

Quando presente, a matriz internodular é argilomórfica e composta principalmente por caulinita e gibbsita. Localmente, ocorrem películas cinza escuras de brilho metálico, compostas por hematita fina, revestindo as paredes dos vazios internodulares.

Os nódulos argilomórficos, cauliniticos, milimétricos a centimétricos, são caracterizados pela cor amarela clara a branca, formas subarredondadas e elipsoidais, de dimensões milimétricas a decimétricas. Apresentam, geralmente, trama argilassépica e rede de vazios finos. Ao longo e adjacente a esses vazios finos podem ser observadas impregnações difusas de óxi-hidróxidos de Fe (Prancha V.6 d).

A interface dos nódulos descritos, que compõem nódulos maiores, ocorre de forma brusca a gradacional. As transições gradacionais formam feições pedológicas de empobrecimento, de incrustação e de concreção em minerais de Fe (Prancha V.8 e V.9). O córtex desses nódulos são compostos de goethita acicular e hematita fina (Prancha V.9 c).

Ocorrem, também, vazios submilimétricos a milimétricos entremeando a matriz, que podem estar localmente preenchidos por *crystallaria* de gibbsita (Prancha V.10 a).

Fácies Nodular Superior e *Solum*

A fácies nodular superior apresenta características similares à nodular média, mas com um maior grau de fragmentação, uma vez que não estão preservadas as estruturas da rocha-mãe. As feições no interior dos nódulos são similares, mas a fácies nodular superior apresenta uma extensiva incrustação de óxi-hidróxidos de Fe na forma de córtex nos limites entre nódulos, pisóides e vazios, como pode ser observado em lâmina delgada (Prancha V.10 b, c e d). As bandas de córtex são compostas por *crystallaria* de goethita acicular alternadas por goethita e hematita finas (Prancha V.10 d).

O nível encouraçado apresenta transição gradacional para a cobertura de Latossolo Vermelho-Amarelo, diminuindo progressivamente as dimensões e quantidade dos nódulos e aumentando a proporção de matriz.

O *solum* apresenta estrutura formada por grânulos (agregados) de tamanho areia, difíceis de serem desagregados quando secos. Aparenta ser arenoso ao contato manual quando seco, justamente pela presença de agregados fisicamente muitos estáveis, mas a granulometria revela-se argilosa com manuseio em condições saturadas em água. Em lâmina delgada esses grânulos argilosos apresentam-se esféricos a subsféricos e mantêm contato direto entre si, formando porosidade secundária importante. Feições pedológicas de origem biológica são comuns, tais como *pellets* fecais e pedotúbulos.

A mineralogia da matriz (<2 mm) é invariável em todo o horizonte B, sendo rica em gibbsita, e contendo em menores proporções, caulinita e goethita, similar à matriz internodular que ocorre no topo do horizonte nodular superior.

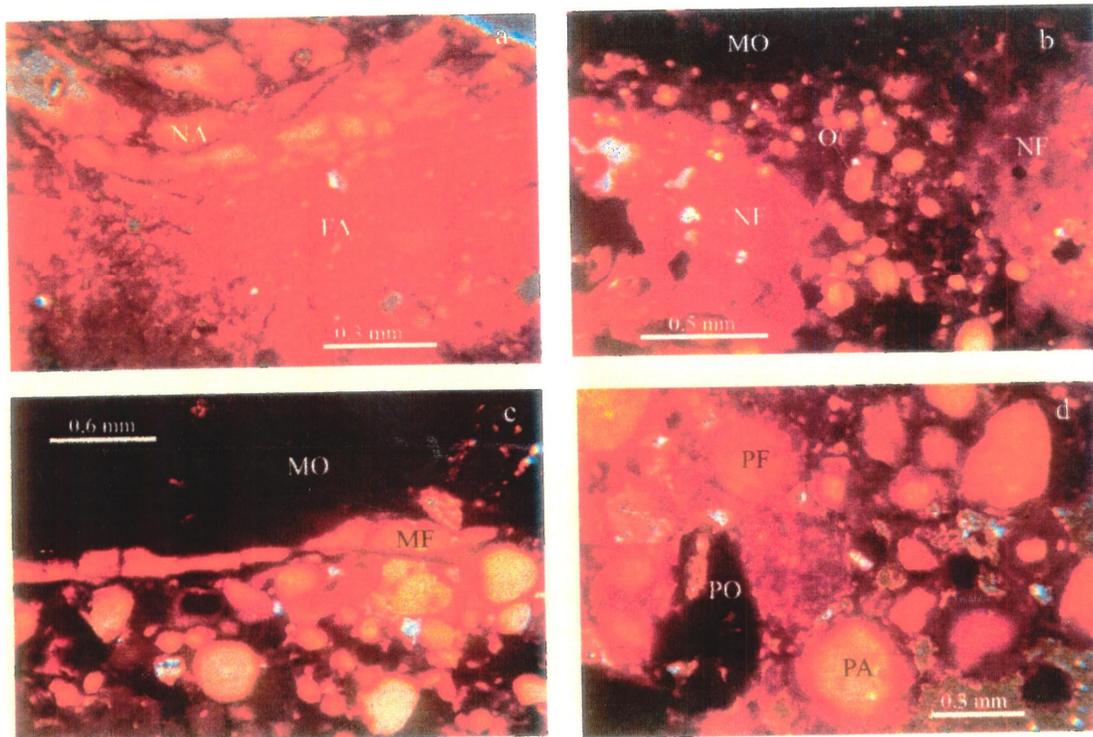
No *solum* ocorrem nódulos ferruginosos tamanho areia fina que apresentam caráter magnético. Esses nódulos, subsféricos a esféricos, são compostos de hematita, maghemita, goethita e pequenas quantidades de caulinita e quartzo. Em lâmina delgada esses nódulos geralmente apresentam golfos de corrosão em suas superfícies.

