UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005332

SISTEMAS DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA "SOLOS LATERÍTICOS COM
COURAÇA FERRUGINOSA EM SILCRETE E/OU PLANOSSOLO": APLICAÇÃO À
CARTOGRAFIA DA PEDO-MORFOLOGIA DO MÉDIO VALE DO RIO PARAMIRIM -
BAHIA.

Nádia Regina do Nascimento

Orientador: Prof. Dr. Adolpho José Melfi

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Preseidente	Dr. A. J. Melfi	
Examinadores	Dr. J. T. de Mattos	
	Dr. R. G. L. Boulet	
	Dr. Y. M. Lucas	
	Dr. A. Carvalho	

SÃO PAULO
1993

AGRADECIMENTOS

Concluída esta tese, penso que muitos anos se passaram desde a minha primeira viagem de campo ao Paramirim, quando eu ainda nem tinha certeza de como eu realizaria este trabalho. É, nessa época, que começam os meus agradecimentos. A "lista", é portanto, extensa, mas de fundamental importância para que este trabalho se realizasse.

Agradeço:

- inicial e carinhosamente, ao prof. Joaquim Júlio de Oliveira por me propiciar a grande oportunidade de realizar este trabalho, por aguçar a minha curiosidade científica em relação ao Vale do Paramirim, nas constantes e dedicadas viagens de campo;
- especialmente, ao meu orientador, prof. Adolpho José Melfi, por ter criado todas as condições necessárias para a realização deste trabalho, por ter me inserido em um meio científico de grande importância na geociência e pela orientação;
- reconhecidamente, aos profs. Boris Volkof, Paulo Menezes, Waldir Paradela, Raimundo dos Santos e Jean Claude Pion, por me abrirem as portas dos laboratórios - "Laboratoire d'Informatique Appliquée - ORSTOM-BONDY" e "INPE - SÃO JOSÉ DOS CAMPOS" - e por me ensinarem os mistérios da teledetecção orbital;
- reconhecidamente, também, aos profs. René Boulet e Yves Lucas, que me ajudaram ora, na realização de trabalhos de campo, ora na leitura de manuscritos e, ao prof. Yves Tardy pelo senso crítico;
- com sincera gratidão e carinhosamente aos técnicos do Laboratório de Geoquímica - IAG-USP, Cacilda, Rosana, Helder e Jéferson e dos Laboratórios de Geoquímica e Formações Superficiais - IGCE-UNESP, Vladimir e Suely e ao desenhista Arnaldo;
- muito carinhosamente, às amigas, Sílvia e Verônica, pelo grande afeto, pelas discussões calorosas e pela hospitalidade, a André, pela tolerância, a Talita pelos

primeiros desenhos do mapa e a Dante, pela correção do português, de parte do texto desta tese;

- finalmente, ao Departamento de Planejamento Regional - IGCE-UNESP, na figura dos profs. Miguel César Sanches e Silvana Pintaudi, pela compreensão aos constantes afastamentos.

ABSTRACT

This paper is about a research upon pedological mantles in the middle-valley of the Paramirim River in Bahia State - Brazil. It describes, analyses and interprets field and laboratory data as well as it demonstrates relations between mantles and relief.

The adopted methodology comprehends field studies, remote sensing, cartographical and laboratory analyses.

It identifies two pedological transformation systems - "ferricrets lateriticales soils to silcrete and/or planosols". From this pedological transformation system it was possible to detect relations amongst different mapping units that points out genetic pedo-morphological evolutions sequences. In other words, each mapping unit represents an evolution stage of pedological mantle as well as relief.

This study evidenced that:

- the soils mostly mapped in the Paramirim Middle-Valley with "latossolos" are actually remains of a ferricrete lateritical soils which genesis is different from that of "latossolos";
- the detriticals mantles mapped with residual surface erosion deposits are pedological mantles;
- this ferricrete lateritical soils are in imbalance with presently pedo-bioclimatic conditions and it used to be more extensive in environment;
- the silcrete is in imbalance too although secondary silice in clay phase of planosolic mantle represents an enrichment in silice;
- the currently distribution of soils and relief is function of pedological transformation system evolution.

RESUMO

Este trabalho trata do estudo das coberturas pedológicas no médio vale do Rio Paramirim - Bahia. Descreve, analisa e interpreta os dados de campo e de laboratório e identifica a distribuição espacial da pedo-morfologia, além de mostrar as relações entre as coberturas e a morfologia do relevo.

A metodologia usada engloba estudos de campo, cartografia por sensores remotos e análises de laboratório.

Com este estudo chegou-se à identificação de dois sistemas de transformação pedológica - "solos lateríticos com couraça ferruginosa em silcrete e/ou planossolo e silcrete em planossolo" -.

A partir da identificação desses sistemas de transformação pôde-se detectar as relações entre as unidades de mapeamento, que indicaram a existência de seqüências genéticas de evolução da pedo-morfologia. Isto é, cada unidade mapeada representa uma etapa de evolução tanto da cobertura pedológica como do relevo.

Com este estudo pôde-se evidenciar que:

- os solos largamente cartografados na região, como latossolos, são, na verdade, relíquias de uma cobertura laterítica com couraça ferruginosa, cuja gênese se diferencia daquela dos latossolos;
- as coberturas detríticas, cartografadas como depósitos residuais de superfície de erosão, são na verdade coberturas pedológicas;
- essa cobertura laterítica está em desequilíbrio com as condições pedobioclimáticas atuais, e, ocupava outrora, uma maior extensão;
- o silcrete está em desequilíbrio, embora, a presença de sílica secundária na fase argilosa da cobertura planossólica, represente um enriquecimento dessa última, em sílica;
- a distribuição atual dos solos e do relevo, é função da evolução do sistema de transformação pedológica.

ÍNDICE

INTRODUÇÃO

PRIMEIRA PARTE- MODELOS GEOMORFOLÓGICOS, ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE TRABALHO E METODOLOGIA DE TRABALHO.....	5
---	---

CAPÍTULO I.....	7
I- MODELOS DE INTERPRETAÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	7
I-1- A LATERITIZAÇÃO NO CONTEXTO DA PEDIPLANAÇÃO.....	7
I-1-1- O MODELO DE PENEPLANIZAÇÃO DE DAVIS.....	8
I-1-2- O MODELO DE PEDIPLANAÇÃO DE KING.....	11
I-1-3- MODELO DE PEDIPLANAÇÃO SEMI-ÁRIDO.....	14
I-1-4- ETCHPLANAÇÃO/PEDIPLANAÇÃO CLIMÁTICA.....	17
I-2- DISCUSSÕES.....	22
CAPÍTULO II.....	27
II- LOCALIZAÇÃO E QUADRO NATURAL DA ZONA DE ESTUDO.....	27
II-1- DISTRIBUIÇÃO DAS ROCHAS.....	27
II-2- RELEVO	30
II-3- CLIMA, VEGETAÇÃO E ASPECTOS ATUAIS DA EROSAO E DA DRENAGEM.....	31
CAPÍTULO III.....	33
III- METODOLOGIA DE PESQUISA.....	33
III-1- LEVANTAMENTOS DE CAMPO.....	34
III-2- OBTENÇÃO DE DADOS ANALÍTICOS DE LABORATORIO.....	35
III-2-1- ANÁLISES POR TOPOSSEQUÊNCIA	36
III-2-1-1- TAMANDUA (TAM) E CASA DO VELHO (CV).....	36
III-2-1-2- VALE DO PARAMIRIM "A" (VPA) E VALE DO PARAMIRIM "B" (VPB).....	37
III-2-2- ANÁLISE MICROMORFOLOGICA, AO MICROSCOPIO OPTICO E MICRO-ANÁLISES QUÍMICA E MORFOLOGICA, AO EDS E AO MICROSCOPIO ELETRONICO.....	37
III-3- MAPEAMENTO.....	38
III-3-1- O USO DE IMAGENS ORBITAIS, DO TM DO LANDSAT 5, NO MAPEAMENTO.....	39
III-3-2- FOTO-INTERPRETAÇÃO SOBRE FOTOGRAFIAS AÉREAS.....	41
III-3-3- USO DOS DOCUMENTOS GEOLOGICOS E TOPOGRAFICOS NO MAPEAMENTO.....	43
III-3-4- UNIDADES CARTOGRAFICAS.....	44

SEGUNDA PARTE- ESTUDO DAS COBERTURAS PEDOLÓGICAS NO MÉDIO VALE DO RIO PARAMIRIM E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS UNIDADES PEDO-MORFOLÓGICAS.....	45
---	----

GENERALIDADES.....	47
CAPÍTULO IV.....	49
IV- COBERTURA LATERÍTICA.....	49
IV-1- TOPOSSEQUÊNCIA TAMANDUÁ.....	49
IV-1-1- DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA.....	50
IV-1-1-1- PERFIL 1	50
IV-1-1-2- PERFIL 2	50
IV-1-1-3- PERFIL 3.....	55
IV-1-1-4- PERFIL 4.....	61

IV-1-2-	DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA.....	62
IV-1-2-1-	PERFIL 2.....	62
IV-1-2-2-	PERFIL 3.....	71
IV-1-2-3-	PERFIL 4.....	75
IV-1-3-	DADOS ANALÍTICOS.....	76
IV-1-3-1-	ANÁLISES QUÍMICAS.....	76
IV-1-3-2-	ANÁLISES MINERALÓGICAS.....	78
IV-1-3-3-	MICRO-ANÁLISES.....	78
IV-1-3-4-	INTERPRETAÇÕES.....	80
IV-1-4-	VARIAÇÃO DAS ORGANIZAÇÕES PEDOLÓGICAS-TOPOSSEQUÊNCIA TAMANDUÁ.....	81
IV-2-	TOPOSSEQUÊNCIA CASA DO VELHO.....	83
IV-2-1-	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA.....	83
IV-2-1-1-	PERFIL 1.....	83
IV-2-1-2-	PERFIL 1A.....	86
IV-2-1-3-	PERFIL 1B.....	87
IV-2-1-4-	PERFIL 2.....	88
IV-2-2-	DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA.....	89
IV-2-2-1-	PERFIL 1.....	89
IV-2-2-2-	PERFIL 2.....	92
IV-2-3-	DADOS ANALÍTICOS.....	94
IV-2-3-1-	ANÁLISES QUÍMICAS.....	94
IV-2-3-2-	ANÁLISES MINERALÓGICAS.....	95
IV-2-3-3-	INTERPRETAÇÕES.....	96
IV-2-4-	VARIAÇÃO DAS ORGANIZAÇÕES PEDOLÓGICAS-TOPOSSEQUÊNCIA CASA DO VELHO.....	96
IV-3-	CONCLUSÕES SOBRE A COBERTURA LATERÍTICA.....	98
CAPÍTULO V		101
V-	COBERTURA SILICIFICADA.....	101
V-1-	TOPOSSEQUÊNCIA VALE DO PARAMIRIM "A".....	101
V-1-1-	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA.....	101
V-1-1-1-	PERFIL 1.....	101
V-1-1-2-	PERFIL 2.....	104
V-1-1-3-	PERFIL 3.....	107
V-1-1-4-	PERFIL 4.....	108
V-1-1-5-	PERFIL 5.....	109
V-1-1-6-	DIFERENCIAÇÃO LATERAL DAS ORGANIZAÇÕES PEDOLÓGICAS-TOPOSSEQUÊNCIA VALE DO PARAMIRIM "A".....	110
V-1-2-	DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA.....	111
V-1-2-1-	PERFIL 1.....	111
V-1-2-2-	PERFIL 2.....	113
V-1-2-3-	PERFIL 3.....	116
V-1-2-4-	PERFIL 5.....	122
V-1-2-5-	DIFERENCIAÇÃO LATERAL DAS ORGANIZAÇÕES MICROSCÓPICAS NA TOPOSSEQUÊNCIA VALE DO PARAMIRIM "A".....	123
V-1-3-	DADOS ANALÍTICOS.....	124
V-1-3-1-	ANÁLISES QUÍMICAS.....	124
V-1-3-2-	ANÁLISES MINERALÓGICAS E TEXTURAIS.....	125
V-1-3-3-	MICRO-ANÁLISES.....	126
V-1-3-4-	INTERPRETAÇÕES.....	128
V-1-4-	CONCLUSÕES SOBRE A COBERTURA SILICIFICADA.....	128
CAPÍTULO VI		131
VI-	COBERTURA PLANOSSÓLICA.....	131
VI-1-	TOPOSSEQUÊNCIA VALE DO PARAMIRIM "B".....	131
VI-1-1-	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA.....	131
VI-1-1-1-	PERFIL 1.....	131
VI-1-1-2-	PERFIL 2.....	132

VI-1-1-3- PERFIL 3.....	133
VI-1-2- DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA.....	134
VI-1-2-1- PERFIL 1	135
VI-1-2-2- PERFIL 2.....	136
VI-1-2-3- PERFIL 3.....	138
VI-1-2-4- DIFERENCIAÇÃO LATERAL DAS ORGANIZAÇÕES MICROSCÓPICAS.....	139
VI-1-3- DADOS ANALÍTICOS.....	139
VI-1-3-1- ANÁLISES QUÍMICAS.....	139
VI-1-3-2-- ANÁLISES MINERALÓGICAS E TEXTURAIS.....	140
VI-1-3-3- MICRO-ANÁLISES.....	141
VI-1-3-4- INTERPRETAÇÕES.....	141
VI-1-4- CONCLUSÕES SOBRE A COBERTURA PLANOSSÓLICA.....	142
CAPÍTULO VII.....	145
VII- CONCLUSÃO: OS SISTEMAS DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA "SOLOS LATERÍTICOS COM CROSTA FERRUGINOSA EM SILCRETE E/OU PLANOSSOLOS E SILCRETE EM PLANOSSOLOS".....	145
VII-1- HIPÓTESES SOBRE OS MECANISMOS DA TRANSFORMAÇÃO.....	147
VII-1-1- EVOLUÇÃO DA FASES FERRUGINOSA.....	147
VII-1-2- EVOLUÇÃO DA FASES SILICIFICADA.....	150
VII-1-3- EVOLUÇÃO DA FASES ARGILOSA E SILICOSA.....	152
CAPÍTULO VIII.....	153
VIII- DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS UNIDADES PEDO- MORFOLÓGICAS.....	153
VIII-1- COBERTURA PEDOLÓGICA LATERÍTICA.....	153
VIII-1-1- COBERTURA LATERÍTICA POUCO TRANSFORMADA.....	154
VIII-1-2- COBERTURA LATERÍTICA COM TRANSFORMAÇÃO AVANÇADA.....	155
VIII-2- COBERTURA SILICIFICADA.....	157
VIII-3- COBERTURA PLANOSSÓLICA.....	158
VIII-4- SOLOS COM POUCA DIFERENCIAÇÃO VERTICAL E LATERAL.....	159
VIII-5- ACUMULAÇÕES DETRÍTICAS.....	160
VIII-6- INTERPRETAÇÕES.....	160
TERCEIRA PARTE- CONCLUSÃO.....	161
CAPÍTULO IX.....	163
IX- RELAÇÃO ENTRE A DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS COBERTURAS PEDOLÓGICAS E DAS FEIÇÕES DE RELEVO.....	163
IX-1- EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA E EVOLUÇÃO DE RELEVO.....	163
IX-2- IDADE RELATIVA DOS EVENTOS PEDO- -MORFOLÓGICOS.....	167
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	173
FIGURAS E ANEXOS: Volume em separado.	

ÍNDICE DE TABELAS

1- Especificações dos sensores TM e MSS do LANDSAT.....	39
2- Características gerais da paisagem do médio vale do Rio Paramirim que facilitam ou não a discriminação das unidades de foto-interpretação.....	42

INTRODUÇÃO

Ocupando grandes extensões territoriais brasileiras, os latossolos, solos típicos das regiões tropicais úmidas, distribuem-se em áreas de características climáticas atuais, distintas. Pode-se encontrá-los no tropical úmido da Amazônia, no tropical com estações contrastadas do Centro e de parte do Sudeste, no tropical semi-árido do Nordeste, no subtropical do Sul e parte do Sudeste do Brasil. Em algumas dessas regiões, os latossolos estão em equilíbrio com as condições pedobioclimáticas atuais; em outras, as coberturas latossólicas não são compatíveis, pelo menos, com o clima vigente. No estudo da compartimentação da cobertura pedológica do Brasil não são clima, mas as componentes geológica e geomorfológica, são elementos para a diferenciação dos grandes conjuntos de solos (Volkof, 1985).

Os latossolos, no Brasil, distribuem-se espacialmente sobre duas extensas superfícies de aplainamento, identificadas e nomeadas por King (1956) por Sul-Americana e Velhas. No Nordeste semi-árido, essas superfícies alojam duas grandes diferenciações de cobertura latossólica: na Sul-Americana dominam os latossolos típicos; na Velhas, dominam em parte, "outros latossolos" conforme designação de Volkof (1985).

A presença dos latossolos no semi-árido brasileiro tem sido discutida por diversos pesquisadores, principalmente no que tange aos problemas de desequilíbrio pedobioclimático (Chauvel et al, 1981). Apesar das discussões, há ainda a necessidade de estudos sobre o significado desses solos, nessa região, e o mapeamento de sua distribuição espacial, para o seu pleno conhecimento.

Assim, convergindo com a preocupação de conhecer o funcionamento desses solos, e, aproveitando os levantamentos efetuados anteriormente (Oliveira 1968, 1969, 1983; e Soubiès e Chauvel 1985), escolheu-se o médio vale do Rio Paramirim (12°16' a

12°54'S e 42°14' a 42°53'W.-Fig.1) para desenvolver o trabalho de tese.

O médio vale do Rio Paramirim localizado no NE brasileiro, em região de clima Tropical Semi-árido, compõe uma vasta superfície constituída por setores de colinas, lombadas e planos inclinados de baixo declive; que se encontram cobertos, geralmente, por solos que contêm ou não couraça ferruginosa (1), semelhantes aos latossolos descritos por Volkof (1985). Essas características geo-ambientais levam à seguinte questão: qual é o funcionamento desses solos sob as condições pedobioclimáticas atuais e qual a relação entre a sua distribuição e as diferentes morfologias do relevo nessa área?

Responder a essa questão é o objetivo da tese. Para tanto, estudos dos solos e dos relevos foram efetuados, através de levantamentos de campo, análises em laboratório e mapeamento pedo-morfológico, na escala de 1:100.000, elaborado a partir de imagens de satélite, auxiliadas por fotografias aéreas.

A monografia, desenvolve-se em três partes:

- na primeira, discutem-se alguns modelos de interpretação geomorfológica, dando ênfase aos fundamentos da lateritização e encouraçamento; descreve-se o método de pesquisa a ser utilizado e caracteriza-se a área de estudo;
- na segunda são feitas descrições, análises, interpretações e conclusões para os dados de campo e de laboratório, concernentes as toposseqüências - esses dados expressam o funcionamento atual dos solos -, e trata-se, por último, da espacialização dos dados;

(1)- Para melhor designar esses solos usar-se-á, doravante, nessa monografia, a terminologia "solos lateríticos" destacando, pelas suas características e, assimilando o sentido dado por Pedro e Melfi (1983), que eles constituem uma facies da evolução superficial em zona tropical. A facies em questão, é aquela, própria das regiões tropicais com grande contraste entre as estações, onde a parte superior do material ferralítico está sob a ação de condições ultra secas, na estação seca, o que promove as reações de individualização do ferro e um ataque da caulinita.

- a última parte tem caráter conclusivo e contém a discussão sobre a relação entre a distribuição espacial dos solos e as feições do relevo.

PRIMEIRA PARTE

**MODELOS GEOMORFOLÓGICOS, ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE TRABALHO E
METODOLOGIA DE TRABALHO**

CAPÍTULO I

I- MODELOS DE INTERPRETAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Vasta bibliografia é dedicada aos estudos sobre lateritas. Esses estudos tratam de questões que passam pelo uso do termo, definição, conceituação, classificação, mineralogia, mecanismos geoquímicos, gênese, transformação e degradação até implicações na evolução do modelado. No entanto, apesar dos inúmeros trabalhos, as discussões sobre o tema ainda são constantes, dada a diversidade de posições e proposições.

Em decorrência disso, o primeiro capítulo descreve e discute as principais teorias e modelos de interpretação sobre a pediplanação e suas relações com a lateritização.

I-1- A LATERITIZAÇÃO NO CONTEXTO DA PEDIPLANAÇÃO

Uma superfície de erosão, produto de uma denudação longa e contínua, leva as vertentes em direção ao plano e é reconhecida por cortar, indiferentemente, padrões estruturais e estratigráficos diferentes. Essa noção de superfície de erosão foi introduzida por Davis (apud King e Schum, 1980) e Penck (1953).

As explicações para a sua evolução podem ser sumarizadas em duas teorias: o Ciclo Geográfico ou Geomórfico (Davis, 1889 apud King e Schum, 1980) e a Teoria da Pediplanação (King, 1953, 1962a), que em parte embasa sobre as idéias de Penck. A partir dos trabalhos de King, na década de 60, vários autores desenvolveram modelos de interpretação que imputavam às mudanças climáticas profundas, via atividades morfogenéticas de paleoclimas áridos e semi-áridos, a responsabilidade pela pediplanação. Millot (1983), baseando-se em trabalhos pedológicos mais recentes, lançou como hipótese de trabalho uma explicação para o aplainamento dos continentes, baseada na alteração intertropical e em processos pedogenéticos. Essa hipótese de trabalho encerra

muitos pontos convergentes com o conceito de etchplanação de Wayland (1933, apud Thomas, 1968)

Destaca-se que, aos pediplanos estão quase sempre associadas crostas lateríticas. Os modelos acima, contemplam algumas relações entre essas superfícies de erosão e a lateritização.

I-1-1- O MODELO DE PENEPLANIZAÇÃO DE DAVIS

O Ciclo de Erosão de Davis corresponde ao tempo requerido para o levantamento de uma região e sua redução a um plano de degradação pela erosão normal (erosão fluvial). O ciclo compõe-se de três estágios - juventude, maturidade e senilidade, cada um, caracterizado por uma morfologia de relevo dependente da capacidade de erosão.

Em 1920, Davis fez uma apresentação geral sobre as relações fisiográficas das lateritas, segundo seu modelo de peneplanização.

O autor propõe que na juventude não há condições de formação de lateritas porque as configurações de relevo (vertentes escarpadas, contendo rocha desnudada ou coberta por fina camada de detritos que o "creep" rapidamente desloca) e a percolação rápida do lençol freático não são as condições ideais para que a lateritização ocorra.

Na maturidade, as vertentes de declives moderados já apresentam coberturas mais espessas de resíduos finos, que serão também transportados pelo "creep". O lençol freático percolará comparativamente rápido. Nessas condições podem formar-se ou não pequenas lateritas.

No estágio de senilidade, o mais longo do ciclo, os vales suficientemente aprofundados e os relevos, suficientemente rebaixados, têm vertentes com baixos declives. Nessas condições,

há diminuição dos regimes torrenciais e aumento da temperatura, dado o abaixamento do relevo. A remoção dos detritos pelo "creep" e a percolação do lençol freático, muito lentas, permitirão a penetração profunda da alteração. Como o ciclo é longo, tem-se muito tempo "...para as várias reações químicas, das quais depende largamente a lateritização..." acontecerem. Se não ocorrer o levantamento da região, as colinas rebaixadas, podem eventualmente tornar-se suaves ondulações de um peneplano.

Se, após a peneplanização e a lateritização, a região é soerguida, as lateritas serão prontamente removidas dos locais onde se instalarão os entalhes do novo ciclo, mas permanecerão sobre os planaltos. Segundo Davis (1920), a ocorrência de lateritas em diferentes partes do mundo, contribui para comprovar a sua teoria.

Ficou implícito em Davis que o clima é importante para a lateritização, uma vez que no último estágio do ciclo, quando a temperatura se eleva e há a diminuição dos aguaceiros, a alteração profunda acontece. No entanto, esta relação está estreitamente ligada à evolução do relevo e não às condicionantes do clima geral. Daí, a conclusão de que lateritas são formadas em qualquer parte do mundo. Mesmo aquelas que são encontradas nos platôs, fora de um regime climático que as formou, justificam-se, porque outrora elas estavam ligadas aos baixos relevos.

O seu modelo implica na simultaneidade de formação do peneplano, a partir da maturidade, e da lateritização. Alguns fatores desempenham papel importante nessa formação:

- relevo rebaixado e de baixo declive;
- erosão restrita;
- movimento lento do lençol freático;
- temperatura alta;
- ausência de regime torrencial;
- alteração profunda e reações químicas próprias à lateritização;

- longo tempo para que as reações ocorram.

Esses fatores, contemplados no modelo, compõem algumas das condições que convergem para aqueles que foram usados para o entendimento de lateritas como resíduo.

A concepção de lateritas como resíduo vem desde Babington (1821, apud MacFarlane, 1976). A partir desse autor, a teoria foi aperfeiçoada e reestruturada. Russel (1889), discutido em MacFarlane (1976), apresentou a alteração profunda e a remoção diferencial de soluções sob condições tropicais, como a causa da acumulação diferencial do resíduo. Em 1932, o Imperial Bureau of Soil Science (apud MacFarlane, 1976), definiu laterita como "*a weathered rock product formed by the leaching of igneous and metamorphic rocks whereby the bases and much of the silica are removed leaving a residue containing alumina uncombined.*"

Embora as condições de relevo não estejam explícitas nos preceitos de Russel e na definição do Imperial Bureau of Soil Science, ambos encerram a necessidade de relevos com baixos gradientes para que as águas de superfície possam penetrar lentamente no substrato, promovendo a alteração profunda das rochas, rochas, a remoção diferencial das soluções e a resíduos. Em relevos com altos gradientes, o escoamento superficial promoveria a retirada dos materiais alterados e portanto a não permanência dos resíduos.

Quando da introdução das idéias de Russel, ainda não se tinha estabelecido a noção do desenvolvimento cíclico das superfícies. Dessa maneira, acreditava-se que as lateritas de platôs desenvolviam-se contemporaneamente às dos relevos rebaixados (MacFarlane, 1976). É com Woolnough (1918, apud MacFarlane, 1976) que se tem a idéia de que as lateritas de platôs são "fósseis" e estão sendo erodidas, indicando, portanto, a ciclicidade do relevo.

O modelo de Davis serviu perfeitamente à explicação da formação e ocorrência das lateritas em relevos rebaixados e platôs nas diferentes partes do mundo.

I-1-2- O MODELO DE PEDIPLANAÇÃO DE KING

Enquanto Davis acreditava na formação do aplainamento pelo rebaixamento da paisagem (downwearing) pela erosão normal, King (1953, 1962a), postulou o contrário: que a planação tem sua origem na regressão lateral das escarpas, por erosão das cabeceiras e movimentos de massa, substituindo os processos de peneplanização pelos de pedimentação e pediplanação

Para isto, King (1953, 1962a), assimilou algumas contribuições de W. Penck (1953), notadamente a idéia do "piedmontreppen", da qual ele extraiu o conceito de relevo crítico e atestou, como Penck, que a formação da escarpa obedecia a leis físicas que controlam o escoamento da água e os movimentos de massa. Apesar do modelo de Penck não contemplar o conceito de ciclicidade do relevo, o "piedmontreppen", contribuiu para que King explicasse o aparecimento de um novo ciclo de erosão, como consequência do soerguimento da crosta.

Acompanhando a regressão das escarpas das colinas, concebida por King (1953, 1962a), originar-se-iam e cresceriam os pedimentos na base dessas colinas. O pedimento formar-se-ia, pois, pelo nivelamento da rocha através de processos de desgaste e remoção de detritos pelo escoamento em lençol. Assim, a evolução da paisagem epigênica estaria ligada a processos de regressão das escarpas e aos da pedimentação, sob um único nível de base geral e estável.

Se massas de terras de dimensões sub-continentais são elevadas, estabelecendo um novo nível de base, a erosão pode operar, iniciando um novo ciclo, com o trabalho de desnudação, indo das terras costeiras para o interior. As atividades vitais para que o novo ciclo aconteça serão portanto: incisão dos rios;

regressão das escarpas e pedimentação e o "creep" nos solos dos relevos baixos. Segundo King (1953, 1962a), a dominância dessas atividades, respectiva e sucessivamente na paisagem, pode ser considerada para definir os metafóricos estágios de juventude, maturidade e senilidade.

A juventude, marcada pela incisão dos vales, é interrompida a partir do equilíbrio dos rios. Esses, com seus perfis equilibrados, por corrasão lateral, atacam localmente os relevos, ampliando o seu vale. Mas, a atividade erosiva maior, ocorrerá nas vertentes que se retraem, formando na sua base os pedimentos que crescem e coalescem. O aspecto, na maturidade, é pois, o de uma paisagem multicôncava, voltada para cima, resultado de uma prolongada erosão sobre regiões de rocha dura, e que outrora conheciam relevos bem marcados.

