento e as fraturas. A paisagem mostra que o contato entre o quartzito e o metarritmito condiciona os limites do compartimento Chapadas Elevadas e Bordas de Chapadas. A explicação desse condicionamento deve-se à maior resistência do quartzito ao intemperismo em relação ao metarritmito. O compartimento Bordas de Chapada constitui uma rampa que mergulha no mesmo sentido do acamamento do metarritmito. O intemperismo diferencial, químico e físico, aproveitando a organização litológica, deve ser o responsável pela formação dessa rampa. Os limites entre os compartimentos Bordas de Chapada e Escarpas são condicionados pela ocorrência de couraças, que estratificam a paisagem local. O posicionamento de couraças na borda de chapada condicionou o processo evolutivo das fácies lateríticas. As fraturas de direção EW e NE são responsáveis pela maior taxa de formação e erosão de *solum*, gerando incisões de drenagem que recortam os limites da borda de chapada e modificando o sentido evolutivo das fácies lateríticas. Estes fatores lito-estruturais condicionam o intemperismo diferencial, químico e físico, das vertentes.

Na transição entre a borda de chapada e a escarpa, a fácies maciça constitui a fase de geração das couraças, enquanto as fácies nodular, pisoidal, brechóide, vermiforme e colunar caracterizam processos de degradação. Na transição entre a chapada e a borda de chapada, a fácies pisolítica também foi interpretada como resultante de degradação de fácies maciça, cujos resíduos ocorrem apenas nos núcleos dos pisólitos.

A fácies maciça começou a ser formada a partir do Paleoceno. A formação das outras crostas foi mais importante após a denudação da porção superior do rególito, principalmente após o Mioceno Inferior.

As variações morfológicas e petrográficas podem ser explicadas por meio da evolução interligada das fácies com o modelado. Para explicar as variações faciológicas, levou-se em consideração a evolução da vertente em relação ao recuo da borda de chapada, e a erosão do *solum*, associada com as condições hídricas, e, conseqüentemente, pedoclimáticas do rególito.

Como o recuo da borda é reduzido pela presença da couraça, a degradação superficial e subcutânea se processa na borda, enquanto que a montante e no topo do rególito a degradação é principalmente superficial. A fácies nodular e o *solum* são os principais representantes da degradação superficial. A fácies pisoidal representa o principal produto de degradação subcutânea.

As outras fácies (brechóide, vermiforme e colunar) representam condições locais de degradação superficial da fácies maciça. A fácies brechóide formou-se por colapso de estrutura original composta por mistura de resíduos da fácies maciça e fácies pisoidal. A fácies vermiforme e a fácies colunar formou-se principalmente pela atividade de raízes de plantas e/ou atividade de fauna associada às variações sazonais de saturação da água, que geraram vazios interconectados e verticais, respectivamente, aproveitando a porosidade secundária dos protólitos dessas fácies.