Fácies Colunar

A fácies colunar é caracterizada por nódulos alongados, segundo a vertical, apresentando seções horizontais aproximadamente circulares. O comprimento das colunas fica entre 10 e 80 cm, sendo que o diâmetro pode alcançar 5 cm. Os nódulos apresentam córtex de até 2 cm de espessura, composto por Al-goethita e gibbsita. O limite entre o núcleo dos nódulos e o córtex apresenta-se empobrecido em Fe. O núcleo dos nódulos são compostas basicamente de nódulos típicos da fácies nodular.

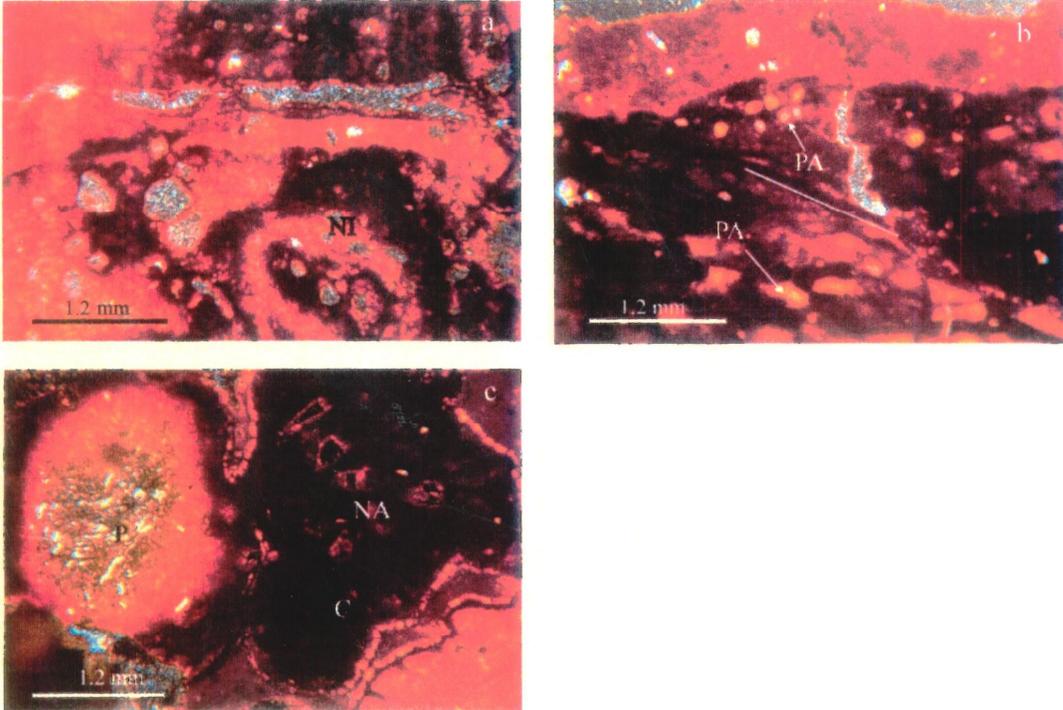
Os vazios típicos da fácies colunar apresentam seções circulares a irregulares, de diâmetros centimétricos e de grande continuidade vertical, limitando as colunas.