Na senilidade, o pedimento é modificado por agentes erosivos e de intemperismo que introduzem ampla convexidade sobre os interflúvios. Para essa modificação não há necessidade de mudança, inclusive do nível de base local. Mas, dois mecanismos são comuns: a regressão do próprio pedimento por escoamento difuso e escoamento em lençol e, o conflito entre pedimentos vizinhos, dos quais o mais extenso, expande sua área às expensas do menor.

Na concepção de King (1962a), somente superfícies, que permaneceram por um imenso lapso de tempo sem serem rebaixadas pela erosão, podem acumular crostas, espessas (precipitados de oxi-hidróxidos de ferro, carbonato, sílica dentre outros). No seu modelo de pediplanação, os processos erosivos diminuem na senilidade, quando o pedimento é somente modificado. Como em Davis (1920), o estágio senil postulado por King (1962a), é o ideal para que ocorra a lateritização. No entanto, diferentemente de Davis, ele considera que as crostas lateríticas ferruginosas têm sua origem na precipitação dos constituintes ferruginosos lixiviados das rochas pelo lençol freático, que ascendem à superfície por capilaridade. E,

acrescenta que, a presença da camada lixiviada (pallid zone) subjacente à couraça, freqüentemente presente nos perfis lateríticos, fornece a evidência da extensa translocação do material.

Dentro dessa concepção de laterita como precipitado, a importância do clima, para King, está na relação entre pluviosidade e evaporação. Assim, quanto maior for a evaporação em relação à pluviosidade, os componentes podem ascender, por capilaridade, e formar as crostas. Apesar de se encontrar lateritas em clima úmido, o autor postula que o clima, com estações contrastadas, uma chuvosa e outra com evaporação e temperatura diurnas altas, é importante para a lateritização.

As concepções de King (1962b) sobre lateritas como precipitado, têm suas raízes, provavelmente, em autores tais como McLaren (1906), Buchanan (1907), Simpson (1912), Fox (1903-1932). Esses autores, citados em Chatelin (1972) são partidários de que lateritas se formam somente sob climas tropicais com estações contrastadas. No caso, laterita é interpretada no seu sentido restrito, designando formações mosqueadas ou endurecidas, resultantes do abatimento do lençol freático ou por ascensão capilar. Mas, o ortotipo de perfil laterítico encontrado por King (1962b), na Austrália, condiz com o perfil primitivo de Walther (1916, apud Chatelin, 1972), do qual fazem parte:

- rocha maciça;
- uma zona lessivada, onde se processa a lixiviação;
- uma zona mosqueada, enriquecida em ferro;
- uma camada de concreções ou couraça ferruginosa.

Está explícito no modelo da pediplanação que, para a formação de tais perfis há a necessidade de um tempo longo de estabilidade erosiva, que permita a ação do lençol freático, colocando em solução os produtos ferruginosos e, dessa maneira, por capilaridade, eles possam atingir as partes superiores do perfil, aí precipitando pela evaporação da água. A ausência da erosão contribuiria para a permanência dos materiais

precipitados. Desse modo, é possível interpretar que não há sincronicidade entre a formação da superfície e a lateritização, mas, que essa última é posterior à formação da superfície.

I-1-3- MODELO DE PEDIPLANAÇÃO SEMI-ÁRIDO

No modelo de interpretação de clima semi-árido o processo, que dá origem aos pedimentos, e o clima sob os quais eles são formados, ainda não são bem conhecidos.

Vários autores têm se preocupado com a origem dessas formas sem chegar a um consenso. Em Awad (1962), Dresch (1962) e Bigarela et al (1965), esta questão é largamente discutida, tornando-se desnecessário retomá-la aqui. No entanto, a idéia geralmente aceita (Bigarela et al, 1965) é a do recuo das vertentes íngremes por degradação lateral, deixando à jusante, um plano de baixa inclinação, cuja origem depende de duas fases:

- meteorização, forçando o recuo paralelo das vertentes íngremes;
- processos de remoção de detritos.

King (1953,1962a), reportou as formas pedimentares à toda superfície da terra e relacionou-as a qualquer situação climática, exceto às glaciais ou extremamente áridas. Mas, acrescentou, que os pedimentos são melhor exemplificados em rochas resistentes e sob climas semi-áridos, sobre os quais o transporte dos detritos, no terreno, é mais eficiente.

A coalescência de pedimentos, tanto no modelo de pediplanação de King (1953,1962a), como nos modelos de interpretação semi-árida, compõe o pediplano que é o resultado de um ciclo de aplainamento. Esse ciclo erosivo, pode ser interrompido por fatores tectônicos (King,1953, 1962a) ou por mudanças climáticas (Bigarela e Ab'Sáber, 1964 apud Bigarela et al, 1965). Desse modo, diferentemente de King, os últimos autores deduzem que as superfícies contemporâneas podem desenvolver-se em alvéolos a altitudes bastante variadas, sob a dependência de níveis de base

locais representados pelos " knickpoints" mantidos pela rede de drenagem. Nesse caso, não há necessidade do soerguimento da região para que haja o reafeiçoamento da erosão e coloque as superfícies em altitudes escalonadas, como ocorre no modelo de King.

Independentemente da ciclicidade ser imputada aos agentes tectônicos ou climáticos, as superfícies de erosão relacionadas a cada ciclo, podem associar-se a depósitos correlativos que revelam as condições morfogenéticas da área fonte. Nos trópicos, essas superfícies têm seu desenvolvimento atribuído a processos operantes durante longas fases de climas semi-áridos severos (Bigarella et al, 1965). Sob essas condições, a parte rochosa do pediplano, é recoberta por um revestimento delgado - "veneer"- e, a jusante, em ambiente de "bolson plain", depositar-se-iam os sedimentos correlativos do aplainamento.

Nesse modelo, as condições de erosão se sobrepõem às do processo de alteração química. Birot (1960b), adianta que, nessas condições, os agentes da decomposição das rochas estão relacionados com as variações térmicas, mas em presença de uma certa quantidade de água, para que a desagregação se processe. Esse autor acrescenta que, a depender da rocha, a desagregação granular predomina, passando, em seguida, para o estado de descamação. Desagregação e escamação ocorrem a partir de pequena alteração química, aliada a processos mecânicos, de aumento e alívio de pressões, relacionados a causas diversas como o crescimento de cristais de sulfato de sódio nas fissuras, expansão e retração das argilas. O resultado é:

- subida, por capilaridade para a superfície da rocha, de soluções ferro-silicosas, podendo conter um pouco de manganês que aí precipitam por evaporação, formando uma pequena couraça;
- pequena alteração, formando argilas expansivas que provocam a liberação das escamas;
- arenização.

Como as condições de clima e de erosão são severas, segundo esse modelo, permitindo somente a formação de pequena camada de alteração, pode-se interpretar que as possibilidades de ocorrência da lateritização sejam pequenas.

Se, ao contrário, a pediplanação semi-árida ocorrer sobre uma superfície anteriormente submetida a uma longa fase de clima úmido, desenvolver-se-á um novo sistema pedo-morfo-genético (Birot, 1960a).

Se, sob o clima úmido a alteração ocorreu, ultrapassando a profundidade do nível de base dos rios, os pedimentos desenvolver-se-ão sobre a alteração precedente, como se fosse sobre uma rocha tenra se, à mudança climática acompanhar a destruição da vegetação outrora existente. Assim, as rochas serão desnudadas, dando origem aos inselbergues de dureza e, rapidamente, forma-se-á a superfície de erosão.

De outra maneira, se a mudança climática é acompanhada pelo aprofundamento dos talvegues, a superfície de aplainamento será perturbada, isto é, formar-se-ão superfícies escalonadas, independentes do nível de base geral, barradas por massas de rochas duras que escaparam à decomposição.

No entanto, se a região submetida à mudança climática for perfeitamente plana, o desaparecimento da vegetação original não levará à erosão. Mas, o aumento da temperatura advinda com o novo momento climático, levará à ascensão capilar das soluções ferruginosas, que formarão as crostas na superfície. Birot (1960a), assim explica as couraças ferruginosas pedológicas quando acima de um horizonte laterítico argiloso e espesso.

No caso de a pedimentação ter sido desenvolvida sobre a rocha nua, os processos de lateritização ocorrerão após a mudança climática do semi-árido para um clima mais úmido, comportando duas estações contrastadas, e, conseqüentemente, após o encerramento do ciclo de erosão. Ab'Sáber (1969), adotando o

modelo da pediplanação semi-árida, em estudo feito no Nordeste , mostrou o aparecimento de crostas ferruginosas, a partir de mudança climática, que encerrou o ciclo de erosão semi-árida e iniciou uma fase de alteração laterítica seguida do encouraçamento. Decorre que, a lateritização só é possível fora das condições de clima semi-árido.

Penteado (1976), em estudo de tipos de concreções ferruginosas no Planalto Central brasileiro, identificou crostas ferruginosas pedogenéticas elaboradas a partir da mudança de clima com estação contrastada para um clima semi-árido. Sob o clima com estação contrastada, a alteração se deu com perdas de sílica e bases, e, posteriormente, por "descensum" de soluções ferruginosas: o ferro precipitou-se no nível do horizonte B, do solo. No clima seco, no qual a superfície de erosão foi elaborada, houve o endurecimento do horizonte B e a decaptação do A. Nota-se que, neste caso, as condições ideais para que a lateritização ocorra sejam aquelas fornecidas pelos climas com estações contrastadas, para que haja a dissolução dos compostos ferruginosos da parte superior do perfil, na época chuvosa, e precipitação no horizonte B, na estação seca. Entende-se, portanto, no presente caso, laterita como um solo, cujo horizonte B possui uma nítida concentração de ferro, no entanto, sem sofrer endurecimento.

Destaca-se que, no modelo de interpretação semi-árida, a lateritização possa ocorrer antes ou após uma mudança climática, e não necessariamente após a elaboração da superfície de erosão. Depreende-se também, que o modo de formação dos perfis lateríticos seja diverso, e varia segundo a interpretação de cada autor.

I-1-4- ETCHPLANAÇÃO/PEDIPLANAÇÃO CLIMÁTICA

Etchplano, segundo Wayland (1933, apud Thomas, 1968) é uma superfície de aplainamento associada a condições de clima tropical, que promovem uma rápida alteração química das rochas

do escudo cristalino ou de outros maciços antigos, que não apresentem relevos tectônicos. A alteração, que se daria inicialmente a partir de uma topografia plana, estaria ligada a movimentos verticais do lençol freático, que promovem a decomposição de todo o ressalto da rocha e aprofunda o saprolito até dezenas de metros. Essa zona decomposta, quando sobrelevada, é rapidamente desnudada e expõe a superfície que é novamente alterada, continuando o processo. Como o soerguimento da crosta pode ser irregular, pode-se ter elevações descontínuas.

Büdel (1957 apud Thomas, 1968) reelaborou o conceito, acrescentando a hipótese "da dupla superfície de nivelamento" que se baseia na contraposição entre uma degradação por uma corrente interna, advinda com processos de vertente, com a fraqueza da erosão externa da corrente sobre a área, o que decorre de uma alta precipitação e de um escoamento rápido, nas vertentes, mas sem carga abrasiva. Assim, a superfície alterada é modificada enquanto a "superfície basal de alteração ou frentede alteração" aprofunda-se e modela a rocha por processos de alteração química. Se houver uma mudança climática ou perturbações crustais, que provoquem uma erosão acelerada, uma superfície de erosão poderá afetar a rocha não alterada, exumar o regolito, e expor a superfície basal de alteração.

O conceito introduzido por Wayland (1933), e, posteriormente discutido e enriquecido por novas hipóteses parece ser a base para o desenvolvimento das idéias de Millot (1983). Esse autor sistematizou as idéias contidas em modelos genéticos de pediplanação, elaborados por pedólogos, principalmente no continente africano, sobre coberturas pedológicas em desequilíbrio, e criou uma hipótese de trabalho para a explicação dos grandes aplainamentos disseminados por quase todos os continentes, entendida como pediplanação climática.

Esse autor questiona a eficiência dos processos de pediplanação, principalmente aqueles que envolvem a erosão fluvial, sobre rochas duras em áreas extensas, e, completa, que o escoamento

pluvial somente serviria para enfatizar as diferenças nas rochas. No entanto, sobre rochas tenras, a pediplanação seria possível pela ação do escoamento pluvial. Como solução, ele acrescenta que a alteração geoquímica, a transformação pedogenética e a erosão superficial por escoamento pluvial, interagindo e operando em conjunto, são os agentes eficazes para a pediplanação sobre rochas duras.

A alteração e a transformação pedológica provocam a transformação da natureza, estrutura e resistência das rochas à erosão. A maneira pela qual esses mecanismos agem, para levar à pediplanação, tem suas raízes no desequilíbrio pedobioclimático (Boulet, 1974), que significa: quando uma cobertura pedológica inicial entra em desequilíbrio, por razões diversas, ela se transforma em uma outra, freqüentemente diferente e discordante da primeira. O conjunto da cobertura inicial, mais a cobertura transformada, compõem um sistema de transformação pedológica. É nessa cobertura fragilizada que age o escoamento pluvial; mas, a progressão para montante, do frente de transformação, por si só, desloca a ruptura de declive da vertente, levando à pedimentação (Boulet et al, 1977).

O aparecimento de horizontes pedológicos de superfície, arenosos, friáveis e móveis, enforma a hipótese de trabalho de Millot e, constitui a característica comum aos trabalhos de Paquet (1969); Ruellan (1970); Bocquier (1971); Leprun (1972, 1977, 1979); Boulet (1974); Nahon (1976) e Roose et al (1981) (apud Millot, 1983).

Independentemente da rocha de base, ou do tipo de mecanismo pedológico, expresso pelos autores acima citados, a criação do horizonte arenoso decorre do desequilíbrio provocado pela passagem de climas tropicais úmidos para climas tropicais sub-úmidos com estações contrastadas, e desses, para climas tropicais semi-áridos até desérticos. Disso decorre, que qualquer cobertura pode entrar em desequilíbrio, e que o

aplainamento pode ocorrer sobre os climas tendentes ao polo mais seco.

Mas, é o horizonte arenoso que é submetido ao aplainamento pela ação do escoamento pluvial, o que leva à erosão generalizada das vertentes, com decréscimo dos desnivelamentos, abaixamento dos interflúvios e decréscimo do manto de alteração. No entanto, apesar da alteração não afetar a estrutura nem o volume original da rocha e nem tão pouco transformar a morfologia externa do relevo, se a rocha é homogênea, aquela age aprofundando mais a montante do que a jusante das vertentes, destruindo as irregularidades da rocha, criando os meios para a pediplanação.

Millot (1983), acrescenta que estes aplainamentos dos continentes, sobre rochas duras, são evidenciados por duas discordâncias geométricas generalizadas: o frentede alteração e o sistema pedológico, que são discordantes com a formação geológica e regularizados pelo nível de água. A ação da água promove a regularização hipodérmica da rocha e o aplainamento em superfície.

Em climas com estações úmidas marcadas, a primeira discordância geométrica aparece entre a couraça e o manto de alteração, que pode ser argiloso, ferruginoso, aluminoso, silicoso ou calcáreo, por substituição do primeiro.

Em áreas com climas com estações alternadas, seca e úmida, a segunda discordância geométrica se desenvolve, e é representada pela frente de lixiviação, que separa o esqueleto arenoso da matriz argilosa. Essa frente é discordante com os solos e com as alteritas; isto é, ele atravessa indiferentemente todos os produtos pedológicos e o manto de alteração, seja ele argiloso, ferruginoso, silicoso, aluminoso ou calcáreo.

A depender do clima, as duas frentes - de alteração e lixiviação - podem estar em equilíbrio ou não. Nas regiões com estações contrastadas, a alteração geoquímica, as transformações

pedológicas e a erosão superficial operam juntas e em sucessão. Em equilíbrio, as duas frentes progridem, formando o aplainamento. Se as condições são cada vez mais áridas, a alteração geoquímica é interrompida e progride a ação da lixiviação. Dessa maneira, os dois planos de discordância se encontram, tornando-se somente um e configurando o grande aplainamento desértico.

Essa hipótese de trabalho, não envolve a lateritização como decorrência do aplainamento (King, 1962a e 1962b) ou contemporânea a ele, como visto no modelo de Davis (80). Ao contrário, os trabalhos de Leprun (1972, 1977, 1979) e Nahon et al (1977), utilizados por Millot, que incluem a discussão sobre coberturas lateríticas em desequilíbrio, mostraram que "o aplainamento é posterior e discordante sobre as crostas ferruginosas".

A maneira como isso ocorre está exposta em Millot (1983), e envolve uma alteração caolinítica ou uma acumulação ferruginosa por preenchimento de vazios e por epigenia dos minerais primários. A acumulação ferruginosa não modifica a estrutura e nem o volume da rocha original. Sob climas com estações contrastadas, a evolução da couraça ferruginosa não é interrompida, e as transformações pedológicas sobre ela, provocam a sua degradação, levando a rearranjos estruturais, até ultrapassar o estágio de nodulação. Com a dissolução do ferro, a lixiviação e hidrólise das argilas, o esqueleto quartzoso é liberado, abrindo caminho para lixiviações internas basais e em superfície. Assim, o horizonte arenoso superficial é facilmente atacado pela erosão pluvial, levando ao aplainamento.

Depreende-se da concepção de pediplanação proposta por Millot, que, couraça ferruginosa é entendida como um produto da alteração e da pedogênese, portanto, desvinculada da oscilação do lençol freático e da precipitação dos produtos ferruginosos na superfície ou no horizonte B dos perfis, como preconizado nos modelos estudados anteriormente.

I-2- DISCUSSÕES

Os modelos acima mostram que a lateritização é encarada de diversos pontos de vista. É difícil identificar em Davis (80) qual seria sua concepção de laterita. Sabe-se somente que a alteração é profunda, e que a ação do lençol freático permite a evacuação de produtos solúveis e a manutenção de produtos insolúveis formando a couraça ferruginosa. Conhece-se da bibliografia, que os processos de encouraçamento não são particulares aos solos lateríticos (D'Hoore, 1954 e Aubert, 1954), e que, segundo Maignien (1966), se o meio laterítico favorece a acumulação de sesquióxidos de ferro e conseqüente encouraçamentos, outros materiais, contendo quantidades suficientes desses óxidos podem ser encouraçados sem, necessariamente, terem passado por processos de lateritização.

Por outro lado, meios úmidos, alternadamente saturados ou não, correspondendo à oscilação da zona do lençol freático podem ser submetidos ao encouraçamento. Nesses meios, ocorre a destruição das ligações entre a argila e os compostos ferruginosos, produzindo fenômenos de liberação, segregação e individualização de níveis heterogêneos, os quais sofrem posteriormente um enriquecimento em hidratos metálicos, principalmente ferro, evoluindo em nódulos e couraças (Pedro e Melfi, 1983). Esse tipo de evolução, pode ser entendido como origem de uma facies da lateritização.

No modelo de Davis (1920), laterita é vista como resíduo; no entanto, a evacuação dos produtos solúveis se faz pela percolação lenta do lençol freático. Dessa maneira, a lentidão da saída da água do perfil, tem um papel que evidencia a ocorrência de uma má drenagem, pelo menos por algum tempo. Assim, se se reportar às idéias de Pedro e Melfi (1983), apesar do modelo geográfico de peneplanização apresentar falhas no seu desenvolvimento, a idéia de lateritização, embutida nele, não é, de todo incorreta.

No modelo de pediplanação de King (1953, 1962a) e no de pediplanação semi-árida, o mecanismo aceito para a formação das lateritas encerra alguns problemas.

Mohr e Van Baren (1954, apud Chatelin, 1972), em estudo experimental mostraram que a ascensão capilar é muito lenta para se efetuar no intervalo do ciclo das estações, para uma amplitude correspondente à espessura dos perfis existentes. Para que o contrário ocorresse, haveria necesssidade de realimentações do lençol para que ele não se abaixasse muito. Joffe (1949, apud Chatelin, 1972), acrescenta que a ascensão capilar, seguida de precipitação em superfície, deveria conter, não somente ferro, mas, sílica e bases.

Apesar do mecanismo de ascensão capilar, na formação de couraças, ter sido refutado em 1938 por Mohr (apud Chatelin, 1972), a concepção de laterita como precipitado, foi usada por alguns geomorfólogos até a década de 60. Embora o perfil descrito por King apresentasse o ortotipo de perfil laterítico, a interpretação dos mecanismos que lhe deram origem são equivocados.

Além dos problemas quanto à gênese das lateritas, no modelo de King, os pressupostos para a explicação da pediplanação e da ciclicidade das superfícies é também questionável.

A retração das escarpas é feita pela erosão das cabeceiras e por movimentos de massa, processos de erosão, imputados a climas com maior umidade. À retração das escarpas, acompanha a formação do pedimento sobre a rocha nua, pelo escoamento pluvial difuso e em lençol e pelo "sheet-flood". Esses processos erosivos não carregam detritos resultantes do relevo residual, mas produtos de alteração local ou de origem próxima. Eles não degradam a superfície rochosa; para tanto, seria necessário que os detritos fossem carregados mais depressa do que se formam. Isso só seria possível a partir de uma mudança climática para o árido, que mudasse o sistema de erosão (Dresch, 1962). O modelo de King não

contempla as mudanças climáticas e, a ênfase dada por ele à construção de pedimentos sobre rochas duras, imputa, portanto, a esses processos erosivos, um desempenho exacerbado além da sua eficiência.

A ciclicidade, baseada na mudança do nível de base geral dos rios, advindos com o soerguimento da crosta, evoca as condições de retomada de erosão sem se preocupar com as condições climáticas. O resultado são superfícies em altitudes escalonadas, das quais as mais baixas são tidas como as mais recentes, sem no entanto considerar, que o reafeiçoamento da erosão, pudesse atingir superfícies mais antigas, e aí construir superfícies jovens, embutidas na primeira.

Na pediplanação semi-árida, os modelos para explicar a gênese das lateritas ferruginosas são diversos. É certo que, para a precipitação do ferro e endurecimento do material que compõe a couraça, segundo esse modelo, é necessária uma mudança climática do úmido para o semi-árido ou do semi-árido para o úmido. A bibliografia consultada mostrou duas vias para a formação dos perfis lateríticos. A primeira, considera a formação do horizonte encouraçado como produto da ascensão capilar das soluções ferruginosas (Biro, 1960a), enquanto a segunda, considera a exportação do ferro, por "descensum", para o horizonte B do solo (Penteado, 1976).

A primeira via de interpretação é a mesma considerada por King e já discutida anteriormente.

A segunda via, expressa num primeiro momento a formação de um solo laterítico s.s. onde a alteração se processa com perdas das bases e da sílica. Mas, a presença de um horizonte lessivado em superfície, e um horizonte de concentração de ferro subjacente ao primeiro, transforma-se na evidência da translocação do ferro do topo para a base, responsável pelo segundo momento de evolução do perfil. A mudança do clima tropical com estações contrastadas para o semi-árido promove a decaptação do horizonte

A, e o endurecimento do subjacente. Com a mudança climática, os processos de erosão pluvial agem sobre os horizontes friáveis no sentido da desagregação, sendo pouco provável o endurecimento e manutenção do horizonte B.

Como visto em Boulet (1974), a mudança climática promoveria o desequilíbrio da cobertura pedológica. A formação do horizonte lessivado, decorrente do desequilíbrio, trunca indiferentemente os solos e as alterações (Millot, 1983), facilitando a erosão, inclusive no nível do horizonte B dos solos.

Alguns pressupostos do modelo de pediplanação semi-árida, convergem no entanto, para as idéias propostas por Millot (1983). Ambos têm como referencial para a pediplanação, a mudança de climas mais úmidos para climas mais secos, embora no primeiro, a pediplanação possa também ocorrer sobre rocha dura.

No primeiro modelo, não é levado em conta se houve ou não desequilíbrio da cobertura inicial quando a pediplanação se dá sobre um solo. No segundo, o desequilíbrio da cobertura é considerado e é tido como propício à ação dos processos de pedimentação. Dessa forma, esse modo de interpretação, acrescenta um dado a mais na interpretação da evolução dos relevos. Nesse contexto, a evolução da lateritização não pode ser entendida como contemporânea à formação da superfície, como acreditava Davis, ou posterior a ela, segundo King ou o modelo de pediplanação semi-árida; ela pode ser interpretada como agente do próprio desenvolvimento dos relevos.

O estudo das coberturas pedológicas e da relação entre a distribuição dessas coberturas nas diferentes unidades de relevos, no médio vale do Rio Paramirim, terão como parâmetros de interpretação as discussões aqui apresentadas.

CAPÍTULO II

II- LOCALIZAÇÃO E QUADRO NATURAL DA ZONA DE ESTUDO

A zona de estudo está localizada na parte centro-norte do estado da Bahia e corresponde ao curso médio do rio Paramirim (Fig.1).

Seus limites são:

- ao norte, a rodovia BR-242;
- ao sul, os riachos Carrapato, Mulungu e Panasco;
- a leste, a Chapada da Diamantina Ocidental;
- a oeste, a Serra do Espinhaço Setentrional.

O rio Paramirim, que faz parte da bacia hidrográfica do São Francisco, é um dos seus afluentes da margem direita. Seu curso médio situa-se numa região topograficamente deprimida entre a Serra do Espinhaço Setentrional e a Chapada da Diamantina Ocidental. Esse vale pertence ao domínio geomorfológico Pediplano Sertanejo e é considerado como uma superfície de erosão (Mauro et al, 1982), que na zona de estudo, foi entalhada em rochas do Bloco Paramirim.

II-1- DISTRIBUIÇÃO DAS ROCHAS

A zona de estudo é marcada pela presença de granito e migmatitos indiferenciados do embasamento arqueano que, localmente, possui intrusões de rochas máficas (gabros, piroxenitos, anfibolitos e peridotitos) e de uma cobertura pedimentar - Terciário e Quaternário Detrítico -, segundo Inda e Barbosa (1978). Os sistemas de falhas e fraturas foram preenchidos por quartzo de origem hidrotermal. Numa orientação geral SE-NW, alinham-se blocos de quartzitos sobre a superfície (Fig.2).

Shobbenhaus (1970) distingue para o embasamento arqueano, na área de interesse, as rochas: migmatitos homogêneos e heterogêneos (gnaisse de composição granítica, granodiorítica, sienítica, quartzo-monzonítica, quartzo-diorítica, anfibolítica

e piroxenítica) com diferenciações graníticas e granodioríticas locais (Fig. 2). Essas rochas afloram na parte central do vale do rio Paramirim e nos eixos de drenagem bem encaixados, perto da cidade de Ibitiara. A orientação geral desse conjunto é SE-NE na parte central e N-S nos eixos das drenagens. Em um compartimento orientado NW-SE, ao sul da localidade de Mocambo, até a cidade de Ibiajara, afloram rochas catacláticas, migmatitos, granitos cataclásticos e filonitos (xistos quartzosos e sericíticos) todas de idade arqueana.

Gomes (1980) e Pereira (1980), subdividiram a unidade migmatítica em metatexitos tonalíticos a granodioritos, estromáticos (gnaises bandados) e em metatexitos estromáticos, flebíticos e dobrados. Os primeiros, leuco a mesocráticos, com freqüentes intercalações de anfibolitos paleossomáticos e raros domínios diatexiticos, distribuem-se, predominantemente, no corredor entre o pé da Serra do Espinhaço e das Serras do Carrapato e Atalho, desde o Corrego das Crioulas, a norte, até as proximidades da cidade de Macaúbas, a sul. Os outros têm leucossoma leucocrático (granítico, aplítico e pegmatítico) intercalado a paleossoma mesocrático, raros domínios anfibolíticos, corpos diatexiticos, granodioríticos e, no limite mapeado por esses autores, são encontrados a leste das Serra do Atalho e Carrapato.

Englobando a cidade de Boquira, numa zona alongada em sentido SW-NE, estão presentes plutonitos félsicos de composição granítica a quartzo-monzonítica de idade Proterozo- -arqueana (Gomes, 1980 e Pereira, 1980).

Ladeando as Serras do Espinhaço e do Carrapato e espalhadas em morrotes alinhados, esses mesmos autores, cartografaram uma unidade representada por rochas da suíte de "greenstones belts", cujas litologias são: itabiritos, quartzo- micaxistos, anfibolitos, quartzitos finos e puros, mármore, epidozitos, talco-xistos e calcossilicatadas e gnaisses subordinados.

A cobertura pedimentar, (Shobbenhaus, 1970), é composta de depósitos residuais de superfície de erosão e contém seixos, areias, clásticos finos, crostas ferruginosas e manganésíferas e, encontra-se na área estudada, no vão formado pela Serra do Carrapato. Caldeira et al (1982), cartografaram extensões maiores, dessa cobertura, a norte (Fig. 2).

Ao sul da Serra da Mangabeira, Shobbenhaus (1970) identificou rochas efusivas ácidas e intermediárias do Pré-cambriano médio, pertencentes ao grupo Chapada Diamantina; são os riolitos dacitos e traquitos. Essas rochas têm orientação SE-NW e, localmente, foram metamorfozadas e transformadas em xistos e quartzitos sericíticos, metatufitos e filonitos. Em algumas zonas, essas rochas estão intercaladas com meta-sedimentos finos a médios, brechas vulcânicas e aglomerados vulcanoclásticos. Nessa unidade estão presentes igualmente, quartzitos e xistos com alumino-silicatos.

Marca o limite da zona de estudo dois grupos geológicos: Santo Onofre e Chapada Diamantina, localizados, respectivamente, na parte Ocidental e Oriental da área de pesquisa. As duas sequências são constituídas de metassedimentos do Pré-cambriano.

O grupo Chapada Diamantina tem uma sucessão de quartzitos conglomerados, filitos, calcários cristalinos e arenitos pouco metamorfozados.

O grupo Santo Onofre é constituído de quartzito; quartzitos muscovíticos; xistos quartzosos, muscovíticos, sericíticos e cloríticos; arenitos argilosos; filitos; níveis de quartzitos ferruginosos e filitos grafitosos e ferruginosos.

Apesar da diversidade litológica, no espaço estudado, a mineralogia é relativamente homogênea, tratando-se principalmente de quartzo, plagioclásios, feldspatos, biotita, epidotos, muscovita e, localmente, anfíbolios. Destaca-se, no entanto, uma diferenciação relacionada ao caráter leuco ou

mesocrático, que dão, relativamente, às rochas, características mais ou menos ácidas. É possível acompanhar, no limite da área estudada, uma certa concentração de litologias mesocráticas na margem esquerda do Rio Paramirim. Enquanto, na margem direita, predominam litologias leucocráticas e mais recortadas por veios de quartzo.

II-2- RELEVO

A área encontrada entre o vão interplanáltico da Serra do Espinhaço Setentrional e a Chapada Diamantina Ocidental contém dois níveis topográficos, que foram identificados por Mauro et al (1982) como sendo duas superfícies de erosão, postadas a 600 e a 500m de altitude, de idades Pliocênica e Pleistocênica Superior, respectivamente, que na figura 3, estão genericamente representadas pelo Pediplano Sertanejo.

A superfície a 500m, de grande extensão no nordeste brasileiro, foi denominada Pediplano Sertanejo por Ab'Sáber (1969, 1972). A superfície a 600m foi reconhecida por Barbosa et al (1975) (apud Mauro et al 1982) como os patamares que bordejam as grandes estruturas dobradas e por Nunes et al (1981) como correspondente aos topos dos patamares do Médio Rio de Contas. Pela forma, distribuição espacial e altitude, esses dois níveis erosivos podem ser considerados como fazendo parte da Superfície Velhas (King, 1956).

Ao modelado de aplainamento estão associadas formas de interflúvios tabulares e/ou convexos, com base côncava em continuidade com o fundo do vale, que tomam o aspecto de nichos de dissolução; planos levemente inclinados (0 a 2%) e glacis. Não há uma ruptura nítida entre o fundo do vale e a concavidade da encosta. A ruptura é nítida na passagem da concavidade para a convexidade da encosta. Essa ruptura é sublinhada pelo aparecimento, ora de concreções ferruginosas, ora por lajes silicosas. Na margem direita do Rio Paramirim são frequentes os

inselbergues, enquanto na margem esquerda, dominam pequenas serras residuais.

No fundo dos vales e sobre os topos dos relevos encontram -se, frequentemente, zonas deprimidas e lagoas.

II-3- CLIMA, VEGETAÇÃO E ASPECTOS ATUAIS DA EROSÃO E DA DRENAGEM.

O clima regional é sub-úmido a semi-árido com mesoclimas forte, médio e fraco, com precipitações entre 500 e 1200mm anuais e temperaturas médias anuais de 19 a 24°C. A deficiência hídrica dos solos é de 100 a 500mm em um período que varia de 5 a 9 meses (Pereira e Freitas, 1982).

A figura 4-a mostra que a pluviosidade média anual, em um período de 52 anos, para a localidade de Paramirim, imediatamente ao sul da área de estudo, é de aproximadamente 700mm, e que, em apenas 7 anos a pluviosidade atingiu e/ou ultrapassou os 1000mm anuais. Segundo Pereira e Freitas (1982), apenas no período de novembro a março registram-se chuvas superiores a 60mm, havendo anos que, mesmo nesses meses, a pluviosidade não ultrapassa esse limite. Nos anos mais chuvosos, o índice acima de 180mm não é muito registrado, ocorrendo em novembro, dezembro e janeiro.

A figura 4-b mostra, para a mesma localidade, um período de deficiência hídrica de 6 meses (maio a outubro) perfazendo um total de 404mm de deficiência. O período de novembro e dezembro é de reposição de água no solo, sem ultrapassar o limite da capacidade máxima do armazenamento.

Ao clima está ligada a vegetação predominante de Caatinga (Estepe). Assim, na zona de estudo, estão representadas a Caatinga Arborea Aberta e Densa, a Caatinga Parque e os contatos Caatinga-Floresta Estacional e Savana-Caatinga-Floresta

Estacional. As caatingas estão situadas no vão interplanáltico, enquanto sobre as duas vertentes das serras, encontram-se os contatos de vegetação (Silva et al, 1982).

A concentração das chuvas durante um só período e o carácter decíduo da vegetação não favorecem a erosão em lençol. Os materiais superficiais do solo, especialmente nas proximidades, a sul da serra do Itapicuru, sofrem pequenos deslocamentos, e se depositam, acompanhando os obstáculos, nos locais onde a vegetação é mais aberta. Poucas e finas são as crostas superficiais observadas nos solos -indício de que a erosão superficial é praticamente nula.

Os rios são intermitentes e, em alguns lugares os sistemas de drenagem estão em curso de organização: pode-se observar algumas lagoas que se abrem para constituir as cabeceiras de drenagem. Outras lagoas são observadas em depressões fechadas ou abertas, as quais ocupam posição de topo de interflúvios ou constituem alargamentos anômalos dos vales. O padrão da drenagem é paralelo, com modificações em padrão dendrítico, onde os rios tomam traçados sinuosos, delimitando interflúvios convexos com concavidades na base.

CAPÍTULO III

III- METODOLOGIA DE PESQUISA

Os objetivos expressos na introdução encerram dois níveis de estudo: o do comportamento dos solos lateríticos frente às condições pedobioclimáticas atuais e a cartografia da distribuição espacial desses solos, nas diferentes feições de relevo. Para atingir esses objetivos a metodologia de trabalho foi desenvolvida, de tal maneira, que possibilitasse a compatibilização de diferentes escalas de trabalho: desde o nível microscópico de caracterização das organizações pedológicas, até o nível da cartografia das unidades pedo-morfológicas.

O estudo do comportamento dos solos realizou-se na escala da topossequência; porém, foram também estudados perfis isolados. Os procedimentos aí envolvidos foram embasados em descrições morfológicas das organizações laterais e verticais dos solos, em campo e em laboratório. Paralelamente, realizou-se análises mineralógicas aos Raios X (DRX) e análises químicas por fluorescência de raios X (FRX) e por absorção atômica (AAS). Micro-análises, química e morfológica, foram processadas, respectivamente, ao analisador de dispersão de energia multi-canal e ao microscópio eletrônico.

O mapa, denominado pedo-morfológico, e, realizado à escala de 1:100.000, teve como base, levantamentos de campo, interpretação de imagens de satélite, fotografias aéreas, mapas geológicos e topográficos e os dados obtidos com o estudo das organizações pedológicas, em perfis e em topossequências.

A inclusão dos resultados interpretativos sobre o comportamento dos solos no mapeamento, dinamizou a informação e permitiu a sua subdivisão em duas ordens de grandeza: unidades e sub-unidades. Se por um lado, a inclusão dos resultados interpretativos propiciou mudanças de ordem estrutural, por outro,

possibilitaram estabelecer uma ponte entre as duas escalas de trabalho - microscópica e do mapeamento - podendo indentificar-se a relação entre distribuição dos solos e das diferentes morfologias dos relevos.

Por questões operacionais, a escala de apresentação do mapa é de 1:250.000.

III-1- LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Dois procedimentos foram utilizados sobre o terreno: um detalhado, sobre áreas testes, e outro, geral, para interpretação da paisagem.

O procedimento detalhado compreendeu dois aspectos e atingiu dois objetivos diferentes. De uma parte, forneceu a verdade de terreno para os levantamentos de superfície utilizados nos tratamentos das imagens numéricas; de outra, através do estudo morfológico dos solos em perfis verticais e em topossequências, forneceu os dados necessários à compreensão das diferentes organizações morfológicas dos solos.

Os levantamentos de superfície compreenderam:

- densidade de vegetação;
- dominância das espécies vegetais;
- desmatamento seletivo;
- utilização dos solos;
- existência ou ausência de uma camada de detritos vegetais sobre a superfície dos solos;
- tipo de rocha;
- textura e cor do material pedológico em superfície;
- forma do relevo.

As observações foram feitas sobre áreas do terreno que apareciam homogêneas sobre uma dada composição colorida.

Os solos foram estudados em trincheiras isoladas, trincheiras em topossequências, cortes isolados ou em topossequências nas margens das estradas, dos quais, foram coletadas amostras para posterior análises químicas e texturais e amostras indeformadas para posterior análises micro-morfológicas e micro-químicas. Os estudos em topossequências foram realizados de duas maneiras:

- em trincheiras no topo, meio e base da vertente;
- e tendo como base a análise bidimensional da cobertura pedológica (Boulet et al, 1982).

Com esses procedimentos pôde-se:

- identificar as transformações verticais das organizações pedológicas;
- identificar as diferenciações laterais das organizações pedológicas à escala da topossequência.

O procedimento geral teve como objetivo conhecer:

- a distribuição espacial dos solos, estudada de maneira detalhada;
- as relações entre solos, relevo e vegetação.

Para esta parte do trabalho não se limitou às observações de terreno. A interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite e a análise de cartas topográficas e geológicas forneceram os primeiros elementos para estabelecer os limites de **unidades cartográficas**.

III-2- OBTENÇÃO DE DADOS ANALÍTICOS DE LABORATÓRIO

Somente as amostras coletadas em topossequências foram analisadas em laboratório. Das quatro topossequências amostradas, nem todas foram analisadas segundo os mesmos métodos analíticos.

Numa fase inicial as mostras friáveis ou facilmente desagregadas à mão passaram por uma separação granulométrica, enquanto as

duras e também algumas friáveis, foram moídas. A separação granulométrica seguiu o Método da Pipeta de Robinson modificado (Camargo et al, 1986). As amostras moídas foram colocadas em dispersão e pipetadas, extraíndo-se a fração argila para análises aos RX ou, tiveram seu po diretamente analisado por esse mesmo método. As mostras indeformadas foram impregnadas com resina, para seu endurecimento, e depois laminadas para posterior análise.

III-2-1- ANÁLISES POR TOPOSEQUÊNCIA

III-2-1-1- TAMANDUÁ (TAM) E CASA DO VELHO (CV)

Para as topossequências TAM e CV os dados das análises químicas globais e a difratometria de raios X dos horizontes superficiais, que compõem o conjunto movei, foram obtidos em Marker et al (1986) e em Friedrich et al (1987).

Os autores acima utilizaram métodos analíticos diferentes para as amostras dos horizontes friáveis e para os horizontes endurecidos por oxi-hidróxido de ferro.

As amostras friáveis foram processadas em hidrociclone para separação da fração fina (<30µm) e analisadas química e mineralogicamente, respectivamente, por FRX e por DRX.

Das amostras endurecidas por ferro, separou-se o material detrítico do material cimentante, que os autores consideraram como plasma. Desse último, extraíu-se (extração SOXLETH) sua fase solúvel com HCl a 20% e a 110°C durante 24 horas, analisada quimicamente ao AAS. Esse tipo de extração dissolve o Fe, Al e Mn dos sesquióxidos e a fase caulínica. Os autores acima testaram o método de extração, realizando a análise química e mineralógica do resíduo e, verificaram que houve a dissolução total dos sesquióxidos e, que permaneceu um resíduo insolúvel de caulinita.

Ainda, para as topossequências TAM e CV, as amostras dos horizontes endurecidos (fração $<0,002\text{mm}$) foram analisadas ao DRX, passando pela seguinte preparação:

- moagem da fase endurecida e posterior pipetagem da fração $<0,002\text{mm}$;
- peneiramento da fase detrítica em malha de 2mm e posterior pipetagem da fração $<0,002\text{mm}$;
- desagregação manual, peneiramento em malha de 2mm e posterior pipetagem da fração $<0,002\text{mm}$, a depender da dureza do material.

Os nódulos tiveram seu córtex ou halo e o seu núcleo analisados em separado ao DRX.

II-2-1-2- VALE DO PARAMIRIM "A" (VPA) E VALE DO PARAMIRIM "B" (VPB)

Das amostras, após peneiramento em malha de 2mm, parte foram moídas e preparadas para as análises mineralógicas e químicas por DRX e FRX e parte passaram por uma separação granulométrica.

III-2-2- ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA, AO MICROSCÓPIO ÓPTICO E MICRO-ANÁLISES QUÍMICA E MORFOLÓGICA, AO EDS E AO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO

De todas as topossequências coletaram-se amostras indeformadas e orientadas, que foram preparadas e laminadas para exame ao microscópio óptico. As descrições seguiram indicações de Brewer (1964).

Das lâminas, escolheu-se aquelas que forneceram as melhores informações sobre os diferentes plasmas pedológicos e de alteração para proceder-se às micro-análises:

- análises químicas quantitativas ao analisador de dispersão de energia multi-canal (EDS "AN 10.000");
- análises químicas semi-quantitativas sobre esse mesmo analisador;

- análises morfológicas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV "Cambridge S 200" e "Jeol - JMS-T330A").

O resultado das micro-análises semi-quantitativas são expressas através de gráficos que mostram os picos referentes a cada elemento. Para se caracterizar a mineralogia, a partir dessas micro-análises, procedeu-se à análise desses gráficos fazendo-se, primeiro, uma comparação entre gráficos obtidos sobre amostras de características semelhantes. Essa comparação mostrou que os gráficos mantinham o mesmo padrão; dessa maneira, pode-se inferir visualmente, pela altura dos picos, a relação Si/Al e Al/Fe.

As análises, química global e mineralógica, objetivaram mostrar as variações percentuais dos elementos maiores e a variação da mineralogia segundo as diferenciações verticais e laterais da topossequência. A interpretação, em conjunto, da variação vertical e lateral, da química e da mineralogia, além de permitir a caracterização dos materiais pedológicos, ajudou a entender o significado das descontinuidades entre diferentes conjuntos de horizontes, o que trouxe subsídios para a compreensão das transformações dos plasmas.

As micro-análises embasaram as informações obtidas com os dados micro-morfológicos (microscopia óptica) e com as análises químicas e mineralógicas globais, o que permitiu fazer, com mais segurança, a identificação e mostrar a evolução e transformação dos pedo e altero-plasmas.

III-3- MAPEAMENTO

Um dos objetivos básicos do mapeamento é fornecer a síntese dos fatos estudados, colocando-os numa dimensão espacial. Essa dimensão espacial, permite, do ponto de vista da organização e distribuição dos fatos cartografados, fazer interpretações quanto a interrelações entre unidades cartográficas, o que constitui um avanço para reconhecer as sequências genéticas de evolução dos fatos mapeados.

Neste sentido, o mapa, além de cumprir o seu objetivo básico, forneceu algumas informações fundamentais dessa tese:

- as relações entre as unidades de mapeamento são as evidências para a interpretação, de que uma dada unidade morfológica de relevo, deriva de uma outra na qual a primeira está embutida;

- as interpretações, obtidas com os procedimentos de campo e de laboratório, que propiciaram a definição das unidades e sub-unidades de mapeamento, forneceram as evidências de que a cada morfologia de relevo, contida numa unidade de mapeamento, acompanha uma mudança de topossequência de solo.

III-3-1- O USO DE IMAGENS ORBITAIS, DO TM DO LANDSAT 5, NO MAPEAMENTO

O LANDSAT 5, é um dos satélites de uma série de outros lançados pelos Estados Unidos desde a década de 70, para monitorar os recursos naturais. Esse satélite foi lançado em março de 1984 e carrega a bordo os sensores MSS (Multispectral Scanner system) e o TM (Thematic Mapper) (Mais dados sobre o LANDSAT consultar Schowengerdt (1983)).

Na tabela 1 estão contidas as informações sobre os intervalos espectrais das bandas e as resoluções espaciais, tanto para o sensor MSS, quanto para o TM. Essa tabela mostra que o sensor TM possui melhor resolução espacial espectral e radiométrica do que o MSS, indicando, assim, que os dados gerados pelo TM avançam as possibilidades dos mapeamentos.

Thematic Mapper (TM)		Multiespectral Scanner (MSS)	
Banda	(um)	Banda	(um)
1	0,45-0,52	4	0,5-0,6
2	0,52-0,60	5	0,6-0,7
3	0,63-0,69	6	0,7-0,8
4	0,76-0,90	7	0,8-1,1
5	1,55-1,75		
6	10,45-12,50		
7	2,08-2,35		
Resolução 30m(bds.1-5;7)			80m
espacial 120m(bd. 6)			
Níveis de			
quantização 8 bits-256		6 bits-256 níveis	
níveis de		de cinza	
cinza			

TABELA-1- Especificações dos Sensores TM e MSS do LANDSAT

Dois tipos de documentos podem ser obtidos a partir dos dados do satélite: documentos fotográficos e documentos numéricos.

Os documentos fotográficos são constituídos de filmes a escalas variadas e podem reproduzir as 7 bandas espectrais. Para uma mesma cena, existem pois, 7 filmes diferentes correspondentes aos canais TM1, TM2, TM3, TM4, TM5, TM6 e TM7.

Os documentos numéricos são constituídos de bandas magnéticas com os valores radiométricos de cada píxel nos 7 canais. Cada uma compreende, pois, 256 quantidades de níveis de cinza e 231 x 105 píxels.

Enquanto documento fotográfico, a imagem pode ser reproduzida à escala pretendida pelas pesquisas. Dessa maneira ela pode representar uma cena completa, ou módulos desta cena. Isso possibilita a obtenção de informações de ordens de grandezas diferentes, desde níveis taxonômicos mais elevados aos menos elevados.

Enquanto documento digital, ela permite tratamentos numéricos, ampliando assim as suas possibilidades de informação. Os produtos tratados, podem ser reproduzidos e interpretados visualmente.

Além dessas duas grandes vantagens, o satélite orbital, permite a repetitividade da cena em intervalos regulares de 16 em 16 dias. Desse modo, são facilitados os estudos de séries multitemporais que possibilitam o controle da evolução temporal e espacial dos fenômenos estudados.

Apesar dessas vantagens, como o satélite detecta a energia eletromagnética (refletida ou emitida) do objeto, na superfície, no momento da observação, problemas podem surgir quando da locação dos limites das unidades de mapeamento: corre-se o risco de englobar, numa mesma unidade, fatos diferentes em profundidade e iguais em superfície ou, de subdividir unidades

de mesma característica mas de diferentes respostas espectrais em superfície.

Nesse sentido é que mapeamentos temáticos, usando-se imagens de satélite, devem ser desenvolvidos com ajuda de campo, e, quando possível, de outros documentos cartográficos.

Diante das vantagens oferecidas pelas imagens orbitais, optou-se pelo seu uso para desenvolver esse mapeamento. O mapa anexo adotou a sistemática, contida no **ANEXO I**, para se chegar às unidades de foto-interpretação.

O médio vale do rio Paramirim é uma região cuja paisagem encerra características especiais para a discriminação de unidades de foto-interpretação por imagens de satélite. Se por um lado, algumas características servem à discriminação imediata dessas unidades superficiais, ao contrário, outras características, dificultam essa discriminação (Tab. 2). Assim, as características favoráveis mostradas na tabela 2, indicam que os grandes conjuntos da paisagem são facilmente mapeáveis, mas, a delimitação de taxons de ordem de grandeza menor é dificultada.

Em função dessas características, não se privilegiou unicamente o uso das imagens. Procurou-se conjugar toda a informação advinda do seu tratamento numérico, com as informações obtidas com os procedimentos de campo e de laboratório - descritos anteriormente - com os dados dos mapas geológicos e topográficos, que cobrem a área de estudo, e com os resultados obtidos com a foto-interpretação sobre fotografias aéreas.

III-3-2- FOTO-INTERPRETAÇÃO SOBRE FOTOGRAFIAS AÉREAS

Foi necessário ao mapeamento, o uso da fotografia aérea, para fornecer dados quanto à drenagem e à forma dos vales. Essas informações foram necessárias para a melhor definição das unidades pedo-morfológicas e para estabelecer mais fielmente os

seus limites. Os tratamentos efetuados sobre as imagens não ressaltaram esses aspectos.

Facilitam a discriminação de unidades de foto-interpretação

dissimetria do vale

 distribuição paralela dos grandes traços do relevo em relação
 as serras adjacentes

 localização dos campos de cultivos em fundos de vales e
 sobre solos férteis

Dificultam a discriminação de unidades de foto-interpretação

caráter decíduo da vegetação

 baixos declives

 horizonte superficial dos solos com textura semelhante

 homogeneidade das rochas

**Tabela 2- Características gerais da paisagem do médio vale do
 Rio Paramirim que facilitam ou não a discriminação das unidades
 de foto-interpretação.**

Dessa forma, utilizou-se de fotografias aéreas, pancromáticas, à escala de 1:60.000 da Cruzeiro do Sul, tomadas em setembro de 1968.

Sobre as fotografias, foi possível mapear com precisão todos os vales. Como os rios estavam secos na data da tomada das fotos e a escala não permitiu a visualização dos talwegues, não foi possível mapeá-los. No entanto, pela análise do arranjo espacial dos vales, foi possível fazer interpretações quanto aos padrões de drenagem.

O resultado do mapeamento forneceu:

- unidade de padrão paralelo;
- unidade de padrão paralelo modificado;
- unidade de padrão dendrítico.

III-3-3- USO DOS DOCUMENTOS GEOLÓGICOS E TOPOGRÁFICOS NO MAPEAMENTO

O uso desses documentos, objetivou:

- verificar a distribuição dos tipos litológicos, no vale do Rio Paramirim, em relação à topografia;
- plotar a rede de drenagem;
- ajudar na obtenção dos limites das unidades pedo-morfológicas.

Os materiais disponíveis para a compilação e sobreposição foram:

- folhas topográficas a 1:100.000, CONSELHO NACIONAL DE GEOGRAFIA, 1967;
- mapa geológico a 1:250.000, Caldeira et al, publicado a 1:1.000.000, 1982;
- mapa geológico a 1:250.000, Shobbenhaus, 1970;
- mapa geológico a 1:50.000, Pereira, 1980.

Na construção do mapa, nomeado de lito-topográfico, a escala adotada foi a de 1:100.000. Feita a compatibilização das escalas, a sobreposição e compilação dos dados, observou-se que:

- a topografia contribuiu na marcação dos limites de unidades pedo-morfológicas.
- alguns contornos litológicos acompanham o traçado das curvas de nível que definiram limites de unidades;
- algumas litologias posicionam-se acima de dadas cotas;
- algumas litologias distribuem-se sobre mais de um nível topográfico;
- apesar da heterogeneidade da litologia (no nível de detalhamento dos documentos utilizados), ela pouco contribuiu na diferenciação de unidades de mapeamento, embora alguns contornos geológicos compatibilizem com unidades pedo-morfológicas.

III-3-4- UNIDADES CARTOGRAFICAS

O resultado da interação de todas as unidades de foto- interpretação, obtidas com os mapeamentos parciais, juntamente com os dados detalhados de campo e de laboratório, deram origem às unidades cartográficas. Uma unidade cartográfica foi considerada como uma área "homogênea" do ponto de vista de um tema específico.

Com esses dados chegou-se a seis unidades cartográficas:

- cobertura laterítica pouco transformada;
- cobertura laterítica com transformação avançada;
- solos silicificados;
- planossolos;
- solos com pouca diferenciação vertical e lateral;
- acumulações detríticas.

SEGUNDA PARTE

**ESTUDO DAS COBERTURAS PEDOLÓGICAS NO MÉDIO VALE DO RIO PARAMIRIM
E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS UNIDADES PEDO-MORFOLÓGICAS**

GENERALIDADES

Essa parte trata do estudo morfológico, químico e mineralógico das topossequências; tece comentários interpretativos e descreve os sistemas de transformação pedológica.

Adota-se nesse trabalho uma terminologia que acompanha, em parte, aquela definida por Chatelin e Martin (1972):

Conjunto: corresponde a uma camada pedológica, que pode ser subdividida em horizontes, sendo considerado como tal quando possui uma ou mais características que mantêm a unidade entre os diversos horizontes a ele pertencentes.

O **conjunto** é móvel quando apresenta características de friabilidade, isto é, os indivíduos visíveis macroscopicamente, que participam do conjunto, são soltos, sem coesão ou cimentação.

O **conjunto** foi denominado de **endurecido** quando os indivíduos apresentam coesão ou cimentação que lhe dão características de dureza e, que para a sua fragmentação necessitam de uma forte pressão com as mãos ou se quebram com a ajuda do martelo; quando apresentando um horizonte endurecido contínuo, foi chamado de couraça ferruginosa ou silcrete, se pertinente.

Horizonte: trata-se de uma camada pedológica de características mais ou menos homogêneas a nível macroscópico.

Volume: é uma unidade tridimensional que se diferencia do fundo no qual ele está inserido. Pode ir de milimétrico a centimétrico.

Nódulos: são consideradas, indiscriminadamente, as unidades tridimensionais sem e com diferenciação interna (núcleo e córtex).

Argilificação: refere-se ao ganho do perfil em plasmas ricos em argila mineralógica.

Silicificação: refere-se ao ganho do perfil em plasmas ricos em sílica secundária.

CAPÍTULO IV

IV- COBERTURA LATERÍTICA

A cobertura laterítica foi estudada sobre cortes de estradas e, em trincheiras que formam topossequências. Foram também estudados perfis de solos lateríticos em trincheiras isoladas. O estudo de campo mostrou que em função do perfil das encostas, a variação lateral dessa cobertura pode ser mais, ou menos acentuada. Assim, a descrição abaixo, apresenta duas topossequências que mostram respectivamente variação lateral pequena e acentuada.

IV-1- TOPOSSEQUÊNCIA TAMANDUÁ

A topossequência situa-se a sudeste do vale do Rio Paramirim, na margem da estrada que liga as localidades de Mocambo e Ibipitanga, distando, aproximadamente, 15Km da primeira localidade.

O relevo local é constituído por lombadas de vertentes convexas. A figura 5A representa a vertente onde se localiza a topossequência. É uma vertente convexa com uma pequena concavidade na base, sobre a qual foram escavadas 2 trincheiras (perfis 2 e 3) e realizada uma sondagem no topo (perfil 1). Para jusante, descreveram-se dois perfis, aproveitando-se um sulco de erosão localizado a partir da baixa vertente. A ausência de tradagens intermediárias entre os pontos de prospecção não permitiu o estabelecimento, com precisão dos limites laterais dos diferentes horizontes pedológicos.

IV-1-1- DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA**IV-1-1-1- PERFIL 1**

Do topo para a base observou-se (Fig. 5A e 6):

conjunto móvel

0-250 cm: bruno-avermelhado escuro (5YR), arenoso. Para a base do conjunto foram observados nódulos ferruginosos endurecidos.

Conjunto ferruginoso endurecido

250-475 cm: , que apresenta nódulos e fragmentos arredondados, ambos ferruginosos e, seixos de quartzo e quartzito de diâmetros variados;

Conjunto de alteração

>475cm do migmatito de composição granodiorítica;

IV-1-1-2- PERFIL 2

Do topo para a base descreveu-se:

Conjunto móvel

0-200 cm: **Horizonte bruno-avermelhado escuro** (5YR), areno argiloso, estrutura maciça, pouco coerente, porosidade intergranular forte. Estão presentes, esparsos, no horizonte, nódulos e concreções ferruginosas de 3 a 5 mm. Os nódulos maiores são bruno-avermelhados e os menores são brunos. As concreções apresentam ao redor do núcleo bruno-avermelhado um córtex bruno, compacto, de espessura de 0,5mm.

Conjunto ferruginoso endurecido (couraça)

200-228 cm: Transição progressiva por aumento dos nódulos.

Horizonte nodular com fração fina pouco abundante, mais arenosa do que acima, mas permanecendo areno-argilosa; poroso. A coesão do horizonte é muito fraca e os nódulos são soltos. Os nódulos são maiores (0,3 a 2 cm) e de forma arredondada ou mamelonar. Eles podem ser vermelhos homogêneos ou bifásicos, vermelhos e bruno-amarelados e nitidamente complexos com justaposição de volumes vermelhos, bruno-amarelados ou brunos. Eles apresentam geralmente un córtex fino, compacto, bruno.