PRANCHA V.7



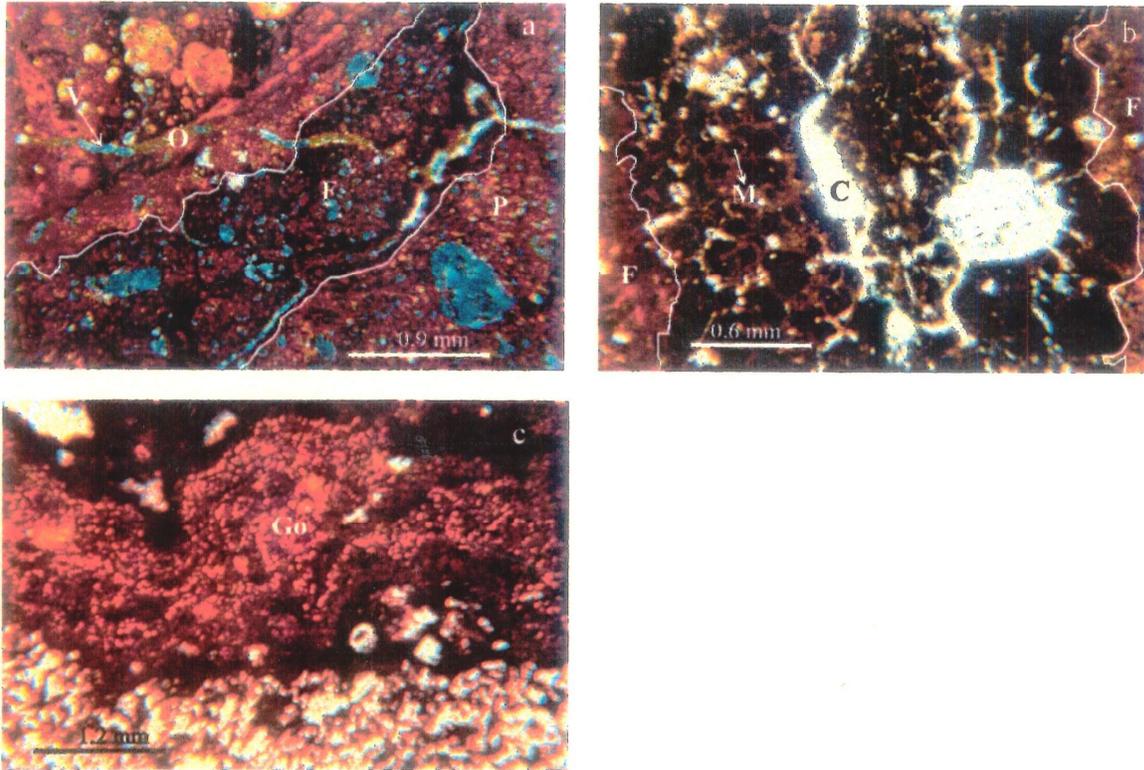
- a) Nódulo composto da fácies nodular média, apresentando porção com trama ferrargilassépica (FA) que transiciona para nódulos agregados (NA) menores, alongados e deferrificados, com trama argilassépica e limitados por vazios compactos compostos com impregnação por óxi-hidróxidos de ferro. (LD, NX)
- b) Nódulo composto da fácies nodular média apresentando matriz opaca (NO), típica da fácies maciça, que transiciona para nódulos ferrargilassépicos (NF) apresentando feições de empobrecimento em ferro e por oóides deferruginizados (O). (LD, NX)
- c) Nódulo composto da fácies nodular média apresentando matriz opaca (MO), típica da fácies maciça, em contato com oóides deferruginizados limitados por matriz ferrargilassépica (MF). (LD, NX)
- d) Detalhe dos pisóides no interior de um nódulo composto da fácies nodular média. Notar os diversos graus de deferruginação da matriz interna dos pisóides. Ocorrem pisóides opacos (PO), pisóides ferrargilassépicos (PF) e argilassépicos (PA). (LD, NX)

PRANCHA V.8



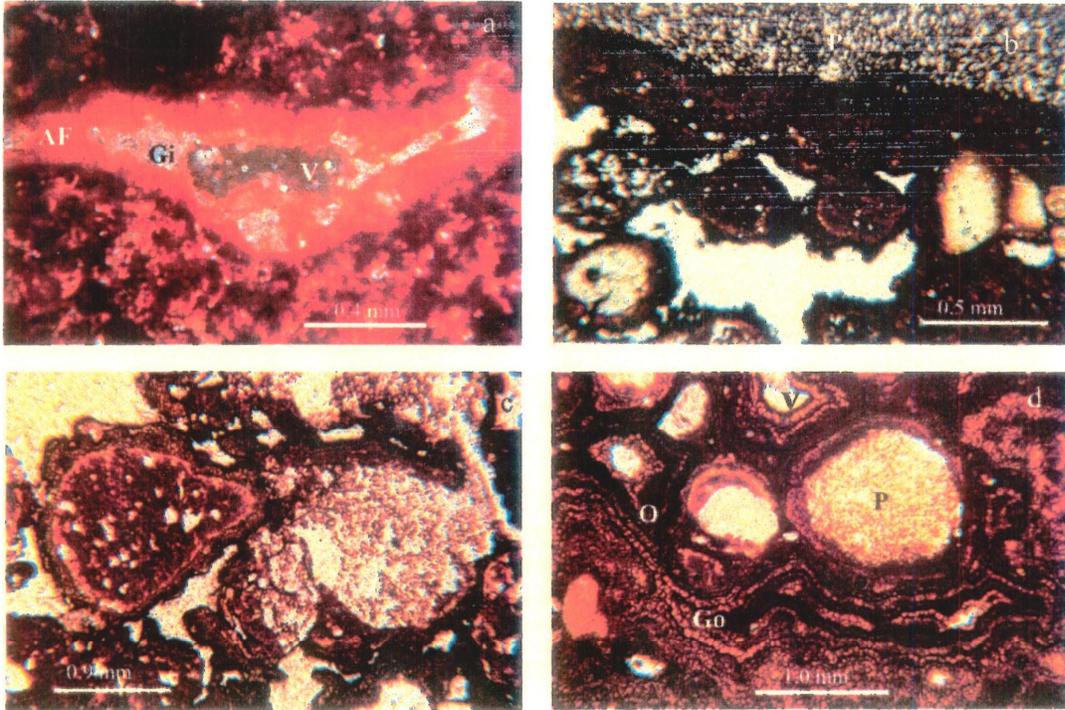
- a) Matriz de nódulo da fácies nodular média mostrando feições de deferruginização (NI) e limites difusos, gerando nódulos irregulares. (LD, NX)
- b) Nódulo composto da fácies nodular média apresentando transições bruscas de porções vermelhas ferrargilassépicas com domínios opacos intermeados por pisóides deferruginizados esféricos (PE) e alongados (PA) segundo direção preferencial. (LD, NX)
- c) Nódulo composto da fácies nodular média. Pisóide (P) com borda ferrargilassépica e centro com agregado de micas brancas. Nódulo opaco ameboidal (NA). Notar que os limites dos nódulos com os vazios são cobertos por *crystallaria* de goethita (C). (LD, NX)

PRANCHA V.9



- a) Fácies nodular média. Nódulo composto formado por matriz ferrargilassépica apresentando domínio poroso (P), ferruginizado (F) e com oóides e pisóides (O). O domínio poroso apresenta vazios compactos simples. O domínio ferruginizado apresenta cutans opacos que intermeiam a matriz. O último domínio apresenta oóides e pisóides deferruginizados imersos na matriz ferrargilassépica. A matriz é cortada por vazios parcialmente preenchidos por plasma argiloferruginoso. (LD, NX)
- b) Fácies nodular média. Nódulo ferrargilassépico com micronódulos opacos limitados por matriz argiloferruginosa. Os vazios são caracterizados por canais (C) e septárias, em torno de grão de quartzo. (LD, N//)
- c) Fácies nodular média. Nódulo pseudomórfico limitado por córtex de goethita (Go) e cutan opaco. (LD, N//)

PRANCHA V.10



- a) Fácies nodular média. Vazio (V) parcialmente preenchido por cristallaria de gibbsita (Gi), limitado por plasma argiloferruginoso (AF). A matriz, cortada pelo vazio, mostra domínios irregulares com diferentes concentrações em óxi-hidróxidos de ferro, marcado por plasma omnisséptico. (LD, NX)
- b) Fácies nodular superior. Nódulo composto mostrando porções pseudomórficas (P) cortadas por vênulas de oóides e pisóides coalescentes impregnados por óxi-hidróxidos de ferro por segregação. Notar a presença de núcleos de pisóide apresentando plasma argilasséptico. Os limites com os vazios são marcados por cutans opacos.
- c) Fácies nodular superior. Nódulo composto formado por pisóides ferruginizados cobertos por cutans opacos. (LD, N//)
- d) Fácies nodular superior. Nódulo formado por intercalações irregulares entre *cristallaria* de goethita (Go) e cutans opacos (O), formados por hematita e goethita finas, em torno de vazios (V) e pisóides (P). (LD, N//)

V.4 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA

A Tabela V.1 e as figuras V.4 e V.5 resumem os dados mineralógicos da sequência vertical Capão da Onça. O anexo II apresenta os dados mais detalhados.

As setas na Figura V.4 indicam a sequência petrográfica das fácies lateríticas descritas no capítulo V. A seta 1 representa a acumulação em óxi-hidróxidos de Fe, entre o saprólito, fácies carapaça e couraça maciça. A seta 2 denota uma diminuição progressiva da concentração de hematita e aumento de goethita e gibbsita entre as fácies maciça, nodulares e colunar. A seta 3 denota a transformação das couraça nodular em *solum*. Neste mesmo sentido, ocorrem poucas variações nas concentrações de caulinita, em relação aos outros minerais.

Os horizontes de saprólito, fino e grosso, apresentam concentrações de illita maiores que os saprólitos da litossequência São Sebastião, com valores de 21,4% para o saprólito fino e de 32,1 para o saprólito grosso (Tab. V.1). No diagrama de Tardy, as amostras de saprólito estão posicionadas no polo referente a caulinita (Fig. V.4). A RCGb apresenta valor de 1,0 e a RHG valores de 0 e 0,24 (Fig. V.5).

A fácies carapaça apresenta concentração de 44,6% em óxi-hidróxidos de Fe, uma ordem de grandeza superior em relação ao saprólito e com 10% a mais em relação à mesma fácies observada na litossequência São Sebastião (Tab. V.1). A RCGb apresenta valor de 1,0 e a RHG de 0,4 (Fig. V.5).