228-273 cm: **Horizonte com blocos bruno-avermelhados.** Limite abrupto, colunar sobre 5 a 10 cm, com festões superiores arredondados e festões inferiores em forma de cunha (limite colunar)(Fig. 5A). Esse horizonte é constituído de blocos duros difíceis de quebrar com a mão, em forma de prismas alongados verticalmente de 5 X 10 cm, e com alguns que atingem 20 cm. Esses blocos são bruno-avermelhados (5YR) com uma periferia de cor nitidamente diferente, amarela clara ou bruna clara, espessa de 1 a 5 mm. O contraste é forte e a transição é rápida com a fase bruno-avermelhada do interior do bloco. Essa mesma periferia apresenta uma gradação de cor, do ocre claro ao bege em direção ao exterior. Esse tipo de diferenciação periférica será denominado de halo. O interior dos blocos bruno-avermelhados endurecidos apresentam domínios esbranquiçados, igualmente endurecidos, centimétricos ou menores, de cor ocre clara e, nódulos ferruginosos, milimétricos a centimétricos, análogos àqueles do horizonte sobre-jacente. A fase bruno-avermelhada apresenta uma porosidade tubular ou alveolar fracamente desenvolvida. Esses blocos constituem a fase dominante do horizonte, mas, eles estão incluídos em um material bruno-avermelhado, mais claro, pouco coerente, areno-argiloso, poroso.

273-323 cm: **Horizonte de cor amarelada.** Transição progressiva. O material que compõe o horizonte é semelhante ao bruno-avermelhado, do horizonte sobrejacente que torna-se mais contínuo, maciço, duro, com porosidade tubular fraca e é percorrido por finas fendas, sobretudo verticais. Generaliza progressivamente, do topo em direção à base do horizonte, uma fase amarelada como aquela observada no halo, descrito acima. Es Essa fase chega a constituir domínios que iso interior, volumes da fase bruno-avermelhada. Em direção a base os volumes esbranquiçados, endurecidos aumentam em tamanho e número.

323-380 cm: **Horizonte de cor esbranquiçada.** A fase esbranquiçada endurecida aumenta até invadir o horizonte, isolando volumes centimétricos de material bruno-avermelhado, do material amarelado, assim como nódulos ferruginosos milimétricos a centimétricos. Essa fase esbranquiçada é menos dura e mais porosa que a fase bruno-avermelhada. Em todos os horizontes sobre-jacentes observa-se seixos de quartzo, milimétricos a centimétricos, arredondados e com vértices arredondados, dispersos e pouco abundantes. Na base desse horizonte esses seixos aumentam.

Conjunto de alteração

380-398 cm: **Horizonte com cascalho.** Contraste forte e transição abrupta marcam a passagem do horizonte superior para esse. Os volumes bruno-avermelhados e amarelados e os nódulos desaparecem. Os seixos de quartzo aumentam consideravelmente, constituindo mais da metade do horizonte. A fração fina é nitidamente mais clara do que aquela que denominamos fase esbranquiçada. Essa é argilosa e contém minerais alteráveis muito abundantes, principalmente feldspatos mais ou menos alterados. Ela apresenta manchas ocres, esverdeadas e pretas. A porosidade visível é fraca, a coesão é média.

380 cm+: **Horizonte de alteração de migmatito** de composição granodiorítica. A argila de alteração é branca com manchas ocre, vermelhas, esverdeadas e pretas. A estrutura é maciça e a porosidade é fraca. Os seixos desaparecem. Existem volumes com estrutura petrográfica conservada.

SÍNTESE

Esse solo, parece, inicialmente muito complexo. Ele apresenta na sua parte superior um conjunto móvel avermelhado, que comporta alguns nódulos ferruginosos. Na base desse conjunto existe um horizonte nodular que contém nódulos complexos, que evocam mais, relíquias de uma couraça do que nódulos formados no fundo matricial adjacente. Esse fundo matricial é homogêneo e não apresenta nenhum traço de ferruginização.

Mais abaixo aparece um conjunto de horizontes caracterizados pela presença de três fases principais:

- 1- uma fase bruno-avermelhada, muito endurecida, homogênea, onde o endurecimento parece ser muito forte para ser devido a ligeira ferruginização observada. De outra maneira, quando se observa um endurecimento pelo ferro, ele se acompanha, geralmente, por uma diferenciação ferruginosa que cria uma heterogeneidade de cor;
- 2- uma fase amarelada, também endurecida, homogênea.
- 3- uma fase esbranquiçada, igualmente endurecida, mas menos que a fase bruno-avermelhada.

Quanto ao exposto pergunta-se: qual é o agente desse endurecimento. A hipótese mais plausível é que se trata de uma silicificação, o que se verificará em seguida. Essas três fases contém igualmente nódulos ferruginosos pouco abundantes.

Um nível rico em seixos separa os conjuntos sobre-jacentes de um material de alteração argiloso, rico em minerais primários alteráveis.

Observa-se pois dois grandes tipos de diferenciações, uma ferruginosa, manifestada pelos nódulos ferruginosos e uma outra, onde se pressente que ela corresponde a uma silicificação.

Em nenhum lugar as organizações ferruginosas são contínuas. Elas aparecem sempre como sem relação com o fundo matricial adjacente. Por isso, é-se levado a considerar, que elas, podem ser relíquias de uma diferenciação ferruginosa passada, provavelmente uma couraça.

Por outro lado, a silicificação atinge um fundo matricial simples, que poderia ser aquele de um horizonte bruno-avermelhado comum, o qual ela endurece. Essa silicificação aumenta do topo para a base no segundo conjunto com, provavelmente, uma deferruginização da fase bruno-avermelhada, ela própria já provavelmente, ligeiramente silicificada e, que passa à fase esbranquiçada.

Pode-se já pressentir uma certa cronologia na evolução desse perfil, inicialmente, formação de uma cobertura encouraçada, depois, destruição parcial desta e, enfim, uma silicificação provável, a qual não se pode pensar que não seja atual.

VARIAÇÃO LATERAL DO PERFIL 2 PARA 3

- Conjunto móvel:

- * variação de croma do fundo do **conjunto móvel**, que passa de 5YR para 7,5YR;

- Conjunto ferruginoso endurecido (couraça):

- * o material bruno-avermelhado e o amarelado, endurecido, para jusante, tende a desaparecer, sucede-lhe uma fase ferruginosa, contínua, muito dura, composta de nódulos, bandas ferruginosas e restos de material bruno-avermelhado endurecido.

- Conjunto de alteração

- * sem variação lateral.

IV-1-1-3- PERFIL 3

Conjunto móvel

0-140 cm: **Horizonte vermelho-amarelo** (7,5YR), areno-argiloso, estrutura maciça, pouco coerente. Porosidade intergranular forte. Esparsos no material fino estão presentes nódulos e concreções de 2 a 5mm. Os nódulos são de cor vermelha escura. As concreções têm núcleo vermelho escuro e córtex vermelho-brunado.

Conjunto ferruginoso endurecido (couraça)

140-165 cm: Transição progressiva por aumento da quantidade de nódulos. **Horizonte nodular** com fração fina de cor vermelho-amarelada, um pouco mais arenosa que acima, mas, ainda areno-argilosa; porosa. Essa fração fina, pouco abundante e de coesão fraca embala os nódulos que estão soltos no seu interior. Os nódulos são semelhantes aos encontrados no horizonte nodular do perfil 2.

165-205 cm: Horizonte nodular em fundo fracamente endurecido.

Horizonte nodular em fundo fracamente endurecido. Limite abrupto, colunar, cujos festões atingem de 5 a 10cm. Esse limite assemelha-se ao do horizonte a 228-275cm, do perfil 2 (figura 5A). Horizonte constituído por duas fases. Uma fase é ferruginosa, endurecida, descontínua, composta por nódulos e a outra é fracamente endurecida, composta por um material fino, bruno-avermelhado claro, areno-argiloso, poroso. As duas fases se interpenetram e apresentam um arranjo complexo. Os nódulos têm diâmetro médio de 4cm e forma arredondada, mamelonar ou alongada horizontalmente. Esses nódulos podem ser vermelhos homogêneos ou bifásicos, vermelhos e bruno-amarelados, ou complexos com justaposição de volumes vermelhos, bruno-amarelados ou brunos sem ou com córtex fino, compacto, bruno. Na periferia desses nódulos ora pode-se observar aquela diferenciação periférica que foi denominada de halo. Esse halo é interpenetrado por um material fino. O resultado é a formação de um limite abrupto, interdigitado, de tal maneira que o material fino resta-se como ilhas dentro do halo. As vezes, o material desses halos se generaliza e constitui volumes distribuídos de maneira complexa, dentro do material fino bruno-avermelhado claro.

205-293 cm: Couraça ferruginosa. Transição progressiva por diminuição do material fino e por aumento da fase ferruginosa, endurecida. Nesse horizonte essa fase ferruginosa é composta por:

- 1- Nódulos ferruginosos arredondados, mamelonares e alongados, muito duros. Os nódulos arredondados e mamelonares são homogêneos ou bifásicos, vermelhos, brunos, vermelho-amarelados e bruno-amarelados com córtex bruno de diâmetro médio de 2,5cm. Os nódulos alongados, horizontalmente, podem ser achatados ou não. Os nódulos arredondados são de cor bruna, homogêneos ou de cores bruna e bruno-amarelada, bifásicos, maciços e de tamanho médio de 2cm e espessura média de 0,5cm. Os nódulos alongados são compostos por um aglomerado de nódulos, firmemente ligados uns aos outros. Os nódulos que os compõem são vermelhos, homogêneos ou vermelhos e bruno-amarelados, bifásicos ou ainda brunos, homogêneos de tamanho aproximado de 4cm.
- 2- Material bruno-avermelhado (5YR), endurecido, que forma volumes arredondados que apresentam uma diferenciação periférica, amarela clara ou bruna clara. Esse material é semelhante ao descrito no horizonte a 228-273cm do perfil 2.

Essa fase ferruginosa é muito dura, quebrando-se somente com o martelo. Ela constitui uma fase contínua, cujos componentes são firmemente ligados entre si por fases ferruginosas, maciças de cor bruna e espessura média de 0,5cm. Essa fase contínua distribui de maneira sub-horizontalizada, anastomosada. Ela é interpenetrada pelo material fino bruno-avermelhado claro, areno-argiloso (já descrito no horizonte sobre-jacente).

A figura 5B mostra a diferenciação dentro da fase ferruginosa. A fase ferruginosa maciça de cor bruna faz contato com o material bruno-avermelhado e com os nódulos. Com o material bruno-avermelhado endurecido, o limite é abrupto. Com o nódulo a transição é gradual por perda da cor bruna; desse modo, essa fase ferruginosa maciça de cor bruna, parece constituir um córtex para o nódulo. O material bruno-avermelhado endurecido tem contato abrupto com os nódulos e ocupa as reentrâncias da sua superfície (Fig.5B).

Na periferia dessa fase ferruginosa contínua é possível verificar a diferenciação periférica em forma de halo. No seu interior, atravessando tanto os nódulos como o material bruno-avermelhado, identificam-se os domínios esbranquiçados endurecidos, igualmente encontrados no perfil 2, e domínios amarelados (Fig. 5B) de mesmo aspecto que o material do halo.

O material fino, bruno-avermelhado claro, muito restrito, acompanha a distribuição sub-horizontalizada da fase ferruginosa e pode conter no seu interior relíquias dessa última.

293-421 cm: **Horizonte de cor esbranquiçada.** Transição progressiva por desaparecimento do material fino bruno-avermelhado claro, e do material bruno-avermelhado endurecido e pela generalização da fase esbranquiçada endurecida. Ela isola nódulos ferruginosos milimétricos a centimétricos. Como no perfil 2, nesse nível, os seixos de quartzo aumentam em quantidade.

Conjunto de alteração

421-456 cm: **Horizonte com cascalho.** Contraste forte, transição abrupta. Os nódulos desaparecem e, como no perfil 2, os seixos aumentam chegando a constituir mais da metade do horizonte. A fração fina é esbranquiçada, clara, manchada em cores ocre, esverdeada e preta; argilosa e contém minerais alteráveis, principalmente feldspatos mais ou menos alterados. A porosidade visível é fraca, a coesão é média. A fração fina é também semelhante à do perfil 2 (380-398cm).

456-511 cm+: **Horizonte de alteração de migmatito** de composição granodiorítica. A alteração é argilosa. A cor dessa argila é branca porém manchada nas cores ocre, vermelha, esverdeada e preta. O horizonte é maciça de porosidade fraca. Os seixos desaparecem. Existem volumes com estrutura petrográfica conservada. Essa alteração é semelhante a do perfil 2.

SÍNTESE

O perfil 3 comporta os mesmos conjuntos que aparecem no perfil 2, apesar de diferenças marcantes no conjunto endurecido:

- Um conjunto móvel areno-argiloso com nódulos dispersos.
- Um conjunto ferruginoso endurecido, que começa, no topo, por um horizonte nodular, ao qual, se sucede de maneira abrupta, com um limite colunar, dois horizontes:
 - * Um horizonte com nódulos ferruginosos embalados numa fração fina móvel, areno-argilosa, bruno-avermelhada clara.
 - * Um horizonte nitidamente mais ferruginizado e endurecido constituído de nódulos cimentados entre si por fase ferruginosa maciça. Esse horizonte comporta também volumes de material bruno-avermelhado endurecido, análogo aos observados no horizonte 228-273cm do perfil 2, que são menos abundantes. A fase ferruginosa domina largamente. Emfim, os domínios esbranquiçados endurecidos estão também presentes. Eles atravessam os volumes bruno-avermelhados como também os nódulos. Eles são pois posteriores aos dois. A fase móvel é análoga aquela do horizonte nodular.
- Um conjunto de alteração pouco diferente daquele do perfil 2.

Em conclusão, o perfil 3 apresenta uma ferruginização muito mais importante que aquela de perfil 2, o que evoca muito mais uma couraça desmantelada.

VARIAÇÃO LATERAL DO PERFIL 3 PARA 4

- Conjunto móvel

- * para a base da encosta, o conjunto móvel é truncado; ao mesmo tempo, aflora o horizonte nodular que se enriquece com um esqueleto grosseiro (fragmentos de quartzo) e, passa a ter um fundo argilo-arenoso (perfil 4).

- Conjunto ferruginoso endurecido couraça

- * para jusante desaparece o material bruno-avermelhado endurecido, assim como a fase ferruginosa contínua (couraça);

- * a couraça torna-se descontínua, sucede-lhe um horizonte nodular dentro de um material de cor heterogênea.
- **Conjunto de alteração**
- * sem variação lateral.

IV-1-1-4- PERFIL 4

0-90 cm: Horizonte bruno-avermelhado escuro (5YR), argilo-arenoso de estrutura maciça que se quebra em blocos e apresenta muito nódulos e seixos de quartzo. Os nódulos têm diâmetro médio de 0,5cm, são ferruginosos, porosos, fraturados, homogêneos de cores bruna, vermelha ou vermelho-amarela ou, podem apresentar diferenciações - um núcleo amarelado, duro e um córtex bruno escuro, espesso de 0,4mm ou um núcleo bruno e um córtex bruno-avermelhado escuro, friável, argilo-ferruginoso- ou podem ser completamente, friáveis, argilo-ferruginosos de cor bruno-avermelhada escura. Todos esses nódulos podem apresentar diferenciação periférica na forma de halo.

90-160 cm: Transição gradual por aumento da quantidade de nódulos. Horizonte nodular cuja fração fina é argilo-arenosa de cor heterogênea, bruno-avermelhada escura (5YR), vermelha, amarela e esbranquiçada. Os volumes de cores diferentes se interpenetram e apresentam uma configuração anastomosada. Os nódulos têm diâmetro entre 1mm a 2cm.

160-230 cm: Transição progressiva por diminuição da quantidade dos nódulos e clareamento da fração fina. Horizonte nodular, com fração fina esbranquiçada, argilo-arenosa, com inúmeras manchas pretas, manganesíferas. Os nódulos são maiores e têm diâmetro médio de 2cm. Eles são semelhantes aos subjacentes ou apresentam núcleo manganesífero e córtex ferruginoso de cor bruna. Na periferia dos nódulos verifica-se uma fina película argilosa de limite abrupto com o material fino adjacente.

230 cm+: Horizonte de alteração do migmatito de composição granodiorítica.

SÍNTESE

Esse solo apresenta em superfície um horizonte argilo-arenoso de cor homogênea bruno-avermelhada escura que contém nódulos ferruginosos e nódulos friáveis, argilo- ferruginosos; no meio, um outro horizonte, francamente nodular, com fração fina de cor heterogênea e abaixo, um horizonte esbranquiçado argilo-arenoso com manchas manganésíferas e nódulos ferruginosos, francamente hidromórfico.

Dois tipos de diferenciações são portanto encontradas, uma ferruginosa e outra argilosa.

Do perfil 3 ao 4 a textura dos materiais passou de areno-argilosa para argilo-arenosa e a fase ferruginosa contínua desapareceu, sucedendo-lhe nódulos de diâmetros menores que nos perfis precedentes. Em todo o perfil 4 observou-se a existência de nódulos com núcleo de cor bruna e córtex argilo-ferruginoso ou nódulos totalmente argilo-ferruginosos. Diante disso pergunta-se qual a origem dessa fase argilosa? A hipótese mais plausível é que essa argila venha da transformação da couraça.

IV-1-2- DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

IV-1-2-1- PERFIL 2

210 cm (transição conjunto móvel/horizonte nodular): Dois domínios são observados: um domínio que chamar-se-á de bruno-amarelado (2) e um outro que denominar-se-á de nodular.

O domínio bruno-amarelado é porfiro-esquélico, pouco poroso e composto por um plasma homogêneo, caolinítico/goethítico,

(2) - Quando a cor não for seguida pelo índice (LN) significa uma observação em luz normal. Se ela for seguida por (LP) remete-se a uma observação em luz polarizada.

como veremos mais adiante, opaco. Esse plasma embala um esqueleto quartzoso, mas pode conter um ou outro microclínio e plagioclásio. Os quartzos as vezes são ferruginizados e muito fraturados. Eles têm diâmetros heterogêneos (0,5 a 3mm), dos quais, predominam os diâmetros menores.

Contraste forte e transição abrupta entre o domínio bruno-amarelado e os nódulos do domínio nodular. Os nódulos são mamelonares e observa-se quartzo a cavalo sobre esse limite. O fundo matricial é porfiro-esquélico, pouco poroso, e contém um plasma goethítico, com traços de caolinita, como consta da análise mineralógica mais a frente, vermelhos ou bruno escuros. O esqueleto é quartzoso e o diâmetro é semelhante aquele do fundo matricial adjacente.

228-273 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Horizonte com blocos bruno-avermelhados.** Observam-se dois domínios: um que constitui domínios circulares bruno-avermelhados centimétricos (0,5 a 3,5cm) que denominar-se-á de volumes arredondados bruno-avermelhados, e outro, que constitui domínios alongados, milimétricos a centimétricos (0,5mm a 1cm de largura), bege claro, que denominar-se-á volumes alongados bege claro.

Os volumes arredondados são constituídos por um fundo matricial porfiro-esquélico, pouco poroso mas, que pode apresentar alguns vazios mamelonares. Eles são compostos por um plasma bruno-avermelhado, opaco. Esse plasma embala um esqueleto quartzoso que pode conter alguns plagioclásios, de diâmetro variável de 3mm a 0,5mm. Os quartzos maiores são corroídos e fraturados formando uma rede ortogonal, muito fina. Em direção à periferia desses domínios uma nítida diferenciação é observada. Essa diferenciação apresenta-se de forma gradual, por mudanças na cor do plasma, que vai do bruno-amarelado ao bege (Fig. 7A). Nessa diferenciação periférica é possível identificar pequenos domínios (diâmetro <0,5cm), de mesma natureza que os volumes arredondados bruno-avermelhados e o leve aumento da porosidade (canais e vazios mamelonares. Mais para a periferia dessa diferenciação os pequenos domínios desaparecem.

No interior desses volumes diferencia-se nódulos arredondados, de cor mais escura do que o plasma em torno, mas de esqueleto e porosidade semelhante aos dos volumes arredondados.

Nos volumes arredondados são observados ferrãs, isotrópicos, associados aos grãos do esqueleto e às fraturas dentro do fundo matricial. Essas fraturas desembocam nos canais e vazios presentes na diferenciação periférica dos volumes arredondados. Nesses canais estão presentes argilãs de cor bruna-amarelada, de extinção em pequenos domínios ondulados. Esses cutãs tem limite muito difuso com os plasmas adjacentes e, pode-se perceber que a extinção em domínios ondulados pode ocorrer dentro do plasma adjacente.

Os volumes alongados bege claro atravessam discordantemente os volumes arredondados bruno-avermelhados e a sua diferenciação periférica (Fig. 7A). O limite entre os dois é abrupto: diminui o diâmetro dos grãos do esqueleto e muda rapidamente a cor do plasma. Esses volumes alongados têm fundo matricial porfiro-esquélico, pouco poroso, embora apresente algumas fraturas. O plasma é opaco, bege claro. Em grande aumento é possível identificar pequenos domínios anisotrópicos nesse plasma. O esqueleto é quartzoso podendo apresentar alguns plagioclásios. O seu diâmetro varia de 2mm a grãos micrométricos. No interior desses domínios encontram-se ilhas de plasma bege, anisotrópico.

273-323 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Horizonte de cor amarelada.** Nesse horizonte desaparecem todos os volumes arredondados e generalisa-se um fundo matricial muito pouco poroso, porfiro-esquélico cujo plasma é bruno-amarelado, opaco, e cujo esqueleto quartzoso tem localmente diâmetros menores que 0,5mm (Fig. 7B).

Sobre esse fundo matricial distribui-se uma rede irregular, sinuosa de plasma bruno-avermelhado. Ele também engloba nódulos ferruginosos. O material desses nódulos é semelhante aos dos volumes arredondados bruno-avermelhados e, apresentam igualmente a mesma diferenciação periférica (Fig. 7C) observada naqueles.

Atravessa esse fundo matricial bruno-amarelado volumes alongados bege claro. Em um corte, a partir desse fundo matricial em direção a um volume alongado bege claro, existe uma diferenciação, representada por uma gradação de cor do bruno-amarelado ao bege claro. Atravessa esse conjunto argilões que acompanham a cor do fundo matricial que eles atravessam. Sobre o fundo matricial bege claro esses argilões se desorganizam (Fig. 7D).

323-380 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Horizonte de cor esbranquiçada.** O fundo matricial bege claro generaliza-se enquanto o fundo matricial bruno-amarelado restringe-se a domínios isolados ou ao entorno dos nódulos. A rede irregular sinuosa de plasma bruno-avermelhado também desaparece. Os nódulos aumentam em quantidade e diâmetro (3mm a 2cm).

Os nódulos têm fundo matricial porfiro-esquélco, pouco poroso. As vezes eles são homogêneos, com fundo matricial bruno-avermelhado; outras vezes, eles têm um grande núcleo com fundo matricial bruno-avermelhado e um córtex, descontínuo, com fundo matricial bruno. Outros nódulos são bifásicos com fundo matricial bruno-avermelhado e bruno-amarelado. Esses nódulos podem apresentar grandes zonas alongadas, muito ricas em plasma de cor bruno-ocre (LP), de extinção ondulante que são interrompidas na periferia do nódulo.

Em torno dos nódulos é encontrada a mesma diferenciação, que vai do fundo matricial bruno-amarelado ao fundo matricial bege claro.

Atravessa o conjunto (fundo matricial bege claro e fundo matricial bruno-amarelado) um fundo matricial bege, pouco poroso, que contém plasma denso, anisotrópico de extinção estriada a ondulante com esqueleto muito fino (<0,05mm) ou sem esqueleto.

Esse fundo matricial isola ilhas do bege claro; a distribuição dos dois compõe uma rede anastomosada (Fig. 7E). Quando esse fundo argiloso atravessa o fundo matricial bruno-amarelado, os argilões afetos a esse último são desorganizados, apresentando um limite interdigitado (Fig. 7E).

380-398 cm: Conjunto de alteração - Horizonte com cascalho.

Nesse nível não se identificam mais as organizações observadas precedentemente. O horizonte é composto por duas fases. As duas são constituídas por um fundo matricial porfiro-esquélico, que se distingue um do outro pelo plasma e pelo tipo de esqueleto.

A primeira fase tem plasma opaco de cor preta. O esqueleto é quartzoso e quartzítico e perfaz mais de 70% do FM. O diâmetro é variável - <0,5mm a 2,5cm -. O esqueleto fino é disperso dentro do plasma opaco e, o grosseiro, constitui seixos arredondados que estão corroídos e fragmentados, o que dá grãos menores, arredondados, ainda não deslocados (Fig. 9B).

A segunda fase é constituída por um fundo matricial, cujo plasma é amarelo (LP), anisotrópico, estriado e cujo esqueleto é formado por plagioclásios saussuritizados, dominante, quartzo e biotitas em menor proporção. Essa segunda fase interpenetra na primeira (Fig. 9B).

398-400 cm+: Conjunto de alteração - Horizonte de alteração de migmatito. A fase amarela anisotrópica aumenta nesse nível.

A fase amarela anisotrópica está distribuída dentro de um fundo matricial pouco poroso (pequenas fraturas), cujo plasma tem cor bruno-amarelada a bruna, com discreta anisotropia. O esqueleto é semelhante ao da fase amarela anisotrópica.

Os minerais freqüentemente observáveis foram plagioclásios saussuritizados, biotitas e quartzo.

Inicialmente, os plagioclásios saussuritizados estão sendo alterados em um produto opaco de cor cinza-grafite (LP) e preta de composição muito parecida com o plagioclásio, como mostram as micro análises, descritas mais a frente (Fig. 8A). Essa alteração inicia-se pelos planos de sutura com os epidotos e serisitas, maclas e planos de

clivagem. Ela evolui, deformando o cristal, em um plasma branco (LP) ou amarelo-claro, sílico-aluminoso, como consta nas micro-análises, mais a frente, pouco anisotrópico, de extinção pontuada a estriada. No meio desse plasma encontram-se fragmentos deslocados do plagioclásio e restos de serisita (Fig. 8A). Em zonas mais ricas em plagioclásios observa-se que para a borda desse plasma estriado, em transição gradual e limite difuso, toma lugar um material de extinção ondulante, caolinítico ou um pouco mais silicoso (**vide micro-análise, página 79**), que mantém a mesma cor do primeiro (Fig. 8A). O plasma de extinção ondulante forma grandes placas sobre as quais podem-se encontrar pequenos fragmentos de serisita. As placas são geralmente fraturadas e, no interior das fraturas pode-se encontrar cutans ferruginosos de cor preta (Fig. 8B).

As micas, muito abertas, com aspecto de sanfona e de balão (expandidas no centro e abauladas nas bordas) são pleocróicas nas cores verde, rosa, bege-amarelada e, em luz natural, são bruno-amarelada ou bruno-acinzentada clara, podendo tratar-se de vermiculitas. Outras biotitas têm suas bordas bem abertas e, na superfície, são coloridas pelo ferro que também se espalha pela adjacência. Esse aspecto indica a ocorrência de caulinita. Localmente, em zonas mais ricas em biotita, observa-se, em posição periférica, circundando os vazios, placas de plasma de extinção ondulante (Fig. 8C) pleocróicos nas cores verde, bege-amarelada e avermelhada que, em aumento de 250X permite reconhecer as pseudomorfoses sobre a biotita.

Os quartzos, localmente muito fraturados, têm seus fragmentos não deslocados. As fraturas são ocupadas por plasma bruno-acinzentado (LP) e preto (Fig. 9A). Outros quartzos, sem nenhuma fraturação, são encontrados, compondo zonas quartzíticas.

SÍNTESE

No contato entre o conjunto móvel e o horizonte nodular duas fases distintas, uma bruno-amarelada e outra nodular ferruginosa foram observadas. As duas fases tem fundo matricial parecido, assemelhando-se quanto à estrutura e quanto ao tipo de esqueleto e diferenciando-se quanto ao plasma.

A primeira não apresenta nenhum tipo de ferruginização (ferrãs ou diferenciações ferruginosas que criam heterogeneidades de cores) o que permite levantar a hipótese de que esse fundo matricial é de deferruginização e que portanto os nódulos aí presentes são reliquiais da couraça.

Na parte mediana do perfil, três fases principais foram observadas. Uma nitidamente mais ferruginosa, representada por fundos matriciais bruno-avermelhado e bruno-amarelado e nódulos ferruginosos, outra, não ferruginosa (silicosa?), representada pelo fundo matricial bege claro e, uma terceira, não ferruginosa (argilosa?) que contém um fundo matricial bege, cujo plasma é anisotrópico. Essas três fases distinguem-se também pela diferença no diâmetro do esqueleto.

A fase ferruginosa não apresenta traços de ferruginização recente, ao contrário, a generalização de fundos matriciais menos ferruginosos, a partir da diferenciação periférica dos volumes arredondados bruno-avermelhados e a partir dos nódulos e o desaparecimento desses fundos matriciais ferruginosos, tanto para o topo como para a base do perfil permitem reafirmar a hipótese da deferruginização da couraça.