A fácies maciça apresenta elevadas concentrações de óxi-hidróxidos de Fe, especialmente na forma de hematita, de 34,1 e 35,7%, respectivamente às amostras do centro do Divisor São Bartolomeu-Preto e da borda de chapada, similar ao valor encontrado na litossequência São Sebastião (Tab. V.1). A RCGb apresenta valores de 0,82 e 0,80, e a RHG de 0,76 e 0,69, respectivamente às amostras do centro do Divisor e a borda de chapada (Fig. V.5).

Entre as fácies nodular inferior, nodular média e nodular superior, ocorre um aumento de gibbsita e de goethita, entre 13,5 e 19,5%, e 13,1 e 17,2%, respectivamente. A RCGb apresenta valores entre 0,52 e 0,71, enquanto a RHG entre 0,56 e 0,61 (Fig. V.5). Os menores valores dessas razões são encontrados na fácies nodular superior e os maiores na fácies nodular inferior.

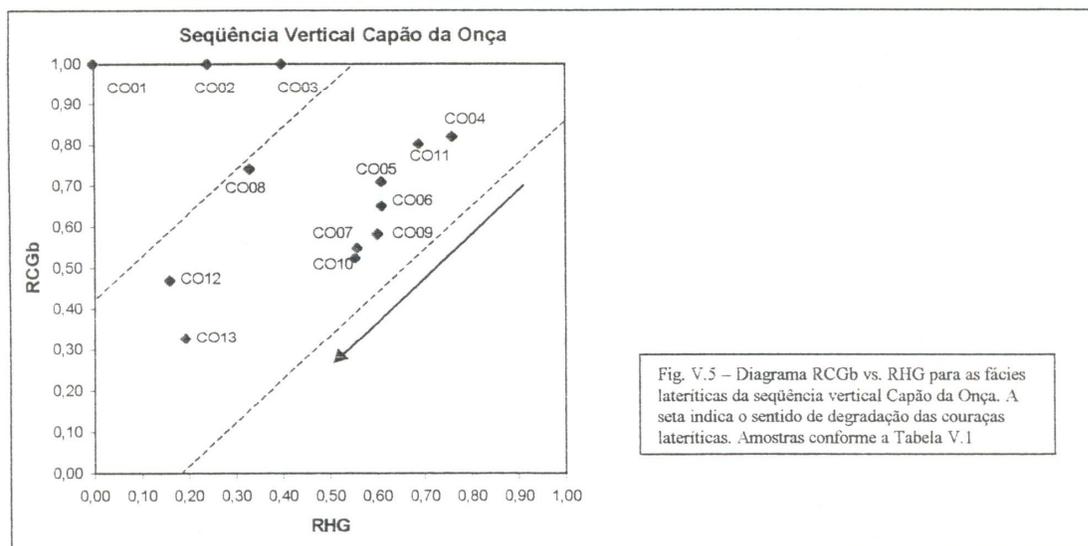
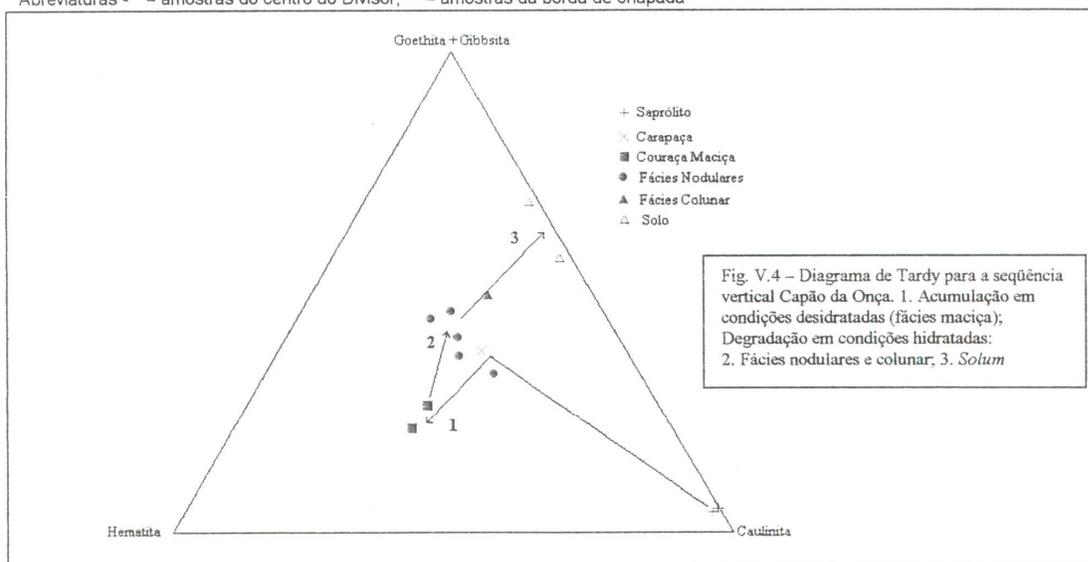
A fácies colunar é enriquecido em goethita, com concentrações menores que as encontrados para esse fácies na litossequência São Sebastião.