A fase bege clara, aparentemente sem relação com a ferruginosa, atravessa-a discordantemente e é sempre acompanhada pelo aparecimento de um esqueleto de diâmetro milimétrico. No entanto, dentro dessa fase, sem nenhuma evidência de ferruginização atual, encontra-se relíquias de plasmas mais ferruginosos e nódulos da couraça. A partir disso permite-se

levantar a hipótese de que essa fase bege clara vem da deferruginização da primeira, acompanhada pela dissolução do quartzo.

Em ambas as fases foram observados argilões cuja cor varia em função daquela do fundo matricial onde eles se acham e que dentro do fundo matricial bege claro eles se desorganizam. Isso joga em favor de que os argilões se formaram dentro do plasma bruno-amarelado, seja por iluviação ou por diferenciação, *in situ*, do plasma do fundo matricial adjacente. Em contrapartida, esse fato embasa melhor a hipótese de deferruginização e da transformação da fase ferruginosa, na fase bege clara.

A fase não ferruginosa (argilosa?), aparentemente, também, sem relação com as duas precedentes atravessa-as discordantemente. Os cutões se desorganizam e o esqueleto praticamente desaparece. É importante destacar que já dentro do fundo matricial bege claro, em grande aumento, esboçam pequenas ilhas anisotrópicas anunciando uma reorganização ou diferenciação local desse plasma. Como essa anisotropia não está relacionada a uma superfície de referência pode-se sugerir que há, na verdade, uma diferenciação local do plasma. Essa transformação parece vir acompanhada, também, pela dissolução dos quartzos. A geometria do conjunto fase bege clara, opaca/fase bege anisotrópica jogam em favor dessa transformação. Por outro lado, quando a fase bege, anisotrópica atravessa o plasma bruno-amarelado, os cutões aí presentes são desorganizados. Dessa maneira acredita-se na hipótese de uma transformação do plasma bruno-amarelado na fase argilosa, bege, anisotrópica.

Na base do perfil encontram-se dois horizontes; um caracterizado por conter um esqueleto grosseiro (seixos), abundante e um outro representado pela alteração da rocha.

No primeiro é possível encontrar uma fase cascalhenta, quartzítica e quartzosa, que se altera e que parece não ter relação com a rocha subjacente, e uma fase de alteração que guarda afinidades com esta.

As duas fases e a alteração intensa dos seixos, induz a duas hipóteses:

- 1- o material que deu origem ao perfil pedológico é resultado de transporte e, a coexistência das duas fases deve-se à: - qualidade do material transportado que aportou, além de seixos, fragmentos semelhantes à rocha subjacente; - interpenetração do material sobrejacente na fase de alteração;
- 2- a ocorrência dos seixos é resultado da alteração de veio de quartzo, presente na rocha.

Independente de ser ou não um material de transporte, esse horizonte assimila-se à evolução atual do perfil e por isso, distingue-se dos conjuntos sobrejacentes.

No segundo, dois polos de alteração podem ser observados: um, que fornece um produto caolinítico e silicoso, essencialmente de alteração dos plagioclásios e, provavelmente do quartzo, como mostra a presença de produto amorfo em suas fraturas; outro, que dá surgimento às argilas vermiculitas a partir da alteração das biotitas. Há sempre um incremento de sílica no horizonte, como mostra a sequência de alteração a partir do plagioclásio, o que indica um ambiente não lixiviante.

Aos dois tipos de diferenciação observados macroscopicamente para o perfil 2, acrescenta-se uma diferenciação argilosa. A descrição micromorfológica permitiu verificar que há uma relação genética entre essas três diferenciações e permitiu confirmar a cronologia proposta com as descrições macroscópicas: formação de uma cobertura laterítica encouraçada, depois, a formação de uma cobertura, provavelmente silicificada e finalmente a formação de uma cobertura (?) argilosa.

IV-1-2-2- PERFIL 3

145 cm: **Transição conjunto móvel/horizonte nodular.** Dois domínios distintos estão presentes: um nodular e outro que denominar-se-á fase bege opacorópica.

O primeiro é representado por nódulos de 1mm de diâmetro. Seus fundos matriciais têm estrutura porfiro-esquelica e são formados por plasmas opaca.

Alguns nódulos tem plasma de cor homogênea bruno-avermelhada escura. Outros apresentam um núcleo cujo plasma é bruno e, um córtex cujo plasma é bruno-avermelhado. Todos têm um esqueleto quartzoso de diâmetro menor que 0,5mm a 1,5mm. O limite entre os nódulos e a fase bege opacorópica adjacente é abrupto e o contraste é forte.

A fase bege opaca é formada por um fundo matricial porfiro-esquelico cujo plasma é opaco de cor bege. Localmente nesse fundo matricial encontram-se pequenas ilhas de cor bruno-avermelhada. O esqueleto é quartzoso com alguns plagioclásios. O diâmetro é semelhante aos do esqueleto presente nos nódulos. Alguns quartzos são ferruginizados e fraturados. Associado a essa fase foi encontrado localmente, junto a um vazio um argilã de extinção ondulante.

150 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Horizonte nodular.** Generalizam-se os nódulos que têm diâmetros maiores que 3mm a 0,5cm e diminui o fundo matricial que os envolvem.

Os nódulos são do mesmo tipo que os sobrejacentes embora, alguns apresentem grandes zonas alongadas de plasma de cor ocre e extinção ondulante, que não se prolongam no fundo matricial adjacente.

O fundo matricial adjacente, que denominar-se-a de fundo matricial de cor variada, é porfiro-esquelico, tem plasmas opacos de cores variadas, bruno-avermelhada, bruno-amarelada e bege clara. Esses plasmas mantêm ilhas de plasmas mais ferruginosos. Associado a esse fundo matricial observa-se localmente domínios anisotrópicos, bege, organizados em função dos vazios e do esqueleto (vosépico e squelsépico).

165-205 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Horizonte nodular em fundo fracamente endurecido.** Diminui a quantidade de nódulos que tem, agora, diâmetros de 1mm a 1,5cm.

Os nódulos tem fundo matricial de estrutura porfiro-esquélica e apresentam fases diferentes, cujos plasmas são bruno-avermelhados e brunos que se distribuem de maneira complexa. O esqueleto é quartzoso e tem diâmetros entre 0,5mm a 1,5mm. Esses nódulos tem transição gradual com o fundo matricial adjacente através de uma diferenciação periférica (halo), que varia do bruno avermelhado ao bruno-amarelado.

A fase bruno-amarelada do halo, se generaliza e forma um fundo matricial contínuo, pouco poroso, cujo plasma é opaco e o esqueleto quartzoso é semelhante ao dos nódulos. Dentro desse fundo matricial estão pequenas ilhas bruno-avermelhadas.

205-293 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Couraça ferruginosa.** Desaparece o fundo matricial bruno-amarelado e três domínios são nitidamente observados: domínios circulares bruno-avermelhados, domínios alongados bege claros e nódulos alongados; os dois primeiros, já observados no perfil 2.

Os domínios bruno-avermelhados tem fundo matricial porfiro-esquélico, plasma opaco, bruno-avermelhado e esqueleto quartzoso de diâmetro de 3mm a 0,5mm. Para a periferia uma diferenciação é observada; o plasma torna-se mais claro e o esqueleto passa a ter grãos de diâmetros médios, menores que 3mm. Mais para a periferia o plasma é ainda mais claro até atingir a cor bege clara. Esse plasma vai então compor um fundo matricial bege claro (fase bege clara) cujo esqueleto tem diâmetro médio de 0,5mm, e plasma opaco. No meio desse fundo matricial, barras paralelas ferruginizadas representam relíquias do fundo matricial bruno-avermelhado. Em canais que cortam o fundo matricial bege claro são encontradas precipitações de calcedônia. Localmente, na fase bege clara encontram-se grandes placas de plasma com extinção ondulante, normalmente coloridas por oxihidróxidos de ferro ou de cor bege.

O ítem micro-análises (**página 79**) apresenta dois transectos que vão dos volumes arredondados bruno-avermelhados ao volume alongado bege claro. Nos volumes arredondados (Fig. 9C) os plasmas contêm ferro, sílica e alumínio. Para a periferia desses volumes a sílica tende a aumentar enquanto o ferro e o alumínio tendem a diminuir. No volume alongado (Fig. 9D), sobre o plasma bege claro a composição é sílicosa e muito pouco aluminosa (discreto pico de alumínio) enquanto no plasma bege anisotrópico, além da sílica, a quantidade de alumínio é aumentada. A mineralogia de argila da amostra total (**página 78**) é caolinita, goethita e quartzo o que embasa o resultado das micro-análises.

Os nódulos alongados tem orientação horizontal e são formados por um aglomerado de nódulos arredondados (1 a 1,5cm de diâmetro), separados por canais. O fundo matricial dos nódulos, semelhantes aos já descritos, tem plasma opaco, bruno-avermelhado escuro. A partir da borda dos canais se diferencia um fundo matricial bege claro (fase bege clara) e no interior dos nódulos, se diferencia um fundo matricial bruno-ocre (LP), cujo plasma tem extinção ondulante e cujo esqueleto quartzoso tem diâmetro menor que 0,5mm. Esse fundo matricial bruno-avermelhado ondulante forma grandes zonas alongadas que se interrompem na periferia dos nódulos, no contato com o fundo matricial adjacente.

O fundo matricial adjacente corresponde à fase bege clara, silicosa, que apresenta inúmeros domínios anisotrópicos de extinção ondulante e estriada.

293-421 cm: Conjunto ferruginoso endurecido - Horizonte de cor esbranquiçada. Desaparecem os volumes arredondados e os nódulos alongados e reaparecem nódulos que estão dispersos dentro da fase bege clara que é generalizada, mas, que apresenta muitos domínios anisotrópicos.

Os nódulos tem diâmetro de 0,5 a 1,5cm e são semelhantes aos já descritos precedentemente e apresentam uma diferenciação periférica de cor bruno-avermelhada.

421-456 cm: Conjunto de alteração - Horizonte com cascalho.

Desaparecem todas as organizações identificadas nos horizontes sobrejacentes. O horizonte é composto por duas fases. Uma fase opaca de cor preta e outra amarela(LP).

Na fase opaca, aparece um plasma bruno-amarelado, anisotrópico de extinção ondulante, enquanto o plasma preto torna-se restrito. Nessa fase o esqueleto é grosseiro, 0,5 a 2,5cm, quartzoso e quartzítico.

A fase amarela(LP), cujo plasma é anisotrópico tem esqueleto formado por plagioclásios sausrinizados, dominante, quartzo e biotitas em menor proporção.

Essa duas fases foram descritas em detalhe no perfil 2 a 380-398cm.

456-511 cm+: Conjunto de alteração - Horizonte de alteração de migmatito. Nos primeiros 55cm a fase amarela(LP), anisotrópica semelhante à do perfil 2, está mais colorida pelo ferro e forma um fundo matricial de cor heterogênea. Ao mesmo tempo, os plasmas mais ferruginosos, desse fundo matricial, descolorem e passam a um plasma bege claro pouco anisotrópico, mas, com setores bem estriados e fortemente orientados. Associado a essa fase menos ferruginosa, nos canais, observam-se precipitados de sílica secundária, na forma de calcedônia, que podem formar grandes cutans (Fig. 10).

Nos centímetros restantes domina a fase isalterítica, semelhante à do perfil 2. O resultado da micro-análise de um plagioclásio em alteração (**página 79**) mostra, inicialmente, um produto mais silicoso que aluminoso e, seqüencialmente, um produto caolinítico e silicoso.

SÍNTESE

As observações efetuadas para o perfil 2 são pertinentes para o perfil 3, acrescenta-se que a fase ferruginosa é goethítico-caolinítica, embora ela apresente um enriquecimento nítido em

silica; que a bege clara é silicosa e que a bege anisotrópica é caolinítico/silicosa e, que há uma diferenciação, in situ, dos plasmas. Essa diferenciação é geoquímica e se faz a partir de um polo ferruginoso-argiloso que se transforma em plasma silicoso que por sua vez se transforma em plasma argiloso e silicoso.

Na alteração da rocha foram observados traços de ferruginização atual, mas de forma transitória e um certo enriquecimento em alumínio e em sílica, relacionado com a alteração dos plagioclásios.

IV-1-2-3- PERFIL 4

0-90cm **Horizonte bruno-avermelhado escuro.** O fundo matricial é bruno-avermelhado, porfiro-esquélico, mas, localmente registra-se estrutura aglomeroplásmica. O plasma é opaco de cor bruno-avermelhada e o esqueleto quartzoso tem diâmetro de 0,1 a 0,3mm. A porosidade é localmente mamelonar.

Esse fundo matricial embala dois tipos de nódulos: alguns ferruginosos, como aqueles encontrados nos perfis 2 e 3, outros, argilosos, formados por um fundo matricial porfiro-esquélico, ocre e vermelho (LP), cujo plasma é anisotrópico e o esqueleto quartzoso. Esse último tem diâmetro médio de 0,3mm, embora alguns elementos cheguem a 1mm.

90-160 cm: **Horizonte nodular em fundo argilo-arenoso.**

Generalizam-se os nódulos ferruginosos, desaparecem o fundo matricial aglomeroplásmico e os nódulos argilosos.

Os nódulos ferruginosos, apresentam maior porosidade e apresentam diferenciações interna e periférica. A diferenciação interna inicia-se a partir da borda dos poros que atravessam os nódulos. Ambas são iguais; elas têm um fundo matricial porfiro-esquélico, cujo plasma anisotrópico, é ocre e vermelho e o esqueleto quartzoso, tem diâmetro médio de 0,3mm (Fig. 11A e 11B).

Esse tipo de diferenciação pode ocupar quase todo o nódulo, mas, no centro, permanece o núcleo do nódulo ferruginoso (Fig. 11C).

Esses nódulos estão inseridos dentro da fase bege clara que é discordante tanto com o nódulo como com a diferenciação periférica. Sobre a fase bege clara reconhece-se pequenos restos do fundo matricial ocre e vermelho (Fig. 11C) e abundantes domínios anisotrópicos.

160-230 cm: **Horizonte nodular em fundo esbranquiçado.** A fase bege clara é generalizada e os nódulos diminuem em quantidade.

A fase bege clara apresenta-se como no horizonte precedente, com inúmeros domínios anisotrópicos. Os nódulos tem características semelhantes aos precedentes, mas seu diâmetro médio é inferior a 1cm.

SÍNTESE

Esse perfil caracteriza-se praticamente pelo desaparecimento da fase ferruginosa, pela generalização da fase bege clara/bege, silicosa/ argilosa-silicosa e pelo aparecimento de uma fase argilosa anisotrópica, ocre e vermelha. Essa fase argilosa, já observada no interior dos nódulos, nos perfis 2 e 3, é aqui mais desenvolvida, e transforma todo o nódulo. No entanto, essa fase é transitória sendo transformada pela fase silicosa e argilosa-silicosa.

IV-1-3- DADOS ANALÍTICOS

IV-1-3-1- ANÁLISES QUÍMICAS

Os resultados das análises estão contidos na figura 12. Destacam-se:

- descontinuidade significativa entre os valores de SiO_2 do **conjunto móvel** com os demais horizontes (> que 50% no **conjunto móvel**);
- descontinuidade significativa entre os valores de Al_2O_3 do **conjunto móvel** com os horizontes restantes (% máxima no **conjunto móvel** 24%, % mínima nos outros horizontes 26%);
- distribuição inversa de Al_2O_3 em relação a SiO_2 no **conjunto móvel**, nos demais horizontes sua distribuição acompanha a do SiO_2 (relação Si/Al no horizonte a 293-421cm, **conjunto ferruginoso endurecido**, perfil 3 é igual a 0,02);
- distribuição inversa do Fe_2O_3 , a partir do **horizonte nodular** para a base dos perfis, à do Al_2O_3 (relação Al/Fe no horizonte a 293-421cm, **conjunto ferruginoso endurecido**, perfil 3 é igual a 2,60);
- percentagens baixas de TiO_2 no **conjunto móvel**, nos demais horizontes as percentagens sobem bruscamente;
- distribuição de TiO_2 , exceto para o primeiro perfil, no **conjunto móvel**, e para o perfil 3, no **conjunto de alteração** (405cm), acompanha a do ferro;
- distribuição homogênea do MnO, no **conjunto móvel**, nos outros, a distribuição é variável e, os valores crescem para a base dos perfis a partir do **horizonte nodular**;
- Ca, Mg e K, expressos em óxido, têm distribuição constante, no **conjunto móvel** (% máxima de MgO 0,97% a 130cm - perfil 3) irregular e crescente para a base dos perfis (% mínima de CaO 0,1% a 250cm, **horizonte nodular** - perfil 2);

Lateralmente, do perfil 1 ao perfil 3 destacam-se:

- SiO_2 diminui para jusante no **conjunto móvel**; nos demais, varia pouco;
- para jusante Al_2O_3 permanece aproximadamente constante, apesar de leve aumento nos horizontes a 293-421cm e no **conjunto de alteração**;
- até o perfil 3, **conjunto móvel**, Fe_2O_3 , TiO_2 e MnO permanecem constantes; nos horizontes restantes eles aumentam de teor;
- para a base da encosta, CaO, MgO e K_2O têm teores crescentes.

IV-1-3-2- ANÁLISES MINERALÓGICAS

A análise mineralógica da amostra total do "plasma" (vide item metodologia-análises por topossequência, página 36) detectou, como constituintes principais caulinita e goethita e, a do resíduo insolúvel, mostrou dissolução quase total dos sesquióxidos de Fe-Al-Mn e permanência de resíduo de quartzo, caulinita e ilita.

Nos 3 primeiros perfis, no conjunto móvel, a mineralogia da fração menor que 30 um é caulinita, quartzo, goethita e ilita. A figura 13A ilustra a variação da mineralogia para o perfil 1.

Do horizonte nodular para a base do conjunto ferruginoso endurecido, a mineralogia é semelhante ao do precedente; o que muda é a intensidade dos picos, variável segundo os diferentes horizontes (Fig.13B e 13C)

A partir do conjunto de alteração, para a base do perfil, desaparece o pico da goethita, permanecem os picos de caulinita e quartzo e acresce os de plagioclásio, biotita/hidrobiotita e vermiculita na base do conjunto de alteração (Fig. 13B e 13C).

Para a base da encosta, perfil 4, a mineralogia é: caulinita e traços de goethita (horizonte nodular); caulinita e goethita (90-160cm); vermiculita, caulinita, plagioclásio e biotita/hidrobiotita (230cm+) (Fig. 13D).

A mineralogia dos nódulos mostrou (Fig. 13E):

- no halo amarelado em torno do nódulo: caulinita e quartzo;
- no interior do nódulo: goethita, quartzo e traços de caulinita.

IV-1-3-3- MICRO-ANÁLISES

As figuras 14 e 15 representam os resultados das micro-análises. Elas mostram a composição química de alguns plasmas

identificados na análise micromorfológica sobre as lâminas delgadas. Essas análises pontuais cobrem uma área de 10 X 10 μm .

O transecto 1, da figura 14, corta da esquerda para a direita: volume arredondado centimétrico, volume alongado e volume arredondado. A partir dos volumes arredondados em direção ao volume alongado, diminui o tamanho do pico de Al e aumenta o de Si que, atinge seu máximo no ponto 3, no qual se observa um produto silicoso que contem Si, Al e K e, cuja relação Si/Al é alta. Nos demais pontos do transecto a relação Si/Al é baixa, e, indica tratar-se de uma argila caolinítica. A relação Al/Fe, mais alta no interior dos volumes arredondados, insinua que o ferro não está somente assimilado à argila, trata-se também de goethita (**como vimos no item mineralogia acima**). A diminuição do pico do Fe, para a periferia, indica que há deferruginização no sentido inverso.

O Transecto 2 (fig. 14) corta da direita para a esquerda: volume arredondado centimétrico, plasma da borda do volume arredondado e plasma de extinção ondulante, separado do anterior, por um canal. Em todo o transecto a relação Si/Al, baixa, indica presença de caulinita, embora, no ponto 4, sobre o plasma da borda do volume arredondado, a diferença entre o tamanho dos picos de Al_2O_3 e SiO_2 refira ao aumento da quantidade de sílica nesse plasma. Todos os pontos apresentaram relação Al/Fe alta, tratando-se da presença de goethita (**vide item mineralogia acima**).

No transecto 3 (Fig.15) registra-se: plagioclásio em alteração, plasma pouco anisotrópico de extinção pontuada a estriada e plasma de extinção ondulante. Do plagioclásio para o plasma ondulante a relação Si/Al é decrescente. Trata-se portanto da evolução de um produto sílico-aluminoso amorfo em caulinita. A altura do pico de Si revela também excesso de sílica.

No transecto 4 (Fig. 15), a partir do mineral "D" para o plasma de extinção ondulante da borda, verifica-se enriquecimento em sílica e alumínio. Sobre o mineral "D" (pontos 1 e 3) a relação Si/Al é alta e, a relação Al/Fe é irregular; enquanto, sobre o plasma de extinção ondulante (pontos 4, 5 e 6) a relação Si/Al é um pouco menor que a do mineral "D", apesar da alta intensidade dos picos de Si, e, a relação Al/Fe é alta e constante.

IV-1-3-4- INTERPRETAÇÕES

Os dados analíticos permitem interpretar:

- a descontinuidade dos valores de SiO₂ entre o **conjunto móvel** e demais horizontes indica que, no primeiro, o silício está contido, tanto na caulinita (análise mineralógica) como no quartzo; nos demais, o silício corresponde àquele presente na caulinita (o método de investigação, usado para o **conjunto ferruginoso endurecido**, não inclui o ataque do quartzo ou da sílica secundária);
- a distribuição inversa de Al₂O₃ em relação a SiO₂, no **conjunto móvel**, e maiores teores desse último, comprovam que a sílica relaciona-se, além da caulinita, com o quartzo;
- a compreensão da variação do titânio, no perfil, não é clara, ora acompanha a do alumínio, ora a do ferro;
- o MnO pode estar associado a óxi-hidróxidos de Fe-Mn;
- a distribuição de Ca, Mg e K indica filiações com a argila e com minerais primários residuais;
- lateralmente, no horizonte friável, a distribuição de Si e Al, do perfil 1 para o 3, indica que não há incremento em argila mas, a sua provável destruição, como mostra a diminuição em sílica no perfil 3;
- do perfil 2 ao 3, **horizonte nodular e conjunto ferruginoso endurecido**, há um pequeno incremento de sílica no horizonte da base do **conjunto ferruginoso endurecido**, indicando neogênese de caulinita; nos demais horizontes, a diminuição de sílica e aumento de Al comprova, que não há incremento em caulinita;

- no horizonte a 205-293cm, **conjunto ferruginoso endurecido** (perfil 3), a maior quantidade de Fe_2O_3 e a diminuição em sílica comprova a concentração relativa do primeiro elemento e, que a evolução da fase ferruginosa atingiu seu máximo, para jusante;
- do perfil 2 ao 3, na base do **conjunto ferruginoso endurecido**, a diminuição brusca em Fe_2O_3 , indica maior deferruginização;
- a mineralogia é homogênea para cada perfil;
- o topo do **conjunto de alteração** marca uma interrupção mineralógica, refletida na ausência, abaixo desse nível, de goethita;
- no **conjunto ferruginoso endurecido** o alumínio e o ferro podem estar presentes na goethita (Al-goethita) como na caulinita (Fe-caulinita);
- no **conjunto ferruginoso** e no **conjunto de alteração** a silicificação é nítida.

IV-1-4- VARIAÇÃO DAS ORGANIZAÇÕES PEDOLÓGICAS TOPOSSEQUÊNCIA TAMANDUÁ

Apesar de não se ter precisado os limites das organizações na topossequência detectou-se as seguintes variações.

Alguns limites foram observados (Fig. 6):

- 1- dentro do **conjunto móvel**, areno-argiloso, o aparecimento de nódulos ferruginosos, soltos, que em direção à base do perfil vão constituir o horizonte nodular;
- 2- aparecimento de blocos bruno-avermelhados, endurecidos, que passam a volumes menores em direção à base do perfil;
- 3- aparecimento de material esbranquiçado endurecido, silicoso e argiloso-silicoso;
- 4- aparecimento de um nível de seixos, de argila e de minerais não alterados;

O limite 1 desaparece no ponto mais íngreme da encosta e corresponde ao aparecimento do material bruno-avermelhado, argilo-arenoso, caulinítico-goethítico.

O limite 2 desaparece em direção de jusante, justamente, quando aparece a fase ferruginosa mais contínua (couraça) e mais rica em ferro. Em direção de jusante, no setor mais íngreme da encosta a couraça desaparece, mas, sucede-lhe nódulos ferruginosos filiados a ela. Na jusante os horizontes são então nodulares e, os nódulos estão no meio de um material fino argilo-arenoso, muito manchado de manganês. O material fino é discordante sobre o conjunto nodular e vem da transformação deste.

Mais para jusante ainda, desaparecem todos os horizontes nodulares e aparece uma fina camada de material argilo-arenoso, bruno-avermelhado (5YR), sobre seixos arredondados de quartzo e quartzito, mergulhados no produto de alteração do migmatito granodiorítico.

O limite 3 prolonga-se na topossequência. A fase bege clara e fase bege anisotrópica, endurecida (silicoso/argiloso-silicoso) transforma a couraça isolando, igualmente, nódulos ferruginosos. Esse horizonte corresponde também ao incremento de sílica e alumínio.

O limite 4 desaparece na parte mais íngreme da encosta.

Assim, permite-se dizer que:

- uma couraça ferruginosa foi formada, desenvolvendo-se mais, a jusante da encosta;
- uma silicificação atravessa essa couraça;
- um **conjunto móvel** desenvolve-se "per descensum" sobre a couraça ferruginosa e sobre a silicificação isolando nódulos reliquiaes. Nenhum traço de ferruginização é notado abaixo dessa frente de transformação comprovando, portanto, que o encouraçamento não é atual;
- na base dos perfis, tanto a montante como a jusante, os indícios de hidromorfia insinuam a presença de um nível de saturação hídrica, pelo menos sazonalmente, e que a ele associa uma fase argilosa-silicosa.

- essa fase argilosa-silicosa transforma a couraça, a fase silicosa e a rocha e corresponde à alteração atual.

Assim, duas frentes de transformação são observadas. Uma frente de deferruginização descendente na couraça e uma frente argilosa-silicosa, ao mesmo tempo ascendente na couraça e descendente na rocha. Essa última também progride de jusante para montante.

Na jusante anuncia-se uma certa concavidade da encosta, que é justamente ocupada pelos horizontes mais argilosos. Para montante o seguimento é convexo e ocupa praticamente toda a vertente.

IV-2- TOPOSSEQUÊNCIA CASA DO VELHO

A figura 16 representa a vertente onde localiza-se a topossequência CV. A vertente tem segmentos convexos a montante e côncavos a jusante. A montante, uma depressão fechada interrompe a continuidade do topo do relevo. Para jusante, a vertente atinge um pequeno eixo de drenagem (ravina) que deságua no canal principal. Dois tipos de rocha, diabásio e migmatito, estão presentes. O primeiro à montante e o segundo a jusante. No topo, na periferia da depressão, postam-se em superfície, pequenos afloramentos de couraça ferruginosa, intercalados por material mável arenoso a areno argiloso de cor bruno escura.

IV-2-1- DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

IV-2-1-1- PERFIL 1

A 20 metros da depressão, no topo da topossequência, foi descrito o perfil 1, cujas características são:

Conjunto móvel

0-50/62 cm: **Horizonte de cor vermelho-escuro** (10R) que contém: nódulos ferruginosos, com diferenciação e sem diferenciação - completamente brunos, compactos ou, com núcleo bruno-avermelhado e um córtex espesso bruno, compacto -, milimétricos; pequenos fragmentos de couraça; raros fragmentos de quartzo milimétricos dispersos no horizonte; textura areno-argilosa; estrutura granular e porosidade intersticial forte.

Conjunto ferruginoso endurecido

50/62-80 cm: Transição gradual por aumento dos nódulos.

Horizonte nodular. Os nódulos são bem individualizados, maiores (de 3mm a 1cm) e envoltos por um material friável areno-argiloso de cor vermelha, escura (10R). Os nódulos são muito duros, bruno-escuros, compactos, sem diferenciação interna ou, podem comportar um núcleo bruno-avermelhado, poroso, e um córtex bruno-escuro, compacto. Outra diferenciação periférica, bruno-amarelada, friável, é observada nesses nódulos. Os nódulos penetram em cunha no horizonte inferior.

80-190 cm: **Couraça.** Limite nítido, festonado. Couraça com estrutura laminar, fortemente endurecida por cimento ferruginoso que engloba nódulos como aqueles do horizonte sobrejacente, um pouco maiores (1,5cm). No topo (18cm), a couraça é recortada por inúmeros canais preenchidos por material móvel vermelho-escuro (10R), que seccionam a couraça em volumes prismáticos, cujos topos são mamelonados. No contato entre os prismas localizam-se as cunhas de nódulos do horizonte superior.

De 98 a 150cm de profundidade a couraça é compacta, muito dura, de estrutura laminar, pouco recortada por canais. Esses últimos têm suas bordas de cor bruno-amarelada.