O *solum* mostra-se o mais empobrecido em óxi-hidróxidos de Fe das fácies lateríticas, excetuando o horizonte de saprólito, com concentração entre 9,3 e 7,2%, respectivamente a amostras da borda de chapada e centro do Divisor. A RCGb apresenta valores de 0,33 e 0,47, e a RHG valores de 0,19 e 0,16, respectivamente aos horizontes de *solum* da borda de chapada e centro do Divisor (Fig. V.5).

Tabela V.1 – Composição mineralógica da seqüência Capão da Onça

	FÁCIES	Razões		Minerais cardinais recalculados a 100%			
		RHG	RCGb	Hm	Ct	Gt	Gb
CO01	Saprólito grosso	0,00	1,00	0,0	95,2	4,8	0,0
CO02	Saprólito fino	0,24	1,00	1,3	94,6	4,1	0,0
CO03	Carapaça	0,40	1,00	25,5	36,5	38,0	0,0
CO04	F. Maciça*	0,76	0,82	46,2	32,2	14,5	7,0
CO05	Nodular inferior*	0,61	0,71	25,7	41,2	16,3	16,8
CO06	Nodular média*	0,61	0,65	30,1	33,1	19,1	17,8
CO07	Nodular superior*	0,56	0,55	31,3	24,2	24,6	19,9
CO08	Colunar	0,33	0,74	18,8	32,2	37,8	11,2
CO09	Nodular média**	0,60	0,58	28,4	30,8	18,7	22,1
CO10	Nodular superior**	0,56	0,52	27,0	26,9	21,6	24,5
CO11	F. maciça**	0,69	0,80	41,0	32,6	18,4	8,0
CO12	Solum**	0,16	0,47	2,0	41,2	10,4	46,5
CO13	Solum*	0,19	0,33	1,7	29,9	7,1	61,3

Abreviaturas - * = amostras do centro do Divisor; ** = amostras da borda de chapada



V.5 DISCUSSÃO

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO E CONDICIONAMENTO LITO-ESTRUTURAL

O Divisor São Bartolomeu-Preto representa um resíduo de aplainamento, com topo plano, onde está preservado rególito laterítico espesso, desenvolvido sobre filitos do Grupo Canastra.

O acamamento das rochas apresenta mergulho geral para leste. As vertentes a leste do Divisor apresentam declividade suave no mesmo sentido que o acamamento, formando rampas longas com morfologia convexa. As vertentes a oeste do Divisor apresentam declividade elevada no sentido oposto ao acamamento, formando escarpa de morfologia côncava. O intemperismo diferencial sobre essa organização lito-estrutural deve ser o responsável por essa assimetria das vertentes do Divisor. O intemperismo diferencial tende a atuar de forma paralela às camadas, quando as vertentes apresentam declividade no mesmo sentido do acamamento. Por outro lado, o intemperismo diferencial tende a atuar de forma perpendicular às camadas, quando as vertentes apresentam declividade no sentido oposto ao acamamento.

A erosão regressiva, responsável pelo recuo das vertentes do Divisor a oeste, atua de forma diferencial sobre os materiais do rególito laterítico. O horizonte de saprólito tende a ser denudado mais rapidamente que o nível de couraça do topo, no limite com a escarpa. Da mesma forma, o horizonte de *solum*, que ocorre no limite do topo plano com a escarpa, também tende a ser denudado mais rapidamente que o nível de couraça. Isto deve-se ao caráter mais friável dos horizontes de saprólito e de *solum* em relação ao nível de couraça. Por esse motivo, o horizonte de couraça constitui um estratificador da paisagem.

EVOLUÇÃO DO HORIZONTE DE SAPRÓLITO

Os horizontes do rególito laterítico do Divisor São Bartolomeu-Preto apresentam uma organização vertical com expressivo domínio de saprólito, que apresenta espessura mínima de 100 m, em relação aos horizontes ferruginoso e de *solum*, que mostram, em conjunto, espessura máxima de 7 m.

A formação de saprólito está associada à atividade da água que percola o rególito até o limite do lençol freático profundo. O filito, que constitui a rocha-mãe da sequência estudada, apresenta-se pouco fraturado e bastante impermeável à percolação da água. A formação de saprólitos espessos sobre materiais pouco permeáveis indica uma evolução lenta e antiga, acompanhando o rebaixamento progressivo do nível do lençol freático. A posição do contato entre o saprólito e a rocha-mãe próximo do nível de base local (bacia do Capão da Onça), indica que o processo de formação de saprólito está ativo.

O rebaixamento do nível do lençol freático pode ser explicado por reativações tectônicas e/ou mudanças climáticas. Após a formação da superfície Sulamericana, ocorreram importantes soerguimentos regionais, especialmente durante o Mioceno e o Plioceno (Braun 1971). Esses soerguimentos modificaram o nível de base regional, provocando um aprofundamento dos vales e dissecando parcialmente a superfície Sulamericana. O nível do lençol freático nos resíduos dessa superfície tornou-se mais profundo, propiciando o desenvolvimento de saprólito espesso.

Variações climáticas também modificam o nível do lençol freático. Climas mais secos condicionam níveis mais profundos de lençol freático que em climas mais úmidos. Em condições tectônicas estáveis, o nível de base tende a ser progressivamente rebaixado. A velocidade do rebaixamento é maior sob climas secos e menor sob climas úmidos. Dessa forma, o aumento da espessura do saprólito nos resíduos das superfícies de aplainamento está associado ao intemperismo químico sob condições climáticas úmidas e o rebaixamento progressivo do nível do nível de base e do lençol freático.

Nos períodos com elevada atividade tectônica, Mioceno e Plioceno, a conjugação do fator climático também foi importante na modificação do nível do lençol freático. Durante o Mioceno dominaram condições climáticas mais úmidas. Nesse período a reativação tectônica foi o principal fator para o aprofundamento dos níveis de base e do lençol freático. Durante o Plioceno dominaram condições climáticas mais secas.

Nesse caso, os fatores climático e tectônico conjugaram-se para o aprofundamento dos níveis de base e do lençol freático.

Pode-se concluir que o principal período de dissecação da superfície Sulamericana e aprofundamento do nível do lençol freático foi o Plioceno. Durante o Quaternário a atividade tectônica cessou, mas ocorreram várias oscilações das condições climáticas. Dessa forma, a formação de horizonte de saprólito espesso está associada a essas reativações tectônicas e às mudanças climáticas.

A grande espessura do saprólito grosso, aproximadamente 40 m, não pode ser explicada pela zona de variação atual do lençol freático profundo, bem mais estreita. Essa grande espessura pode estar associada ao último evento de reativação tectônica, que ocorreu durante o Plioceno. Os níveis de base e o lençol freático foram rebaixados, gerando condições de formação do horizonte de saprólito grosso espesso. Após a reativação tectônica, as condições climáticas – várias oscilações entre clima seco e úmido – e o tempo – em torno de 2 Ma – foram suficientes para o desenvolvimento do saprólito grosso, mas não o bastante para que esse pudesse ser transformado em saprólito fino. Essa possibilidade genética indica que os efeitos conjugados da reativação tectônica e as condições climáticas rebaixaram o nível de base local em torno de 40 m, considerando que quase todo o saprólito grosso observado hoje tenha sido formado após o evento de reativação tectônica.

A reativação tectônica que ocorreu durante o Mioceno também poderia ser outra possibilidade para a explicação dessa grande espessura do saprólito grosso. No entanto, o longo tempo – em torno de 20 Ma – e as condições climáticas quentes e úmidas que dominaram após essa reativação tectônica seriam suficientes para uma transformação expressiva do saprólito grosso em saprólito fino.

EVOLUÇÃO DO HORIZONTE FERRUGINOSO

O horizonte ferruginoso do rególito laterítico da sequência Capão da Onça apresenta um horizonte estreito de carapaça, em sua base, e um nível de couraças nodulares e maciças, no topo. A couraça maciça representa uma acumulação de hematita nos poros finos do saprólito.

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-Gondwana, 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.

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, 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. As fácies nodulares, formadas por degradação da fácies maciça, começaram a ser formadas nessa época.

As fácies nodulares formaram-se a partir da fácies maciça, pela redistribuição do Fe no interior do horizonte de couraça, gerando porções deferruginizadas adjacentes a nódulos que apresentam córtex ricos em goethita.

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*.

A fácies nodular média preserva a organização geral da rocha-mãe, observada no campo e nas descrições petrográficas. A fácies nodular média apresenta como características principais a presença de nódulos argilomórficos e pseudomórficos, com núcleos da fácies maciça, soldados entre si com cutans de goethita, gerando nódulos compostos.

As características dos nódulos argilomórficos indicam que foram gerados por deferruginização, provavelmente da fácies maciça. Isto é atestado pela presença reliquiar de porções ferruginizadas no interior desses nódulos, em processo evidente de pedoplasmação.

Estes fatos que a couraça, após processo de denudação dos horizontes mais superficiais, posicionou-se em nível saturado em água, gerando os nódulos argilomórficos, localmente formando pisóides cauliniticos, típicos de ambientes saturados em água. Esta fase corresponde, portanto, a uma degradação subcutânea.

A fácies nodular superior é composta por nódulos imersos em matriz argilosa, transicionando gradacionalmente ao *solum*. Essas características indicam um processo de degradação contínuo da couraça, no sentido de geração do latossolo.

Em todos os perfis de *solum* disponíveis no contexto da chapada foi possível diferenciar um horizonte nodular em sua base, que pode ser relacionado com a fácies nodular superior, característica de degradação superficial. A fácies nodular e o *solum* seriam os principais produtos de degradação superficial da fácies maciça, formados a partir do Mioceno.