Para a base do conjunto, até os 190cm, individualizam-se bancadas de couraças, intercaladas por níveis nodulares, embalados por um material argiloso, vermelho-escuro (10R), friável, que contém manchas de hidromorfia amarelas e esbranquiçadas.

190-260 cm: **Horizonte nodular em fundo argiloso.** Transição gradual por generalização do material argiloso e dos nódulos. Os nódulos são embalados pelo fundo argilo-ferruginoso, hidromórfico. Esses têm um núcleo preto, manganésífero e um córtex que grada do bruno-avermelhado ao bruno, ferruginoso, ou são complexos, ferruginosos, interpenetrados por manchas de manganês.

260-268 cm+: **Horizonte de alteração.** Diabásio alterado em argila que contém manchas vermelhas escuras, manchas cinza-esverdeadas e manchas pretas manganésíferas.

SÍNTESE

Esse solo tem na sua parte superior um conjunto móvel de cor vermelha escura e apresenta alguns nódulos ferruginosos. Na base desse conjunto, um horizonte nodular de espessura irregular, penetra, formando festões, no conjunto subjacente (Fig. 16). Esse conjunto subjacente representa uma couraça ferruginosa, cuja estrutura é laminar a nodular e, cujos nódulos são semelhantes aqueles dos horizontes sobrejacentes. Para a base desse conjunto ferruginoso, às lâminas da couraça, intercalam-se níveis nodulares individualizados por um material argiloso, vermelho escuro, com manchas amareladas e esbranquiçadas. Mais para a base esse material argiloso, mosqueado é generalizado e os nódulos vão conter manganês no seu interior.

Mais abaixo um horizonte de alteração, é também argiloso, mas não apresenta nenhuma nodulação.

Duas diferenciações estão, então, presentes nesse solo: uma ferruginosa, representada pela couraça e pelos nódulos e outra argilosa, encontrada na base da couraça. A primeira parece estar nitidamente em fase de desmantelamento e a segunda parece progredir sobre a primeira.

VARIAÇÃO LATERAL DOS HORIZONTES PEDOLÓGICOS DO PERFIL 1 A 1A

Para jusante (fig. 16) observa-se:

- desaparece o **horizonte de cor vermelha escura (10R)**, tomando lugar um **horizonte de cor brunada (2,5YR)**;
- o **horizonte nodular**, sobrejacente à couraça, tem continuidade na encosta até o perfil 1A;
- a couraça adelgaça-se em direção a jusante até desaparecer a partir do ponto CV1A, formando um horizonte em cunha, cuja base mergulha em sentido contrário à topografia. Para jusante, ela perde sua compacidade e cor escura mas mantém sua estrutura de aspecto laminar.

IV-2-1-2- PERFIL 1A

0-55 cm: **Horizonte de cor bruna (2,5YR)**, areno-argiloso, poroso. Nesse material estão dispersos nódulos ferruginosos, abundantes. Esses nódulos têm diâmetro médio de 1cm e apresentam núcleos bruno-avermelhado ou bruno-amarelado e um córtex bruno, compacto.

55-110 cm+: Limite abrupto, festonado. O horizonte contém uma **couraça ferruginosa de estrutura laminar a nodular**, que inclui nódulos ferruginosos como os do horizonte superior e fragmentos de quartzo. A couraça, um pouco mais clara (vermelho-amarela), é recortada por canais verticais e sub-horizontais, preenchidos por material mais claro.

SÍNTESE

Esse solo assemelha-se muito ao do perfil 1. Destaca-se que há um nítido clareamento do horizonte superior e da própria couraça.

VARIAÇÃO LATERAL DOS HORIZONTES PEDOLÓGICOS DO PERFIL 1A A 1B

Na figura 16 reconhece-se as seguintes variações:

- o **horizonte de cor brunada** (2,5YR) prolonga-se até a proximidade do perfil 1B;
- a partir de 1B o **horizonte nodular** aflora em superfície, sendo sucedido pelo **horizonte vermelho-amarelado claro** que contém, além de nódulos muitos seixos de quartzo. Nesse horizonte aparecem volumes argilosos de cor heterogênea;
- um **horizonte esbranquiçado, argiloso** sucede o **horizonte vermelho escuro** (10R).

IV- 2-1-3- PERFIL 1B

0-66 cm: **Horizonte de cor vermelho-amarelada clara** (7,5YR), areno-argiloso, poroso que embala muitos seixos de quartzo, muitos nódulos ferruginosos e volumes de cor heterogênea (volumes argilosos de cor heterogênea), avermelhada, bruno-amarelada e bruno-avermelhada. Os nódulos são homogêneos, brunos ou podem conter um pequeno núcleo bruno-avermelhado, poroso e um espesso córtex de cor bruna. Os volumes são mais argilosos que a matriz adjacente e formam uma rede imbricada, dentro dela, como um mosqueado. Esses nódulos distribuem-se dentro dos volumes ou soltos no material vermelho-amarelado claro. Um corte transversal no conjunto nódulo/volume mostra que a partir da periferia do nódulo uma diferenciação é observada e corresponde a uma gradação da cor que passa do bruno-avermelhado ao bruno-amarelado. Essas diferentes fases de cores podem ter também uma distribuição complexa.

66-110 cm: Transição gradual por aumento dos volumes e dos seixos de quartzo e por diminuição da quantidade dos nódulos. O **horizonte é esbranquiçado**, argiloso, pouco poroso. Manchas pretas são observadas (manganês).

SÍNTESE

Esse perfil apresenta um horizonte areno-argiloso de superfície e um argiloso em subsuperfície. O primeiro contém muitos nódulos e volumes, mais argilosos que a matriz em torno. Para a base esses volumes aumentam em quantidade e os nódulos diminuem. O desaparecimento dos nódulos e o aumento dos volumes arredondados evocam uma provável transformação dos nódulos em argila.

VARIAÇÃO LATERAL DOS HORIZONTES PEDOLÓGICOS DO PERFIL 1B A 2

A figura 16 mostra que:

- o **horizonte vermelho-amarelo claro** (7,5YR) se prolonga com suas variações de valor até o final da topossequência, e torna-se cada vez mais, arenoso. A quantidade de nódulos diminui e os volumes argilosos de cor heterogênea aumentam;
- o **horizonte esbranquiçado, argiloso**, tem continuidade até o final da topossequência.

IV-2-1-4- PERFIL 2

0-50 cm: **Horizonte vermelho-amarelo pálido**, arenoso, muito poroso. Distribui-se no seu interior alguns nódulos ferruginosos, semelhantes aos dos perfis precedentes, muitos volumes argilosos de cor heterogênea, já identificados no perfil 1B e muitos seixos de quartzo grosseiro. A maior parte dos volumes não apresenta mais nódulos no seu interior.

50-140 cm: Transição gradual por aumento dos volumes argilosos de cor heterogênea e por diminuição dos nódulos. O **horizonte é esbranquiçado**, argiloso e pouco poroso. A quantidade de seixos é menor.

140-145 cm: **Horizonte de alteração do migmatito**. No topo, uma fase esbranquiçada é constituída por um material argiloso muito mosqueado de vermelho, amarelo e preto. Alguns seixos de quartzo foram observados. Na base, pôde-se reconhecer restos de volumes da rocha dura, não alterada (plagioclásios, biotitas e quartzo) dentro de um fundo argiloso esbranquiçado e mosqueado.

SÍNTESE

Esse solo é muito semelhante ao do perfil anterior, portanto, as observações feitas para aquele aplicam-se a esse. Lateralmente verificou-se que os nódulos tendem a desaparecer para jusante, o que permite melhor embasar a idéia da transformação dos nódulos ferruginosos em argila.

IV-2-2- DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

IV-2-2-1- PERFIL 1

60-80 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Horizonte nodular.**

Dois domínios foram observados, um nodular e outro constituído por um fundo matricial bruno-avermelhado (2).

Os nódulos têm fundo matricial pórfito-esquélico; são muito porosos e contêm plasma opaco bruno-avermelhado escuro, no núcleo e bruno-escuro, na periferia e esqueleto quartzoso (diâmetro médio de 1mm).

Os nódulos estão dentro de um fundo matricial porfito-esquélico que tem plasma bruno-avermelhado, opaco e esqueleto quartzoso

(2)- Quando a cor não for seguida pelo índice (LN) significa uma observação em luz normal. Se ela for seguida por (LP) remete-se a uma observação em luz polarizada.

(diâmetro médio de 1mm). Localmente, esse fundo matricial é mais claro, bruno-amarelado, com plasma opaco.

80-100 cm (topo): **Conjunto ferruginoso endurecido - Couraça.** Os nódulos, do interior para a sua periferia, perdem gradualmente a cor escura e ganham cores mais claras: do bruno-avermelhado escuro ao bruno-amarelado claro. Essa mudança de cor é gradual sendo difícil estabelecer o limite entre elas.

Um fundo matricial pórfito-esquelico, bruno-amarelado, com discreta anisotropia, esqueleto quartzoso (diâmetros menores que 0,5mm), é discordante com os nódulos e com sua diferenciação periférica. Esse fundo matricial encerra pequenas ilhas de plasmas mais ferruginosos.

80-100 cm (base): **Conjunto ferruginoso endurecido - Couraça**
Domínio nitidamente nodular constituído por nódulos alongados, horizontalmente. Esses nódulos têm fundo matricial pórfito-esquelico, são muito porosos e contêm plasma opaco bruno-avermelhado escuro, esqueleto quartzoso (diâmetro médio de 1mm). Esses nódulos apresentam uma diferenciação periférica formada por um fundo matricial bruno-avermelhado, cujo plasma têm discreta anisotropia e esqueleto quartzoso (diâmetro médio de 0,5mm). Esse fundo matricial pouco anisotrópico constitui uma ligação inter-nódulos. O limite entre o nódulo e a sua diferenciação periférica é abrupto, interdigitado. Sobre o fundo matricial mais claro encontram-se ilhas isoladas do plasma mais escuro (Fig. 17A).

150-170 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Couraça** O fundo matricial bruno-avermelhado é generalizado torna-se mais anisotrópico enquanto os nódulos individualizam-se. Esse fundo matricial anisotrópico pode também, constituir nódulos, que denominar-se-ão de nódulos argilosos (Fig. 17B).

190-210 cm: **Conjunto ferruginoso endurecido - Horizonte nodular em fundo argiloso.** Generalizam-se os nódulos argilosos que,

além de bruno-avermelhados, podem ser formados por fundo matricial, vermelho (Fig. 17C).

Esses nódulos e restos de fundo matricial opaco estão dentro de um outro, porfiro-esquélico, bruno-amarelado anisotrópico de extinção ondulante, e cujo esqueleto é quartzoso (diâmetro <0,5mm).

SÍNTESE

No topo do perfil duas fases ferruginosa estão presentes. Uma, é representada por nódulos ferruginosos e outra, por fundos matriciais opacos bruno-avermelhado e bruno-amarelado. Aparentemente essas duas fases não apresentam nenhuma relação entre elas, a não ser o mesmo tipo de esqueleto. Não há nenhum tipo de diferenciação ferruginosa dentro da segunda fase, que indique que os nódulos se originaram dela. Abaixo desse conjunto superior, os nódulos apresentam uma diferenciação periférica que contém fundos matriciais, que gradam do bruno-avermelhado ao bruno-amarelado. No meio do perfil a fase ferruginosa nodular torna-se contínua.

Uma fase de discreta anisotrópica, argilosa é discordante sobre as anteriores e transforma os nódulos. Essa fase progride da base para o topo do perfil.

Na base do perfil, uma fase bruno-amarelada, argilosa-silicosa, em analogia com a Topossequência Tamanduá, anisotrópica, é discordante sobre a pouco anisotrópica argilosa e sobre a ferruginosa. Para o topo a fase bruno-amarelada desaparece.

Assim, confirma-se que há uma transformação, do topo para a base da couraça, que dá origem a uma fase móvel, mais homogênea indicando que pelo menos nesse nível, o conjunto móvel provém dessa transformação. Da base para o topo a couraça também se transforma e é sucedida por uma fase argilosa, pouco anisotrópica que por sua vez é deferruginizada e transformada em uma fase anisotrópica, argilosa-silicosa.

VARIAÇÃO LATERAL DO PERFIL 1 AO PERFIL 2

Para jusante, desaparece a fase ferruginosa contínua. Os nódulos ganham contornos sinuosos, diminuem em quantidade e de tamanho. Aparece uma fase bege clara, opaca.

IV-2-2-2- PERFIL 2

0-50 cm: **Horizonte vermelho-amarelo pálido.** Um domínio nodular e um domínio, composto por um fundo matricial bege claro estão presentes nesse nível.

O domínio nodular é representado por pequenos nódulos ferruginosos (0,2mm), os quais têm fundo matricial porfiro-esquélico, bruno-avermelhado ou bruno-amarelado com plasma opaco e esqueleto quartzoso (diâmetro médio de 1mm) e, as vezes, podem apresentar diferenciações locais, onde aparece um fundo matricial bruno-avermelhado e bruno-amarelado de discreta anisotropia.

Esses nódulos estão dentro de uma fase bege clara cujo fundo matricial é granular. O esqueleto nesse fundo é quartzoso com alguns plagiclásios e seu diâmetro médio é de 0,5mm. O plasma bege claro é opaco e se encontra em torno dos grãos, fazendo uma ligação entre eles. Desse arranjo resulta uma porosidade intergrãos bem delimitada. Localmente esse fundo matricial contém zonas de fundo matricial bruno-avermelhado a bruno-amarelado anisotrópico.

95-125 cm: **Horizonte esbranquiçado.** Diminui o fundo matricial bege claro. Os nódulos aumentam de tamanho e tornam-se mais abundantes. Eles têm contornos sinuosos e são circundados por um fundo matricial bruno-amarelado, anisotrópico, estriado que individualiza pequenos fragmentos do nódulo.

125-140 cm: **Horizonte esbranquiçado.** Dominam os fundos matriciais anisotrópicos, estriados e ondulantes, bruno-avermelhado e bruno-amarelado que mantêm no seu interior, restos de fundos matriciais, opacos, semelhantes aos dos

nódulos (Fig. 18). Esses fundos matriciais mantêm uma distribuição complexa dentro da fase bege clara, que nesse nível tem fundo matricial porfiro-esquélico a granular.

140-155 cm+: **Horizonte de alteração do migmatito.** A rocha apresenta, como constituintes principais: plagioclásios saussuritizados, quartzos, microclínio e poucas biotitas. No topo desse horizonte os minerais primários são cortados por fraturas transminerais que estão preenchidas por óxidos de ferro, formando uma rede ortogonal sobre os minerais. Ao lado dessa configuração, em transição rápida e nítida, desaparece essa rede ortogonal ferruginosa e aparece uma frente, onde fragmentos de quartzo e plagioclásios estão completamente individualizados, mas firmemente interligados um ao outro, sem criar porosidade intersticial, pelo plasma muito ralo, bege-claro, opaco que, localmente, contém placas de extinção ondulante. Quartzos e plagioclásios, na transição das duas configurações, têm metade do cristal com rede ortogonal ferruginosa e metade sem essa rede. Plagioclásios em alteração, e preservados da fragmentação, mostram no seu interior o mesmo plasma bege-claro, opaco. Os quartzos apresentam figuras de dissolução.

Abaixo de 155cm+ só as biotitas começam a alterar-se, perdendo o ferro de sua constituição. Os plagioclásios ainda permanecem quase inalterados.

SÍNTESE

Na parte superior do perfil a fase ferruginosa é nitidamente diminuída e deferruginiza-se enquanto uma fase bege clara, já observada na Topossequência Tamanduá é generalizada. Mas para a base essa fase bege clara é diminuída. Da base para o topo diminui-se o diâmetro dos nódulos e aparece uma fase anisotrópica que tende também, a diminuir em quantidade em direção ao topo.

Uma sequência de transformação é então observada, a fase ferruginosa é transformada na fase bege clara, que por sua vez é transformada na fase anisotrópica, que por analogia com a Topossequência Tamanduá, podem ser consideradas, respectivamente como silicosa e argilosa-silicosa. Uma frente de transformação que progride do topo para a base, transforma a fase silicosa, porfiro-esquéllica em granular. O resultado, é o encontro da frente de transformação, do topo e da base do perfil, que configura a sequência vertical: horizonte arenoso, no topo, sobre horizonte argiloso-silicoso, na base.

No horizonte de alteração destacam-se:

- alteração com ferruginização formando uma rede ortogonal ferruginosa;
- destruição dessa rede ortogonal;
- alteração em plasma bege-claro, acompanhada da dissolução dos quartzos, e sua posterior transformação em plasma de extinção ondulante.

Na alteração a fase ferruginosa é transitória e logo transformada na fase silicosa, também transitória, que se origina da alteração dos quartzos e dos plagioclásios. Por analogia com a Topossequência Tamanduá, essa fase é transformada numa outra, argilosa-silicosa, dada a presença de plasma ondulante, como aquele observado naquela topossequência.

IV-2-3- DADOS ANALÍTICOS

IV-2-3-1- ANÁLISES QUÍMICAS

As análises químicas por FRX, da fração <30um, do horizonte friável, mostraram (Fig. 19):

- distribuição inversa de sílica e alumínio para todos os perfis da topossequência. Os teores de sílica são mais elevados do que os de alumínio (Si/Al a 30cm de profundidade no perfil 1 é de 1,89 e no perfil 1B é de 3,53);
- percentagem de Fe_2O_3 menor e distribuição inversa à do Al_2O_3 ;
- valores decrescentes de TiO_2 para a base do perfil;

- teores baixos e distribuição irregular de K_2O e CaO no perfil.

Lateralmente, verificam-se:

- distribuição inversa entre sílica e alumínio, observando-se teores crescentes de sílica e teores decrescentes de alumínio, para jusante;
- teores decrescentes de Fe_2O_3 , para jusante;
- teores crescentes de K_2O , para jusante.

Para a fase solúvel em HCl , do **conjunto ferruginoso endurecido** (Fig. 19), o resultado é:

- distribuição inversa entre ferro e alumínio, por perfil, e, aumento de alumínio para jusante da topossequência;
- distribuição de CaO e MgO , aproximadamente constante, no **conjunto ferruginoso endurecido** e, crescente no **horizonte de alteração**, tanto por perfil como na topossequência, para jusante.

IV-2-3-2- ANÁLISES MINERALÓGICAS

A mineralogia do resíduo insolúvel, obtido a partir do ataque do "plasma" (vide item metodologia de pesquisa: análises por topossequência, página 36) do **conjunto ferruginoso endurecido**, com HCl , é caulinita e ilita; para a amostra total desse mesmo conjunto, moída e pipetada à fração $<0,002$ mm, a mineralogia é caulinita, goethita, quartzo e ilita. A figura 20A representa a variação dos picos para o perfil 1: há uma diminuição da agudez do pico de caulinita a 80-100cm, onde a couraça é mais maciça.

A figura 20B mostra a mineralogia do **horizonte argiloso esbranquiçado**, no perfil 1B. A mineralogia é sempre caulinita, ilita e traços de goethita.

IV-2-3-3-INTERPRETAÇÕES

A relação Si/Al igual a 1,89, no perfil 1, **conjunto móvel**, indica que a sílica está presente na caulinita, enquanto, no perfil 1B a relação de 3,53 mostra disponibilidade de sílica, que pode correlacionar ao quartzo ou à sílica secundária. Portanto, para jusante diminui a argila no **conjunto móvel**.

Os teores decrescentes em ferro, para jusante, confirmam a deferruginização; o aumento em Al_2O_3 , nos horizontes que sucedem esse conjunto, indica aumento de argila em relação ao **conjunto móvel**.

Dessa maneira, como não foram observadas figuras de acumulação de argila eluvial no conjunto ferruginoso endurecido e nos horizontes que o sucedem, depreende-se que a argila é formada nesse nível e que, no horizonte friável, ela é destruída.

IV-2-4- VARIAÇÃO DAS ORGANIZAÇÕES PEDOLÓGICAS TOPOSSEQUÊNCIA CASA DO VELHO

Alguns limites principais foram observados nessa topossequência (Fig. 16):

- 1- aparecimento de nódulos ferruginosos;
- 2- couraça contínua;
- 3- aparecimento de textura argilosa;
- 4- aparecimento da hidromorfia;
- 5- aparecimento do horizonte esbranquiçado (ou fase bege clara);
- 6- alteração.

O limite 1 segue toda a encosta e o 2, em forma de cunha, desaparece a partir do início do segmento côncavo. Já que a couraça se transforma, a continuidade desses nódulos contribui para dizer que ela era contínua.

O limite 3 acompanha toda a encosta e representa um limite entre a couraça contínua, no perfil 1 e entre um conjunto móvel, arenoso, nos perfis 1B e 2. Ao mesmo tempo a hidromorfia (limite 4), presente na parte inferior do perfil 1, mergulha em sentido contrário à topografia e se prolonga para jusante, acompanhando o **horizonte argiloso esbranquiçado**.

O limite 5 inicia-se a partir do segmento médio da vertente. Como nenhuma relíquia da fase bege clara foi encontrada no perfil 1, acredita-se que, ou essa fase foi completamente transformada em argila, ou ela nunca existiu. Nesse último caso pode-se aventar a idéia da presença da silicificação somente relacionada a litologias mais quartzo-feldspáticas.

O limite 6 representa o aparecimento dos horizontes de alteração que correspondem à alteração do diabásio e do migmatito.

A couraça é portanto transformada, atualmente, no sentido de jusante para montante e a partir do topo e de sua base.

A partir da base, uma frente argilosa-silicosa, formada in situ, progride sobre a couraça e sobre a fase bege clara (silicosa). A hidromorfia temporária, que atravessa indiferentemente o diabásio, o migmatito e a base da couraça, parece ser o agente de formação da fase argilosa-silicosa.

A partir do topo, uma frente de transformação cria uma diferenciação textural entre o horizonte de superfície e o subjacente, a partir do perfil 1A para jusante e, uma descontinuidade estrutural em relação à couraça, do perfil 1 ao 1A. Essa frente corresponde à destruição da couraça, da fase silicosa e da fase argilosa-silicosa.

A frente de transformação argilosa e silicosa progride também de jusante para montante e faz retrair a couraça, que se afina e toma a forma de cunha. Na jusante a frente descendente, arenosa se junta a frente ascendente, sobre a fase silicosa e, descendente na rocha. Nota-se que a jusante o segmento da encosta é côncavo e, que a montante, ele é convexo. A ruptura entre os dois, corresponde ao desaparecimento da couraça contínua.

A frente de alteração, argilosa-silicosa, é descendente na rocha, e atravessa indistintamente o diabásio como o migmatito, criando um plano de alteração.

A cronologia dos eventos, identificada para a Topossequência Tamanduá é a mesma observada para essa: formação de uma cobertura laterítica com couraça ferruginosa que é transformada em uma cobertura silicificada que finalmente é recolocada por uma cobertura argilosa-silicosa.

IV-3- CONCLUSÕES SOBRE A COBERTURA LATERÍTICA

As figuras 5A, 6 e 16A e 16B registram as variações laterais e verticais dos horizontes das topossequências **TAM** e **CV**. Na topossequência **CV**, um pouco a jusante do perfil 1A, a superposição dos horizontes (horizonte móvel, arenoso sobre horizonte argiloso-silicoso) indica que a transformação da cobertura laterítica é acentuada e avançou de jusante para montante até o terço superior da encosta. Na topossequência **TAM**, esse tipo de superposição de horizontes, localiza-se a jusante do perfil 4, no terço inferior da encosta, o que condiz com uma menor transformação da cobertura laterítica.

Apesar da diferenciação, na progressão dessa transformação, entre as duas topossequências, percebe-se que ambas passaram pelo mesmo tipo de evolução. Dessa maneira, sem introduzir o mesmo nível de detalhe no estudo da topossequência **CV**, as descrições e comentários permitem identificar, para as duas:

T
1834

- uma fase ferruginosa, resultado da formação de uma couraça ferruginosa laterítica, demonstrado pela sequência de evolução dos nódulos;
- uma fase silicosa, resultado da deferruginação e transformação da fase ferruginosa e da alteração da rocha;
- uma fase argilosa-silicosa, resultado da transformação das fases ferruginosa e silicosa e da alteração dos minerais primários.

CAPÍTULO V

V- COBERTURA SILICIFICADA

Essa cobertura, identificada à noroeste da área foi estudada em topossequência. A partir do estudo inicial, com tradagens, identificaram-se as organizações pedológicas que serviram como base para a localização de 4 trincheiras.

V-1- TOPOSSEQUÊNCIA VALE DO PARAMIRIM "A"

A topossequência situa-se a sudeste da cidade de Oliveira dos Brejinhos a aproximadamente 18Km. A partir dessa cidade, em direção à de Boquira, toma-se uma estrada lateral, a aproximadamente 2Km da primeira localidade; a 16Km à frente, em direção ao Rio Paramirim, encontra-se a topossequência.

O relevo local, caracterizado por lombadas de topos amplos, tem seguimentos convexos a montante e seguimentos côncavos a jusante. Na ruptura de declive, que marca a passagem do segmento convexo para o côncavo, aflora, geralmente, um horizonte silicificado que será denominado de silcrete.

V-1-1- DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

A descrição da topossequência será feita de montante para jusante e do topo para a base (Fig. 21A e 21B).

V-1-1-1- PERFIL 1

0-2 cm: **Crosta de superfície.** A crosta apresenta algas pretas em superfície e divide-se em duas camadas. A superior, de 1mm de espessura, tem cor 10YR5/6 e textura arenosa. A inferior, de mesma cor e textura que a superior, contém volumes de cor cinza e volumes de cor um pouco mais escura que o fundo

adjacente. A assembléia dos grãos do esqueleto é relativamente compacta.

2-14 cm: **Horizonte de cor bruno-amarelada** (10YR6/6), e repartição irregular do plasma e textura arenosa. Em zonas mais brunas, observa-se mais plasma e em zonas mais amareladas, menos plasma. A atividade biológica e a porosidade são fortemente desenvolvidas e, essa última é de assembléia dos grãos do esqueleto.

14-35 cm: Transição gradual por aumento do plasma. **Horizonte bruno-amarelado** (10YR6/7), arenoso, tem um pouco mais de plasma que o anterior, e envolve alguns volumes de mesma cor do fundo, um pouco mais duros e de assembléia mais compacta do que desse último. A porosidade da assembléia dos grãos do esqueleto é forte e, a porosidade tubular é fina. Numerosas feições biológicas esféricas e térmitas foram observadas.

35-75 cm: Transição gradual por aumento de plasma e dos volumes. **Horizonte bruno-amarelado** (10YR7/8), **areno-argiloso**, maciço, mas, quebra-se em poliedros nítidos. O horizonte tem um pouco mais de plasma que o anterior, sem microagregação, assembléia muito porosa e presença de tubos finos. Os volumes observados foram os de mesma cor do fundo que, tornam-se mais abundantes, para a base do horizonte.

75-143 cm: Transição gradual por aumento dos volumes. **Horizonte bruno-amarelado** (10YR7/8), **areno-argiloso**, maciço e se quebra formando poliédros. Os volumes são abundantes, têm coesão média e a cor é semelhante à do fundo ou, bruno-avermelhada. A porosidade é fraca com alguns poros tubulares. Feições biológicas esféricas foram observadas.

143-195/235 cm: Transição gradual por aumento dos volumes. **Horizonte bruno-amarelado** (10YR7/8), **areno-argiloso**, maciço, quebra-se em poliedros nítidos, envolve grande quantidade de volumes, geralmente duros e compactos, com tamanho de até

6cm. Esses são brunos, com domínios vermelhos e brancos; vermelhos com domínios da cor do material do fundo e de cor vermelha e branca dominante. Todos, são interpenetrados pelo material adjacente. Outros volumes, menos duros do que os do horizonte inferior e seixos sub-arredondados (2cm de diâmetro) também foram encontrados. A atividade biológica, importante, propicia uma porosidade muito desenvolvida.

195/235-300 cm+: O **horizonte constitui-se de faixas compostas por placas irregulares**, de material endurecido (silcrete?), separadas por material móvel. A principal faixa, no topo do horizonte, tem espessura de 10 a 30cm. O material das placas tem cor bruna-clara (10YR6,5/8), domínios ocre (10YR7/8) e manchas cinza-claro mais ou menos anastomosadas. A porosidade desse material é fraca, embora, ele apresente uma porosidade tubular, biológica, cujos poros, têm até 4mm de diâmetro. O material móvel, pouco coerente, de estrutura poliédrica, mais poroso que as faixas duras (porosidade tubular fina), é bruno-amarelado claro com domínios mais coerentes, com limites difusos, e numerosos volumes brancos anastomosados e volumes ocre menos abundantes, penetrado pelo material da matriz móvel.

- **Raízes no perfil:** as médias são pouco abundantes, mas estão presentes até a base da trincheira. Os filamentos de fungo são abundantes em todo o perfil.

SÍNTESE

Esse perfil é constituído de:

- um conjunto de horizontes bruno-amarelado, claro, arenoso no topo a areno-argiloso a partir de 35cm, com porosidade forte e atividade biológica forte, e apresenta uma sequência de volumes duros, com gradação vertical de cor e de dureza;
- um horizonte com faixas endurecidas e volumes mais coerentes, ambos, provavelmente, cimentados por sílica secundária, em um

fundo móvel, de mesma cor, presente na base do conjunto superior.

Essa sequência contínua permite levantar duas hipóteses:

- que houve um desenvolvimento contínuo do solo "per descensum", a partir do mesmo material, com formação do silcrete em profundidade;
- que a sequência contínua, dos fundos e dos volumes, é uma relíquia de um silcrete outrora mais expesso.

V-1-1-2- PERFIL 2

0-2 cm: **Crosta de superfície.** Algas pretas e areia solta distribuem-se de maneira descontínua na superfície. O primeiro centímetro é compacto e descola-se do segundo que é menos compacto. A cor do conjunto é bruna. No segundo centímetro a cor é (10YR5/4). Esse material é mais cinza (matéria orgânica) e volumes de cor mais viva que o material adjacente (quartzosos).

2-7 cm: **Horizonte de cor bruno-amarelada clara** (8,5YR6,5/6,5), arenoso, tem plasma pouco abundante, amarelo, em pequenas pontes entre os grãos do esqueleto e estrutura maciça muito friável. A porosidade é forte e de assembléia dos grãos.

7-37 cm: **Horizonte friável bruno-amarelado, arenoso**

A 7-18 cm: Transição difusa e de contraste fraco. O horizonte tem cor 7,5YR5/6,5, é maciço, muito friável, arenoso, e tem domínios mais ricos em plasma amarelo e cinza.

A 18-37 cm a cor é um pouco mais clara e o plasma é mais abundante. A porosidade é forte e de assembléia dos grãos.

37-75 cm: **Horizonte bruno-amarelado, areno-argiloso, muito poroso** com distribuição irregular do plasma à escala de 2-3mm: zonas arenosas mais avermelhadas e zonas argilosas mais amarelas. A estrutura é maciça, com faces de ruptura mamelonar. A porosidade é forte: de assembléia dos grãos do esqueleto e tubos finos abundantes. Tubos biológicos, com

revestimento fino e alguns volumes brunos, foram também observados.

75-156 cm: **Horizonte bruno-avermelhado** (7,5YR6/8), areno-argiloso.

A 75-90 cm, a porosidade é de assembléia dos grãos do esqueleto mas menos abundante que o horizonte anterior. Os poros finos são numerosos e a 75cm observa-se um domínio compacto, de 2 a 4mm, formado por dois volumes, bruno-avermelhado e branco, com limite abrupto entre si.

A 90-135 cm, permanece o mesmo material e os volumes são brunos e bruno-avermelhados (5YR5,5/8), com plasma liso, duros e compactos.

A 135-150 cm o material é como o anterior, e envolve volumes de 1 a 2cm que apresentam porosidade vacuolar e, são também atravessados por feições biológicas.

150-156 cm: Transição gradual por aumento dos volumes duros e compactos. **Horizonte bruno avermelhado** (7,5YR6/8), areno-argiloso, com porosidade de assembléia dos grãos do esqueleto, envolve volumes bruno-avermelhados (5YR5,5/8), com plasma liso, duros e compactos, de tamanho de 2 a 5cm, com porosidade tubular irregular e de tamanho menor que a do material adjacente. Esses volumes são atravessados por tubos preenchidos pelo mesmo material adjacente.

156-215 cm: Limite abrupto, irregular. **Horizonte endurecido de cor cinza**. Na parte superior, até 205cm, uma fase dominante endurecida de cores cinza, muito claras e bruno-avermelhada, é contínua, mas penetrada por um fundo friável (silcrete?). A fase cinza, muito clara, é formada de plasma branco e de grãos de quartzo em assembléia compacta, atravessada por tubos com parede de coloração ocre e espessura inferior a 0,2mm (aspecto de filamentos ocres). A fase bruno-avermelhada apresenta plasma liso e porosidade vacuolar. O conjunto endurecido é muito poroso, com zonas local de porosidade tortuosa. Localmente, um grande volume vermelho 2,5YR, menos

endurecido que o silcrete, inclui volumes bege que contêm pequenos volumes vermelhos. Preenchimentos biológicos em tubos, bruno-avermelhados a brunos, endurecidos, foram encontrados.

215-265 cm: **Silcrete?**. É constituído por duas fases: uma, predominantemente bruno-amarelada (10YR7/6) endurecida, areno-argilosa e estrutura poliédrica de 1 a 2cm e, outra, poliédrica, variavelmente endurecida: decrescente com a intensidade da cor - bruno escura, ocre ou vermelha -. As duas fases têm porosidade tubular e de assembléia de grãos, muito desenvolvida.

265-280 cm: **Horizonte friável com inúmeros volumes de cor variegada**. Um material móvel, de cor bruno-amarelada clara e estrutura geral poliédrica, envolve volumes de forma irregular e cor variegada: branco, vermelho e ocre. A fase branca, associada à borda dos poros, tem plasma menos contínuo e, a vermelha, menos porosa, tem plasma mais contínuo. A porosidade, geralmente tubular, é bem desenvolvida.

Raízes no perfil: abundantes até o silcrete e diminuindo até a base da trincheira.

SÍNTESE

O perfil caracteriza-se por:

- parte superior arenosa com porosidade de assembléia dos grãos e muito pouco plasma;
- parte areno-argilosa com assembléia geral mais compacta, ainda muito porosa, com muitos poros tubulares finos, verticais, tipo radicela;
- silcrete, precedido por uma sequência contínua de volumes mais duros, bruno-avermelhados, é recortado na sua parte superior por um fundo friável, idêntico aos dos horizontes sobrejacentes bruno-avermelhados (ferruginização);

- a parte mais endurecida do silcrete apresenta uma fase mais bruno-avermelhada e uma fase branca, com poros de coloração branca; para a base, a coloração torna-se mais amarela e apresenta volumes ligados aos poros;
- todo o conjunto do silcrete é recortado por tubos biológicos, numerosos, com preenchimento localmente endurecido.

O comportamento do silcrete na água mostrou que uma parte permanece coerente e outra parte torna-se mais frágil e esmaga facilmente. Esse teste permitiu distinguir material duro, por estar seco, do material cimentado por uma fase insolúvel. Os comentários gerais feitos para o perfil 1 servem também a esse perfil.

V-1-1-3- PERFIL 3

0-60 cm: **Horizonte móvel arenoso.** O horizonte é bruno-acinzentado e torna-se cada vez mais cinza com a profundidade, até atingir a cor branca no contato com o silcrete. Para a base, o contato com o horizonte inferior é abrupto e é feito por um horizonte esbranquiçado, muito poroso (porosidade tortuosa), que contém inúmeros seixinhos.

60 cm+: O **silcrete** é muito duro (o mais duro da topossequência) e apresenta no topo uma banda vermelha. É constituído de grãos de quartzo e alguns seixos cimentados por sílica e é recortado por numerosas feições biológicas silicificadas e tubos com várias gerações de silanes, espessas, de até 0,5mm.

Variação lateral do silcrete até 50cm a jusante (Fig. 21B)

Lateralmente observa-se:

- A 50cm, mais para jusante, o silcrete desaparece com um limite vertical convexo. Ele tem espessura de 10cm e repousa sobre um material areno-argiloso, duro, bege com muitas manchas dendríticas pretas no seu topo (I).

- Acima da extremidade do silcrete observam-se manchas de hidromorfia temporária (ocres ligadas aos poros), cujo limite superior está a contra-declive em relação a topografia (C).
- Em prolongamento com a extremidade do silcrete, observam-se nódulos de 3cm, pretos, com periferia ocre, que diminuem para jusante e tornam-se volumes ocres não endurecidos (E--> F--> G).
- Em prolongamento com a base do silcrete observa-se um fundo bruno, argiloso, que se espessa rapidamente para juzante. O limite superior da argila atravessa o conjunto nodular.
- Acima da argila existe um horizonte caracterizado por areia muito fina, branca, distribuída em coifas, nas faces das estruturas horizontais, oblíquas (feições características do meio lixiviado).

SÍNTESE

A geometria do conjunto nodular sugere que esses nódulos constituem relíquias ferruginizadas do silcrete. O conjunto argiloso é discordante sobre o conjunto nodular, aparecendo, então, como um horizonte de neoformação ou/e iluviação: acima do conjunto argiloso observa-se o conjunto lixiviado. A geometria do topo da hidromorfia indica que existe, na estação úmida, um lençol em carga, abaixo do silcrete.

V-1-1-4- PERFIL 4

- 0-30 cm: **Horizonte bruno-acinzentado**, arenoso. O horizonte tem algumas manchas ocres e torna-se mais claro em direção à sua base.
- 30-50 cm: **Horizonte cinza muito claro**, arenoso. O horizonte é muito friável e apresenta algumas manchas ocres.
- 50-70 cm: **Horizonte bruno claro**, arenoso. É compacto e apresenta um máximo de manchas ocres.

70-95 cm: **Horizonte mais compacto** que o superior, arenoso e muito poroso, tem cor bruna mas com uma rede branca de quartzos limpos e manchas ocre. Quartzos finos são raros.

95-100 cm: **Horizonte muito friável**, arenoso, esbranquiçado. O horizonte tem manchas ocre raras, quartzos muito finos e seixinhos.

100 cm+: **Horizonte argiloso de estrutura colunar**. Nesse nível estão presentes colunas de solonetz, arredondadas no topo, onde se observa uma mistura de areia/argila sobre 1cm no topo. Nas fendas do solonetz são observados quartzos finos e volumes bruno-avermelhados devido a revestimentos argilosos, vermelhos nas faces de mini-poliedros de argila, e volumes ocre argilosos.

SÍNTESE

Observam-se:

- dois horizontes mais claros e de coesão mínima: um, entre 30 e 50cm, e o outro, no topo da argila;
- as manchas ocre aumentam progressivamente ao redor de 50cm, atingem seu máximo entre 50-70cm, e diminuem para baixo.
- a porosidade aumenta para baixo, sem relação evidente com a coesão.

A coesão parece depender dos quartzos muito finos e não da porosidade.

V-1-1-5- PERFIL 5

Perfil muito semelhante ao anterior, algumas diferenciações estão presentes:

- ausência do horizonte cinza muito claro e mais friável superior;
- as manchas ocre existem mas, são menos numerosas;
- presença de volumes ocre com pequenos domínios vermelhos.

**V-1-1-6- DIFERENCIAÇÃO LATERAL DAS ORGANIZAÇÕES PEDOLÓGICAS
TOPOSSEQÜÊNCIA VALE DO PARAMIRIM "A"**

Parte de montante da seqüência, do topo até o ressalto do silcrete:

Do Topo, até o silcrete, existem limites, observados nas trincheiras e com as tradagens, sobre a maior parte da toposseqüência (Fig. 21A). São eles:

- (a) o aparecimento de pequenos volumes duros (da cor do fundo, no topo, passando a bruno-avermelhados, na base);
- (b) a passagem de uma textura arenosa superior a uma textura areno-argilosa;
- (c) o aparecimento de volumes ocres e brancos;
- (d) o aparecimento de um material impenetrável ao trado: silcrete.

Os limites (a) e (b) são sensivelmente paralelos entre si e à superfície topográfica. Esses e o limite (c) desaparecem no meio do segmento mais inclinado da vertente. O desaparecimento corresponde a uma subida do silcrete e à modificação de cor do conjunto superior, que passa de bruno-amarelado a bege.

Os limites (c) e (d) estão igualmente ligados topograficamente, mas tornam-se mais profundos quando se dirige para montante. Da trincheira 1 para a tradagem (tr) eles estão em contra-declive com a topografia.

- Parte de jusante da seqüência, a partir do ressalto do silcrete

A jusante do ressalto, o silcrete mergulha e desaparece abruptamente (Fig. 21A). Prolongando-se por 1m, relíquias do silcrete, na forma de nódulos ferruginosos, são observadas. Os solos a jusante apresentam um conjunto superior lixiviado e um conjunto inferior argiloso, neoformado ou iluvial. Entre esses

dois conjuntos observam-se manchas ocre, em prolongamento aos nódulos. Mais para jusante ainda, o conjunto superior lixiviado desaparece e, o conjunto argiloso aflora na superfície, aparecendo, ao mesmo tempo, numerosos seixos arredondados.

Na parte alta da vertente, as observações macro-morfológicas vão no sentido de um desenvolvimento "per descensum" da cobertura móvel, que transforma atualmente o silcrete. No entanto, parece que abaixo da frente superior de transformação do silcrete, a formação desse, continua. Um dos argumentos mais fortes nesse sentido é a existência de feições biológicas endurecidas pela sílica.

Na parte jusante a geometria do conjunto nodular sugere que os nódulos, constituem relíquias ferruginizadas do silcrete. O conjunto argiloso é discordante sobre o conjunto nodular; esse aparece como um horizonte de neoformação e/ou iluviação: acima do conjunto argiloso, observa-se um conjunto lixiviado. Enfim, a geometria do topo da hidromorfia indica que existe, na estação úmida, um lençol em carga, abaixo do silcrete. O aparecimento, em superfície, dos seixos arredondados, junto com o desaparecimento do conjunto superior lixiviado, e o fato de terem sido observados seixos com o eixo maior em posição vertical, pressionados entre os prismas de argila, sugere uma subida desses últimos para a superfície, através de movimentos de contração e retração da argila.

V-1-2- DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

V-1-2-1- PERFIL 1

35-75 cm: **Horizonte bruno-amarelado areno-argiloso maciço.** Nível muito poroso. Os grãos, distantes um dos outros, dão origem a poros muito largos. A estrutura do fundo matricial é,

portanto, granular e, o plasma, bruno (2), opaco, restringe-se ao entorno dos grãos (Fig. 22B). Os grãos são quartzosos e têm diâmetros médios de 1mm. Localmente, zonas porfiro-esquéllicas compõem volumes arredondados que mantêm o mesmo tipo de plasma do fundo matricial adjacente.

115-125 cm: **Horizonte bruno-amarelado com muitos volumes duros.** Domina um fundo matricial semelhante ao dos volumes arredondados, descritos acima, que, localmente, tem estrutura granular. A porosidade diminui em relação à precedente

290-300 cm: **Horizonte em placas irregulares endurecidas.** Duas fases foram observadas:

- um fundo matricial porfiro-esquéllico, composto de esqueleto quartzoso e alguns plagioclásios (2mm a <0,5mm) e um plasma argilo-silico-ferruginoso (**vide item micro-análises, página 126**), bruno-amarelado, opaco, que chamar-se-á fase bruno-amarelada;
- um fundo matricial, também porfiro-esquéllico, com um esqueleto de mesma natureza que o anterior, mas, um pouco menos grosseiro e um plasma silicoso com um pouco de alumínio e, às vezes, cálcio e ferro ou potássio (**vide item micro-análises, página 126**), bege-claro, geralmente opaco, que pode apresentar, localmente, pequenas ripinhas ou pontuações, que denominar-se-á fase bege clara.

O limite entre essas duas fases é interpenetrado.

Dentro dessas duas fases encontram-se volumes arredondados, que conservam semelhanças de esqueleto com a bruno-amarelada; o plasma, no entanto, tem cor um pouco mais forte (Fig. 22A).

A porosidade nas duas fases e nos volumes é fraca. Alguns vazios mamelonares foram observados.

Em todo o perfil alguns quartzos do esqueleto são ferruginizados com película bruno-avermelhada escura, fraturados e corroídos (Fig. 22C).

(2)- Quando a cor não for seguida pelo índice (LN) significa uma observação em luz normal. Se ela for seguida por (LP) remete-se a uma observação em luz polarizada.

SÍNTESE

- Uma fase bruno-amarelada, argilo-silico-ferruginosa, é encontrada no topo do perfil.
- Para a base aparece uma fase bege clara, silicosa.
- A estrutura granular passa a porfiro-esquéllica, em direção à base do perfil, enquanto diminui a porosidade; em direção do topo, ilhas porfiro-esquéllicas permanecem como relíquias, que formam os volumes arredondados.
- Os quartzos ferruginizados e corroídos sugerem uma ferruginização anterior e uma dissolução.

Essa seqüência microscópica mostra que há, pelo menos, duas fases de desenvolvimento do perfil:

- uma fase de ferruginização; nesse caso, os plasmas mais brunos e os quartzos ferruginizados são reliquiais;
- "per descensum", a partir da deferruginização do material móvel, mais ferruginizado, com formação do plasma bege claro.

V-1-2-2- PERFIL 2

10 cm: **Horizonte friável bruno-amarelado arenoso.** Nível extremamente poroso, de estrutura granular, na qual os grãos mantêm somente uma película de plasma bruno-amarelado claro (fase bruno-amarelada). Alguns volumes porfiro-esquéllicos estão presentes.

40-65 cm: **Horizonte bruno-amarelado areno-argiloso.** Domina a fase bruno-amarelada, com plasma um pouco mais claro, que a esse nível, é ainda porosa e na qual o plasma restringe-se ao entorno dos grãos. Algumas ilhas porfiro-esquéllicas formam volumes arredondados cujo plasma é um pouco mais escuro do que o adjacente. O tamanho dos grãos do esqueleto da fase granular tem diâmetros mais homogêneos e maiores, enquanto nos volumes o esqueleto tem diâmetro heterogêneo (grandes e pequenos).

- 85-95 cm: **Horizonte bruno-avermelhado areno-argiloso.** A porosidade é ainda abundante e a estrutura do fundo matricial é praticamente granular. A fase bege clara restringe-se a volumes arredondados, de limite irregular com a fase bruno-amarelada.
- 141-150 cm: **Horizonte bruno-avermelhado areno-argiloso.** Domina a fase bruno-amarelada, porém, o plasma é um pouco mais claro. Essa fase é também porosa e de estrutura granular, apesar de manterem-se algumas zonas porfiro-esquéllicas. Um nódulo ferruginoso, que denominar-se-á de nódulo ferruginoso opaco, foi observado. Esse nódulo tem fundo matricial bruno-avermelhado, plasma opaco e esqueleto quartzoso.
- 160-170 cm: **Horizonte endurecido de cor cinza.** A fase bege clara é generalizada. Sobre os grãos do esqueleto quartzoso e nas suas fraturas, um plasma bruno-avermelhado, opaco, está presente dentro da fase bege clara.
- 190-200 cm: **Silcrete.** A fase bege clara é generalizada, mas, no seu interior, domínios mais anisotrópicos, ondulantes e de estrutura plásmica squelsépica e vosépica são observadas. Outros domínios, bruno-avermelhados, anisotrópicos, são alongados e distribuídos como ilhas dentro da fase bege clara. Essas configurações anisotrópicas denominam-se de fase argilosa-silicosa (**vide análises ao EDS, desses plasmas, em lâmina mais a frente, páginas 118/127**). A essa fase, associa-se também, pápulas e cutans, constituídos por um plasma amarelo escuro, além de um nódulo ferruginoso opaco. Analisado ao EDS, o plasma do nódulo constitui-se de ferro, titânio, manganês e de um pouco de sílica.
- 270 cm: **Horizonte friável com inúmeros volumes de cor variegada.** A fase bege clara é ainda dominante e, no seu interior, permanecem os domínios mais anisotrópicos, ondulante e de estrutura plásmica squelsépica e vosépica e, inúmeras ilhas da fase bruno-amarelada.

Um volume arredondado, que denominar-se-á de volume arredondado ferro-silicoso, foi encontrado associado à fase bege clara.

Esse apresenta-se como segue:

- fundo matricial de estrutura porfiro-esquéllica;
- esqueleto como o do fundo matricial adjacente;
- plasma ferro-silicoso (**vide item micro-análises, página 127**), bruno-avermelhado, com extinção pontuada.

No interior desse volume, numa zona mais porosa, observa-se um plasma de cor amarela escura, de extinção ondulante e de estrutura plásmica vosépica e squelsépica. Dentro dêle, são encontradas ilhas do bruno-avermelhado, opaco, já identificado no interior dos nódulos, o que configura uma transformação geoquímica (Fig. 23).

A passagem desse volume para a fase bege clara é abruptata, mas, se faz através de quartzos comuns aos dois (Fig. 23).

Na fase bege clara os grãos de quartzo do esqueleto são, alguns ferruginizados, com película bruno-avermelhada, e outros, contêm restos de plasma da fase bruno-amarelada.

SÍNTESE

Destacam-se:

- aparecimento dos volumes arredondados ferro-silicosos;
- aparecimento, na base do perfil, de plasma de extinção ondulante, tanto dentro da fase bege clara, como nos volumes arredondados ferro-silicosos;
- desaparecimento, para o topo, dos plasmas ondulantes;
- desaparecimento, para o topo, da fase bege clara;
- a fase bege clara atravessa a bruno-amarela e as relíquias mais escuras.

A fase bruno-amarelada deferruginiza-se para a base do perfil, enquanto, a fase bege clara generaliza-se nesse mesmo sentido. Esse fato permite confirmar que essa última desenvolve às expensas da primeira, que é mais ferruginizada. No entanto, para a base, o plasma bege-claro adquire, localmente, extinção ondulante.

Nos horizontes de topo, enquanto o plasma dos volumes arredondados e do fundo matricial adjacente são semelhantes, há uma diferença nítida na abundância e diâmetro do esqueleto e na estrutura do fundo. No fundo matricial adjacente (bruno-amarelado) os grãos de quartzo, tem diâmetros mais homogêneos e maiores do que os presentes nos volumes arredondados. Nos volumes arredondados os grãos têm diâmetros heterogêneos. Essa semelhança entre os plasmas e diferenciações no esqueleto pode indicar a presença de um processo mecânico de retirada dos materiais finos (plasma e quartzos menores). O argumento para essa afirmativa é que, a estrutura do fundo matricial torna-se granular, da base para o topo, enquanto o plasma restringe-se ao entorno dos grãos. Nesse caso, até o esqueleto mais fino é perdido.

Os nódulos ferruginosos opacos e a presença dos volumes ferro-silicosos permitem confirmar a hipótese da presença de uma fase mais ferruginosa endurecida.

V-1-2-3- PERFIL 3

40-50 cm: **Horizonte móvel poroso.** Nível muito poroso; os grãos de quartzo são unidos um ao outro por películas de plasma bege-claro, opaco, que, localmente, está colorido de cinza-empretecido (Mn), e que formam vazios intersticiais tortuosos (Fig. 25B). Os grãos são quartzosos e seu diâmetro médio é de 1mm.

50-60 cm: **Transição horizonte móvel poroso/silcrete.** Generaliza-se a fase bege clara, na qual, o plasma opaco apresenta localmente extinção pontuada e em pequenas ripinhas. No interior dessa fase registram-se volumes arredondados ferro-silicosos, já observados anteriormente, que estão, também, associados à fase argilosa-silicosa, mais contínua que no perfil precedente e, cujo plasma, é bruno-amarelado escuro.

60 cm: **Silcrete**. 80% da lâmina é constituída por esqueleto quartzoso, cujos grãos, são unidos um ao outro por uma película de plasma bege claro, opaco, semelhante ao da **fase bege-clara**, que forma uma rede imbricada, pouco porosa; essa configuração denominar-se-á de **silcrete granular** (Fig 24). Localmente, a quantidade de grãos do esqueleto diminui sensivelmente, e o plasma bege-claro, que pode estar colorido pelo ferro ou por manganês, adquire anisotropia em pequenas ripinhas e pontos (Fig. 24). No meio dele, ou nas bordas dos vazios, grandes zonas de plasma de extinção ondulante, de mesma cor do primeiro e cortadas por cutans ferruginosos, de cor vermelha viva (LP), são observadas (Fig. 24). No meio do silcrete foi observado um **nódulo ferruginoso opaco** (Fig. 25 A).

SÍNTESE

- Aparecimento de uma fase mais quartzosa, fortemente ligada pelo plasma silicoso, bege-claro (silcrete granular).
- Diminuição local dos grãos de quartzo e aparecimento de grandes placas de extinção ondulante.
- Aparecimento de uma fase argilosa-silicosa, mais contínua, com plasma bruno-amarelado escuro, anisotrópico.
- Aumento da porosidade, em direção ao topo, com aparecimento de poros intersticiais tortuosos, de assembléia dos grãos.
- Desaparecimento, em direção ao topo, da fase argilosa-silicosa, bruno-amarela escura, anisotrópica.

Dois tipos de fundos matriciais silicosos estão presentes nesse solo. Um mais contínuo, representado pela fase bege clara, já observada nos outros perfis, é generalizada até esse ponto. Um outro, que aparece na parte inferior desse perfil, é constituído pelo mesmo plasma que compõe a fase bege clara (fase silcrete granular). A análise macroscópica permite correlacionar, o primeiro, com os volumes esbranquiçados e com os níveis mais endurecidos dos perfis precedentes, o segundo, com o silcrete, muito duro, que aparece nesse perfil.

O silcrete portanto se transforma, tanto pela base como pelo topo. Essa transformação parece se dar por duas vias, uma, com formação da fase bege clara que, adquire anisotropia e a outra, que dá origem a um fundo matricial granular, com formação de uma porosidade intersticial tortuosa.

Uma outra fase, argilosa-silicosa, cujos plasmas são mais ferruginizados, é rapidamente deferruginizada, e permanece como reliquial, constituindo domínios dentro da fase bege clara.

Variação lateral do silcrete até 50cm a jusante (Fig. 21A e 21B)

- Em prolongamento com a base do silcrete -I-

Nível formado pela fase silcrete granular e pela fase argilosa-silicosa.

A fase argilosa-silicosa tem fundo matricial porfiro-esquélico com distribuição heterogênea do plasma: um plasma bege-claro e outro cinza-empretecido estão nas fraturas dos grãos; ocupando maior extensão, um outro, bruno-amarelado escuro (LP), muito estriado, ondulante, squelsépico e vosépico é mais contínuo.

- Lateralmente, a jusante - H -

Fraturas sub-verticais e sub-horizontais isolam poliedros na fase argilosa-silicosa, cujo plasma é bruno-amarelado escuro (LP), anisotrópico, cortado por um plasma bege-claro(LN)/branco (LP), também anisotrópico (Fig. 26).

- Para o topo, na transição - H/G

Características semelhantes à lâmina anterior, mas, destaca-se que: o plasma branco (LP), anisotrópico, argiloso-silicoso, generaliza-se enquanto o bruno-amarelado escuro, também argiloso-silicoso, torna-se restrito (**vide item micro-análises, página 127**). Um nódulo ferruginoso opaco foi observado.

O nódulo deferruginiza-se para a periferia e apresenta uma diferenciação, que forma um fundo matricial bruno-avermelhado, com plasma de estrutura squelsépica, localmente contendo ferro, manganês e um pouco de sílica e, mais para a periferia, muita sílica, ferro, um pouco de alumínio e traços de potássio (**vide ítem micro-análises página 127**). Mais para a periferia, ainda, uma outra diferenciação tem fundo matricial bruno-amarelado escuro (LP), argiloso-silicoso. Envolve o nódulo e suas diferenciações periféricas, o fundo matricial branco (LP), anisotrópico.

- Para o topo - G -

Semelhante a H/G. Aumenta a quantidade de nódulos ferruginosos opacos e o plasma bruno-amarelado escuro (LP), anisotrópico, constitui-se de manchas anastomosadas e placas ondulantes.

- Para o topo - D -

Semelhante a G, mas com aumento das manchas anastomosadas. Observam-se, também:

- aparecimento de uma fase porosa, com poros intersticiais tortuosos, onde os grãos do esqueleto estão envoltos pelo plasma bege-claro, opaco, (silcrete granular em degradação);
- aparecimento de grãos de quartzo ferruginizados, com uma película de plasma bruno-avermelhado escuro, opaco;
- desaparecimento do plasma branco (LP), anisotrópico, principalmente as placas de extinção ondulante.

- Variação para a esquerda - E -

Semelhante a D, mas com aumento da porosidade e presença de nódulo ferruginoso opaco em deferruginização, como visto anteriormente.

- Transição E/S

Domina a fase silcrete granular e, em menor quantidade, a fase argilosa-silicosa. Nódulos ferruginosos opacos, em transformação, foram observados.

- Transição E/C

De características semelhantes a D, tem porosidade maior, intersticial entre os grãos

- Transição D/C

Semelhante a D, mas, domina a fase porosa e, as manchas anastomosadas desaparecem.

- Para o topo - C -

Desaparecem as configurações anteriores (nódulos, manchas, placas ondulantes). Predomina um esqueleto quartzoso, com grãos quase isolados, que mantêm ainda, agregados a eles, resquícios de plasma bege claro, opaco, entre eles. A porosidade é grande (intersticial tortuosa, e mamelonar). Permanecem algumas ilhas do fundo matricial porfiro-esquéllico, estriado, squelsépico e vosépico, cujo plasma é branco(LP).

Resumo

Observar figura 21A e 21B.