O horizonte de *solum*, também pode ser considerada um produto da degradação do horizonte de couraça. As condições de geração do latossolo a partir da couraça pressupõem elevada atividade da água associada à atividade biológica. A elevada atividade da água é garantida pela impermeabilidade do saprólito no contato com o horizonte ferruginoso. A atividade da água conjugada à atividade biológica física e química, por meio das raízes das plantas e da fauna do solo, promovem a degradação preferencial da hematita em relação à goethita, como foi demonstrado por Macedo & Bryant (1989) e Eschenbrenner (1988), respectivamente. Macedo & Bryant (1989) propuseram o mecanismo de diferenciação da atividade da água na paisagem para explicar a transição de Latossolo Vermelho-Escuro (LE) para Latossolo Vermelho-Amarelo (LV), do centro para as bordas das chapadas desenvolvidas sobre as rochas do Grupo Paranoá. Entretanto, na região estudada a classe LV ocorre por todo o topo.

A diminuição da drenagem aumenta a atividade biológica, incrementando, conseqüentemente, a pressão parcial de CO₂, as atividades de compostos orgânicos quelantes e a diminuição do potencial de oxirredução (Tardy 1993).

Hematita constitui um dos óxi-hidróxidos de Fe mais sensíveis à degradação nestas condições, tendendo a ser dissolvido, e goethita parcialmente preservado. O Fe produzido pela dissolução de hematita é redistribuído no próprio horizonte ferruginoso para formar córtex goethítico da fácies nodular média, por toda a extensão do Divisor.

A própria geração da couraça 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.

A fácies nodular inferior é caracterizada por nódulos ferruginosos imersos em matriz argilomórfica rica em caulinita e gibbsita. Ocorre exclusivamente em situações de borda de chapada, abaixo do horizonte nodular médio.

Os perfis de borda de chapada apresentam um contato brusco com a encosta. Uma borda de chapada pode ser distinguida, com mudança de declive para 5 %, a algumas centenas de metros do limite com a escarpa. Espera-se que as diferenciações laterais sejam pequenas nessas condições.

Entretanto, observa-se um horizonte de degradação subcutânea, caracterizado pela fácies nodular inferior, abaixo da fácies colunar.

O horizonte de degradação subcutânea deve ser gerado pela atividade mais intensa do lençol freático em situação de borda do divisor. A presença do lençol freático mais intenso é marcada pelas várias fontes que alimentam as cabeceiras da bacia do córrego Capão da Onça.

Nesta situação, o lençol freático tende a degradar a base da couraça, gerando progressivamente a matriz argilomórfica, produto da degradação, e os nódulos ferruginosos pseudomórficos, reliquias da fácies maciça.

A composição da matriz, à base de caulinita e gibbsita, mostra que a atividade da água é elevada, mas apresentando uma drenagem eficiente, visto não gerar feições pedológicas típicas de ambiente de alta saturação em colóides e pela estabilização de gibbsita.

Esta fácies de degradação subcutânea não ocorre nos perfis do centro do Divisor, indicando que o lençol freático nas porções de topo deve ser mais profundo que o horizonte de couraça maciça.

Estes fatos indicam que essa é uma fácies de degradação subcutânea do horizonte de couraça, gerada em função do aporte hídrico proveniente do Divisor em direção à sua borda.

A fácies nodular inferior está associada à ruptura de declive, que ocorre na borda, podendo ter uma ligação genética entre elas. Isto pode ser explicado pela lixiviação mais intensa que ocorre nessa porção, diminuindo o volume de forma diferencial, em relação ao interior do Divisor. Esse processo aumenta o fluxo lateral da água e, portanto, também da lixiviação subcutânea.

V.6 CONCLUSÕES

O domínio de couraças lateríticas nodulares, geradas a partir da degradação de couraça maciça, e a grande espessura do horizonte de saprólito evidenciam um perfil truncado e rejuvenescido. As variações faciológicas verticais são produtos da reorganização pedogeomorfológica do rególito, em função de reativações tectônicas e mudanças climáticas que ocorreram durante o Terciário.

O modelo de evolução do rególito é resumido a seguir:

1. Formação da superfície Sulamericana e do rególito laterítico – A partir de superfície plana formada durante o Cretáceo, o rególito laterítico formou-se durante o Terciário, entre o Paleoceno e Mioceno, sob clima úmido e quente. A fácies maciça foi gerada na porção mediana do saprólito pelo mecanismo de depressão hídrica;
2. Denudação da porção superior do rególito – Durante o Mioceno houve uma fase de soerguimento, sob clima mais seco, que provocou a denudação das porções mais superiores do rególito, aflorando o horizonte de couraça;
3. Degradação da couraça maciça e formação do horizonte de *solum* – A partir do Mioceno, com nova retomada de clima mais úmido, a couraça maciça começou a ser degradada, dando lugar às fácies nodulares e a formação de *solum*. O horizonte de saprólito evoluiu, tornando-se mais profundo;
4. Formação de horizonte espesso de saprólito grosso – A partir do Plioceno, com mais um evento de soerguimento e sob clima seco, o nível de base é rebaixado, formando o horizonte espesso de saprólito grosso.