Do silcrete para jusante; variação de S para C

- Aumento da porosidade, que passa a intersticial tortuosa, entre grãos e mamelonar.
- Desaparecimento de nódulos e plasmas mais ferruginosos.
- Aparecimento de ilhas do fundo matricial esquelsépico, vosépico, cujo plasma é branco(LP), anisotrópico.

Do silcrete Do silcrete para jusante; variação de S para E

- Aparecimento de plasma argiloso e silicoso de cor variável, ferruginizado e menos ferruginizado.
- Aumento da porosidade.
- Aparecimento de nódulos ferruginosos opacos, pouco transformados, em E, e mais transformados, em D e, manchas anastomosadas.

Do silcrete para jusante; variação de S para F e G

- Dominância de plasmas argilosos, estriados, ondulantes, de cor variada.
- Muitos nódulos ferruginosos opacos, pouco transformados em F e, muito transformados em G.
- Aparecimento dos plasmas argilosos e silicosos, anisotrópicos.

Do silcrete para jusante; variação de S para I e H

- Ausência de nódulos e volumes com plasmas mais ferruginosos.
- Dominam plasmas de distribuição heterogênea e cor variada, sempre anisotrópicos, estriados e ondulantes.

Da base para o topo; variação de I,H para F,G para E,D e C

- A porosidade aumenta até atingir o máximo em C.
- Os plasmas anisotrópicos, mais ferruginosos, permanecem como manchas anastomosadas no nível intermediário (F,G para E,D).
- De F,G para E,D aparecem nódulos ferruginosos opacos, com diferentes graus de transformação.
- O plasma branco(LP), anisotrópico, diminui para o topo e permanece como ilhas em C.

SÍNTESE

Na base, uma transformação opera sobre a fase mais silicosa (bege clara e sobre o silcrete granular), sobre os plasmas ferruginosos dos nódulos e ferruginosos e silicosos dos volumes arredondados, transformando-os em uma fase argilosa-silicosa, cujos plasmas são orientados.

Por outro lado, uma frente de degradação ataca o silcrete, a partir do seu topo e, cria uma porosidade intersticial tortuosa (C), já observada no perfil 3.

Ao mesmo tempo que a fase argilosa-silicosa se forma em direção à base do perfil, para o topo, essa fase, de cor mais viva, se deferruginiza (permanece plasma branco(LP), anisotrópico) e se destrói (em C permanecem só ilhas do plasma branco(LP), anisotrópico). O resultado é o aparecimento de uma porosidade mamelonar.

V-1-2-4- PERFIL 5

70-80 cm: **Horizonte bruno arenoso compacto.** Dois fundos matriciais estão presentes: um granular e outro porfiro-esquélico.

O fundo matricial granular é formado por um esqueleto quartzoso de diâmetro homogêneo (média de 1mm) e plasma branco(LP), anisotrópico, que restringe-se ao entorno dos grãos.

O fundo matricial porfiro-esquélico restringe-se a formar pequenos volumes. Nesse fundo o esqueleto tem diâmetro heterogêneo (1 a 0,3mm) e plasma bruno-amarelado, com discreta anisotropia, squelsépico e vosépico.

Para a base o fundo matricial porfiro-esquélico aumenta, e forma grandes zonas, enquanto o granular, torna-se restrito.

95 cm: **Horizonte argiloso de estrutura colunar.**

Na cúpula do prisma, a estrutura do fundo matricial é granular. Os grãos do esqueleto são rodeados por plasma bege-claro, opaco. Esses grãos não estão em contato um com o outro e criam uma porosidade muito aberta.

No meio do prisma uma rede de fraturas verticais e sub-horizontais delimitam, agregados menores. Esses agregados são constituídos por um fundo matricial porfiro-esquélico com plasma denso, branco(LP), estriado a localmente ondulante e um esqueleto quartzoso (fase argilosa-silicosa). Localmente observam-se: zonas menores, de relíquias da fase silcrete

granular; zonas descontínuas, próximas às bordas dos vazios com plasma bruno-amarelado escuro(LP), anisotrópico; e volumes arredondados ferro-silicosos.

SÍNTESE

No topo um horizonte de estrutura granular mantém relíquias da fase argilo-silicosa, porfiro-esquélica. Em direção à base essa fase é generalizada comprovando portanto que ela se destrói pelo topo, seja por um processo mecânico de perda de argila ou por um processo químico, ligado à hidromorfia temporária, como mostra o topo do horizonte colunar. Na cúpula do prisma o plasma que envolve os grãos do esqueleto é bege claro, semelhante ao encontrado na fase silcrete granular ou na fase bege clara, o que leva a acreditar numa destruição química da argila com formação de um plasma silicoso.

Na base desse perfil somente relíquias do silcrete são observadas no interior da fase argilosa-silicosa, referindo-se portanto a uma transformação lateral, que se processa, além da base, a jusante da topossequência.

V-1-2-5- DIFERENCIAÇÃO LATERAL DAS ORGANIZAÇÕES MICROSCÓPICAS NA TOPOSSEQUÊNCIA VALE DO PARAMIRIM "A"

Do topo da lombada, para jusante, até o segmento mais inclinado da vertente, observam-se:

- Continuidade do fundo matricial granular, no topo do perfil, resultante da degradação de um fundo matricial porfiro-esquélico, composto de plasmas reliquiaes de uma fase mais ferruginosa.
- Essa degradação deixa como relíquia, para o topo, volumes porfiro-esquélicos que contêm o mesmo plasma adjacente ou um pouco mais vivo, que, macroscopicamente corresponde aos volumes duros de mesma cor do fundo.
- Continuidade, para jusante, de um fundo matricial porfiro-esquélico, onde predomina o plasma bege-claro (LN), opaco.

- A partir do perfil 2, dentro da fase bege clara, o plasma adquire anisotropia (extinção ondulante).

Do segmento mais inclinado da vertente para jusante:

- Aparecimento da fase silcrete granular.
- Continuidade da estrutura granular, mas com porosidade intersticial tortuosa e uma porosidade muito aberta.
- Desaparecimento abrupto do silcrete, mas, com manutenção de relíquias até o perfil 5, e, ao mesmo tempo, aparecimento de plasmas argilosos estriados.

V-1-3- DADOS ANALÍTICOS

V-1-3-1- ANÁLISES QUÍMICAS

Os resultados das análises químicas na FRX estão contidos na figura 27. Os gráficos mostram, comparativamente, teores altos em sílica e teores medianos a baixos dos outros elementos maiores nos perfis 2 e 3.

Nota-se a seguinte distribuição de sílica, alumínio e ferro, do topo para a base do perfil 2 (Fig. 27):

- decréscimo dos teores em sílica (máximo de 86,53% a 45-55cm e mínimo de 72,33% na fase bruna a 135-150cm e de 81,81% a 150-156cm);
- concentração maior do alumínio, na fase bruna a 135-150cm (19,21%) e, teores menores a 45-55cm (7,19%);
- acréscimo discreto de ferro em profundidade.

No perfil 2 o sódio acompanha a distribuição da sílica, enquanto magnésio, potássio, cálcio e titânio tendem a ter teores crescentes em direção à base. Manganês, tem distribuição irregular (Fig. 27).

No perfil 3 os teores em sílica são mais elevados e os de alumínio, são mais baixos, que os do perfil precedente. Os teores dos outros elementos maiores tem um discreto acréscimo (Fig. 27).

Do topo para a base do perfil 3 observa-se (Fig. 27):

- decréscimo de sílica em profundidade (máximo de 93,73% em "B" e mínimo de 74,89% em "I", figura 27);
- acréscimo dos teores em alumínio, em a profundidade (máximo de 12,47% e 11,48% em "H e I" e mínimo de 2,84% e 3,41% em "B e A", figura 27);
- acréscimo de ferro em profundidade (máximo de 3,44% em "I" e mínimo de 0,62% em "B", figura 27).

A distribuição do sódio, magnésio, potássio, cálcio e titânio tem mesma configuração daquela observada no perfil 2.

V-1-3-2- ANÁLISES MINERALÓGICAS E TEXTURAIS

O ANEXO II contém os difratogramas de Rx para os perfis 2 e 3 da Topossequência Vale do Paramirim "A". Nota-se que para os dois perfis a mineralogia (amostra total) é semelhante (quartzo, plagioclásio e caulinita). Excetuando-se os picos de quartzo e de plagioclásio que são elevados, a caulinita é apenas traços.

A figura 28 representa as percentagens das frações granulométricas para a topossequência Vale do Paramirim "A". Em todos os perfis as frações areia fina e areia grossa ultrapassam os 30% cada uma. A fração silte tem percentagens <5% e a de argila entre 4% e 42%.

No perfil 1, da base para o topo, a argila granulométrica mantém uma certa constância, enquanto nos demais, ela aumenta em

profundidade. Do perfil 1 ao 5 seu decréscimo é nítido, nos horizontes superiores e, seu aumento é nítido, nos inferiores.

Como os difratogramas de RX apresentam quartzo, plagioclásio e traços de caulinita acredita-se que os teores relativamente altos de argila granulométrica correspondam, não só a argila mineralógica, mas à presença da sílica secundária, identificada nos plasmas. Acredita-se também que os picos elevados, que representam o quartzo, não estejam somente relacionados com quartzo primário, mas também com quartzo microcristalizado, não detectáveis ao microscópio óptico.

V-1-3-3- MICRO-ANÁLISES

No transecto "A", perfil 1 (Fig. 29), os pontos de análise, estão sobre um quartzo e sobre os plasmas bruno-amarelado claro (LN) (pontos 2,6,7) e bege claro (LN) (pontos 3,4,5,8). O plasma bruno-amarelado ora é composto por uma argila (há uma proporcionalidade entre os picos de alumínio e de sílica) e ora, provavelmente, por uma argila e um excesso de sílica. Para o plasma bege claro, o pico que representa o alumínio é muito baixo e, o de sílica é muito alto. A representação do alumínio é variável dentro desse plasma bege claro. Trata-se portanto de um plasma silicoso que contém uma certa quantidade de alumínio. Cálcio e/ou ferro e/ou potássio estão presentes nesses plasmas.

No transecto "B", perfil 2 (Fig. 29), excetuando-se o ponto 4, que representa um plasma titano-ferruginoso, os outros referem-se a plasmas silicosos, que podem conter cálcio ou potássio.

A figura 30, transecto "A", representa a análise pontual de um quartzo e do plasma que constitui o silcrete. No plasma, a composição é de sílica, um pouco de alumínio ou ferro.

O transecto "B", perfil 3, representa a análise de um nódulo. Os resultados pontuais demonstram tratar-se de um nódulo ferro-silicoso, que contém, uma certa quantidade de alumínio. No fundo matricial adjacente ao nódulo, a composição do plasma é a mesma.

Do centro em direção ao fundo matricial observa-se a diminuição da sílica (borda do nódulo) e diminuição do ferro (plasma do fundo matricial adjacente. A figura "B" mostra que a morfologia do plasma ferro-silicoso, do nódulo, tem aspecto de escamas, com um pequeno ressalto nas bordas.

No transecto "A", perfil 3-D/G (Fig. 31) mostra uma sequência de deferruginização; o ponto 1 corresponde ao plasma dos volumes arredondados ferro-silicosos e os pontos 2 e 3 ao plasma bege claro que, localmente, se colore pelo ferro. Trata-se portanto, tanto no volume como no plasma adjacente, de produtos sílico ferruginosos, que contém um pouco de alumínio. A morfologia do plasma têm a forma de escamas.

No transecto "B", perfil 3-G, (Fig. 31) os pontos estão sobre os plasmas bruno-amarelado estriado (ponto 1) e bege claro muito colorido por ferro (pontos 2 e 3). No primeiro o pico do alumínio é alto e, corresponde a 1/3 do de silício, podendo tratar-se de argila e de um excesso de sílica. Os outros pontos são mais silicosos. Potássio e ferro estão presentes nos três pontos. A morfologia do plasma (ponto 2) é também em forma de escamas e, esse, apresenta fraturas.

O transecto "C", perfil 3-H/G (Fig. 31), representa a deferruginização de um nódulo. Da borda do nódulo (ponto 1), para o exterior (sucessão de plasmas que compõem fundos matriciais diferentes - pontos 2,3,4,5,6,7) os plasmas enriquecem em sílica, empobrecem em ferro e adquirem alumínio. Titânio e potássio estão presentes nos plasmas de deferrificação.

V-1-3-4- INTERPRETAÇÕES

Os dados analíticos permitem interpretar:

- presença do alumínio está associada à sílica secundária e às argilas;
- o decréscimo de sílica e, o aumento dos teores em alumínio, para a base dos perfis, indica presença de argila mineralógica e, permite acrescentar que a quantidade maior de sílica, para o topo, assimila-se aos quartzos e à sílica secundária;
- o acréscimo de ferro, em profundidade, está coerente com a presença de volumes duros e nódulos ferruginosos;
- a presença do sódio pode estar assimilada aos restos de minerais não alterados, em direção ao topo dos perfis;
- a distribuição de cálcio e potássio parece estar ligada, sobretudo, à sílica secundária e à argila;
- a quantidade de argila granulométrica nos perfis está relacionada à presença de sílica secundária e à argila mineralógica;
- a presença somente de traços de argila mineralógica e picos altos de quartzo, permite inferir a possibilidade de micro-cristalizações de quartzo;
- acréscimo de sílica, do perfil 2 ao 3, e decréscimo de alumínio, nesse mesmo sentido, nos horizontes superiores, indica que há uma perda e/ou destruição de argila; a granulometria registra aumento sensível da fração areia;
- acréscimo de alumínio e decréscimo de sílica, do perfil 2 ao 3 em "I e H", indica, além da presença de sílica secundária e quartzo, a formação de argila mineralógica.

V-1-4- CONCLUSÕES SOBRE A COBERTURA SILICIFICADA

O silcrete desenvolveu-se a partir de uma antiga cobertura ferruginizada, provavelmente endurecida. Os argumentos a esse favor referem-se à presença de nódulos ferruginosos opacos do

tipo dos encontrados na região, dentro de perfis lateríticos, que estão presentes tanto no horizonte móvel, outrora ferruginizado, como no silcrete. Os quartzos ferruginizados com película bruno-vermelha escura também podem ser considerados como um argumento a esse favor.

"Per descensum", uma cobertura móvel, granular, atravessa, tanto as relíquias da cobertura ferruginizada, como o silcrete.

Pela base, e a jusante da topossequência, o silcrete se transforma em um horizonte argiloso-silicoso cujos plasmas são estriados e ondulantes. Os maiores argumentos dessa transformação foram mostrados na descrição macroscópica. Em termos microscópicos é possível acompanhar a transformação do plasma silicoso, bege-claro, opaco, nos plasmas de extinção ondulante e estriada. O aumento do alumínio, para jusante, e o aumento do teor em argila granulométrica, a partir do silcrete é, também, um argumento em favor da transformação. Por outro lado, os resultados ao EDS mostraram que os plasmas de extinção ondulante, das bordas dos vazios ou em placas, dentro dos fundos matriciais, mostraram que eles são constituídos por alumínio e por um excesso de sílica. Assim, pode-se dizer que, apesar da destruição do silcrete há uma nova realimentação em sílica secundária no perfil.

Pelo topo, a argila que transforma o silcrete é também cortada pelo horizonte móvel granular, descendente. Nesse caso, os mecanismos de transformação são de ordem mecânica e química. Os dados químicos e a granulometria desses horizontes superficiais mostram, respectivamente, um aumento de sílica e diminuição de alumínio e um aumento da fração arenosa que argumentam em favor da destruição da argila.

Assim, duas frentes de transformação estão presentes, uma descendente no silcrete e na cobertura argilosa-silicosa e outra que é ascendente no silcrete e descendente na rocha. A primeira

leva à formação dos horizontes mais arenosos de topo e a segunda à horizontes argilosos-silicosos.

A frente de transformação argilosa-silicosa, progride de jusante para montante. Na jusante as duas frentes se encontram. No contato entre as duas, forma-se um verdadeiro plano (3). Em superfície, o resultado é uma forma levemente côncava.

Em direção de montante a superfície é convexa. A ruptura de declive que assinala a passagem do segmento convexo para o côncavo é marcada pelo desaparecimento do silcrete muito duro, que apresenta um limite abrupto e convexo, e pelo aparecimento da cobertura argilosa-silicosa.

(3)- Pelas características morfológicas de sobreposição de horizontes esse solo pode ser reconhecido como um planossolo, na Classificação Brasileira.

CAPÍTULO VI

VI- COBERTURA PLANOSSÓLICA

Essa cobertura foi estudada em topossequência a nordeste da área. A partir do estudo inicial com tradagens, até um limite de penetração do trado, foram localizadas 3 trincheiras, de acordo com as organizações pedológicas assim identificadas.

VI-1- TOPOSSEQUÊNCIA VALE DO PARAMIRIM "B"

A topossequência (Fig. 32) situa-se a sudeste da cidade de Oliveira dos Brejinhos, a aproximadamente 21Km desta, e a aproximadamente 3Km da topossequência VPA, indo em direção ao Rio Paramirim.

O relevo local, caracterizado por planos pouco inclinados (0 a <2%), tem, na superfície, algumas zonas cobertas por seixos de quartzo e quartzito.

VI-1-1- DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

VI-1-1-1- PERFIL 1

0-10 cm: **Horizonte bruno claro** (7,5YR7/2,5), arenoso, muito poroso e com volumes difusos bruno e ocre.

10-34 cm: **Horizonte bruno** (7,5YR6,5/6), arenoso e apresenta volumes e cilindros brancos um pouco mais compactos do que o material adjacente. Os volumes e cilindros são constituídos de quartzo e de uma fração fina branca e, no seu interior, são atravessados por poros tubulares.

34-45 cm: **Horizonte cinza (7,5YR7/2), arenoso**, muito poroso, com poros de aspecto tortuoso. Ele apresenta uma rede bruna muito clara que envolve volumes brancos.

45-57 cm: **Horizonte cinza (7,5YR6,5/2), arenoso a argilo-arenoso** de estrutura levemente prismática. Os prismas, arenosos no topo e argilo-arenosos na base, assentam diretamente sobre o silcrete. O contato é marcado por uma atividade biológica forte (raízes), com presença de plasma bruno escuro, colorido por matéria orgânica. No topo, os prismas apresentam uma cúpula de cor bruna, muito clara. No interior dos prismas a cor é mais escura. Seixos arredondados foram observados e apresentam uma coifa de quartzos muito finos e brancos.

57 cm+: **Silcrete**, muito compacto e muito duro, tem cor cinza clara. Na sua superfície tem revestimentos argilosos, brunos, fendilhados. Uma faixa descontínua de 0,5 a 5cm, no topo do silcrete, apresenta revestimentos ocre nas faces estruturais.

SÍNTESE

Um conjunto superior, arenoso, com inúmeros volumes cilíndricos de cor branca, e base esbranquiçada em continuidade com um horizonte arenoso a argilo-arenoso, de cor cinza, levemente prismático, assenta-se sobre o silcrete duro e compacto.

O conjunto superior, arenoso parece desenvolver-se "per descensum" sobre o horizonte argiloso.

VI-1-1-2-PERFIL 2

0-40 cm: **Conjunto arenoso superior**. A parte superior do perfil é semelhante ao precedente, exceto pela cor do conjunto que é um pouco mais vermelha (7,5YR6/8).

40-45 cm: O **horizonte é esbranquiçado**, areno-argiloso, endurecido a seco e esboça prismas. É um pouco mais poroso que o subjacente e tem quartzos muito finos, brancos, nas faces dos prismas. Esses últimos são contínuos com os prismas do horizonte inferior.

45-60 cm: **Horizonte bruno** (10YR7/3), argiloso, prismático Os prismas têm topo achatado e quartzos muito finos e brancos nas fendas. Foram observadas marcas de "sliken-sides". Na base dos prismas a atividade biológica é forte (raízes e plasma bruno-escuro).

60-80 cm+: **Silcrete muito duro**, muito compacto e de cor cinza-clara, o silcrete tem uma película bruna e ocre em superfície. Para a base ele torna-se mais poroso. Nas faces estruturais foram observadas gravações biológicas.

SÍNTESE

Conjunto arenoso superior, assenta-se sobre um conjunto areno-argiloso a argiloso, levemente prismático a prismático. Ambos são sobrejacentes ao silcrete.

VI-1-1-3- PERFIL 3

0-22 cm: **Conjunto arenoso superior**. Esse conjunto é semelhante aos dos dois perfis precedentes, no entanto, esse tem cor menos viva 7,5YR5,5/5. A transição desse, com o horizonte inferior, se faz sobre 5cm com o aparecimento de uma fase bruna, argilosa, que pode formar volumes de 4mm ou volumes maiores, separados por um fundo idêntico ao do conjunto superior.

22-40 cm: **Horizonte de cor esbranquiçada** e com muito mais quartzos finos e brancos; e na sua base, alguns seixos. A porosidade é muito forte.

40-55 cm: **Horizonte bruno** (10YR6/3), argiloso de estrutura prismática. Prismas de 10cm, com subestrutura em cubos de 3cm; apresentam "sliken sides" e revestimentos de quartzos muito finos, brancos, nas faces das estruturas. Do topo para a base a porosidade diminui.

55-120 cm: **Horizonte bruno-esverdeado** (2,5YR7/2), argiloso, tem manchas brunas e algumas manchas ocre. A estrutura é cúbica (4cm) com alojamentos de raízes. Para a base, a textura e a cor tornam-se, respectivamente, menos argilosa e mais clara e aparecem manchas pretas dendríticas e volumes centimétricos de quartzo pulverulento.

SÍNTESE

No topo, volumes brunos, maiores que 4mm, são individualizados no interior do conjunto arenoso.

Em direção à base observa-se o espessamento do conjunto argiloso, no qual, os prismas estão presentes somente na sua parte superior.

Na base, o material branco, parece constituir uma relíquia do silcrete.

VI-1-2- DESCRIÇÃO MICROMORFOLÓGICA

A topossequência **VPB** tem muitas semelhanças, quanto ao aspecto micromorfológico, com a topossequência **VPA**; dessa maneira, alguns códigos que denominam os principais fundos matriciais, descritos para a **VPA** serão utilizados nessa topossequência.

VI-1-2-1- PERFIL 1

45-57 cm: **Horizonte de cor cinza.** Na cúpula do prisma, a porosidade é grande. Essa cúpula é composta por dois fundos matriciais. Um fundo matricial granular, contém poros muito amplos, onde os grãos do esqueleto não estão em contato um com o outro. O esqueleto é quartzoso, embora, alguns grãos de plagioclásio e microclínio tenham sido observados. O plasma é branco(LP), anisotrópico e envolve os grãos. Esse fundo matricial é dominante, sobre outro, que é porfiro-esquélico. Esse último tem plasma bruno-amarelado escuro(LP), anisotrópico, estriado e, localmente, ondulante. O esqueleto é quartzoso, mas contém alguns plagioclásios e microclínios. Um nódulo ferruginoso opaco interpenetrado pelo plasma bruno-amarelado escuro(LP) foi observado.

No meio do prisma domina o fundo matricial bruno-amarelado escuro(LP) que mantém as mesmas características observadas acima. Uma outra fase, silcrete granular, é restrita e representada por pequenos domínios. Essa última tem seu esqueleto fortemente ligado por um plasma bege-claro, opaco ou às vezes um pouco mais brunado, opaco. O esqueleto tem quartzo, plagioclásio e microclínio.

SÍNTESE

Na cúpula do prisma processa-se a destruição do fundo matricial porfiro-esquélico, representado pela fase argilosa-silicosa. O resultado é a formação de uma porosidade muito ampla.

No interior do fundo matricial bruno-amarelado escuro(LP) o nódulo ferruginoso representa uma descontinuidade e sugere a presença de uma fase outrora mais ferruginizada.

No prisma destaca-se domínios da fase silcrete granular, que pode estar relacionado à sua transformação pela fase argilosa-

silicosa (fundos matriciais bruno-amarelado escuro(LP) e branco(LP)) ou a sua formação "per descensum", a partir dessa última.

VI-1-2-2- PERFIL 2

35 cm: **Horizonte arenoso superior.** A estrutura do fundo matricial é granular e os grãos do esqueleto são envolvidos por um plasma de cor heterogênea: desde o branco (LP), anisotrópico ao bruno-avermelhado escuro, opaco. A porosidade é forte e, os poros são amplos. Agumas ilhas porfiro-esquéllicas foram observadas.

38 cm(topo): **Horizonte arenoso superior.** Dois fundos matriciais estão presentes: um bruno-amarelado escuro(LP) e outro branco(LP). Um em relação a outro forma uma rede sinuosa, anastomosada, na qual, o fundo matricial brunoamarelado escuro(LP) é predominante sobre o branco(LP). Esse último aparece sempre como pequenos volumes dentro do primeiro.

O primeiro tem fundo matricial porfiro-esquéllico, o plasma é bruno-amarelado escuro(LP), anisotrópico, squelsépico e vosépico e o esqueleto tem quartzo, plagioclásio e microclínio.

O fundo matricial branco(LP) tem estrutura porfiro-esquéllica, plasma anisotrâpico, squelsépico e vosépico e esqueleto semelhante ao bruno-amarelado escuro.

A porosidade do conjunto é grande, e os poros são mamelonares.

38 cm (base): **Horizonte arenoso superior.** Generaliza o fundo matricial branco(LP) e desaparece a rede anastomosada. O fundo matricial bruno-amarelado escuro(LP) é abundante mas descontínuo, e constitui volumes que têm disposição alongada. Dentro desses volumes, ilhas de um fundo matricial bruno-avermelhado(LP), anisotrópico foram observadas.

48-60 cm: **Horizonte bruno-argiloso.** O fundo matricial branco(LP) é ainda mais generalizado e o bruno-amarelado escuro(LP) é

ainda mais restrito. Um nódulo ferruginoso opaco, interpenetrado por um plasma bruno-avermelhado(LP), anisotrópico, foi encontrado dentro do fundo matricial bruno-amarelado escuro.

A porosidade é grande e os vazios são mamelonares; alguns canais foram observados. Os grãos do esqueleto, quartzoso, apresentam alguns ferruginizados com película de plasma ferruginoso, bruno-avermelhado escuro, opaco.

80 cm+: **Silcrete.** Três fase foram observadas: bege-clara, silcrete granular e argilosa-silicosa.

Na fase bege clara, o plasma opaco, apresenta, localmente, extinção em ripinhas e em pontos. Dentro desse plasma e na borda de vazios mamelonares, grandes placas de plasma argiloso-silicoso (**vide micro-análises, página 141**), branco(LP), de extinção ondulante (fase argilosa-silicosa), podem ser observadas.

O silcrete granular é semelhante ao do perfil 1.

A fase argilosa e silicosa tem plasma branco (LP), squelsépico e vosépico e plasma bruno-amarelado escuro(LP), squelsépico e vosépico que ocupa as bordas dos agregados.

SÍNTESE

No topo, um fundo matricial granular contém plasmas de cor heterogênea que envolve os grãos do esqueleto.

Em direção a base, a porosidade é diminuída e o fundo matricial porfiro esquéllico mantém plasmas bruno-amarelado escuro(LP) e branco(LP) e um esqueleto semelhante. Mais para a base o plasma bruno-amarelado tende a desaparecer e o branco a generalizar-se, correspondendo, a uma deferruginização, que inicia como pequenos volumes brancos no interior do plasma bruno-amarelado escuro(LP) até tornar-se contínuo. Em analogia com a topossequência VPA, esses plasmas são argilosos-silicosos.

Na base predominam as fases silicosas, silcrete granular e fase bege clara, enquanto a argilosa-silicosa diminui.

Uma fase ferruginosa opaca, representada por plasmas ferruginosos e nódulos ferruginosos opacos e quartzos ferruginizados distribuí-se em todo o perfil.

Uma seqüência de transformação é portanto observada: transformação da fase ferruginosa em silcrete e do silcrete na fase argilosa-silicosa.

VI-1-2-3- PERFIL 3

20-40 cm: **Transição horizonte arenoso superior/horizonte de cor esbranquiçada.** Porosidade abundante. Os grãos são soltos e limpos, às vezes são rodeados por plasma bege-claro, opaco.

30-45 cm: **Transição horizonte de cor esbranquiçada /horizonte bruno.** No topo aparecem domínios de fundo matricial com estrutura granular, cujos grãos são somente envolvidos pelo plasma branco(LP), anisotrópico. Volumes do fundo matricial bruno-amarelado escuro(LP) estão dentro do branco(LP).

Em direção da base esse nível assemelha-se aquele a 40-60cm, do perfil 2. No entanto, nesse nível, ainda se encontram presentes relíquias da fase bege clara.

SÍNTESE

Um fundo matricial granular progride do topo para a base do perfil. Na base a estrutura é porfiro-esquelica e o horizonte argilo-silicoso mantém relíquias da fase bege clara. Esse fundo matricial granular é muito desenvolvido nesse perfil e atravessa tanto a fase bege-clara, silicosa como o horizonte argiloso-silicoso.

Dessa maneira pode-se confirmar uma cronologia para a topossequência: inicialmente a formação de uma cobertura ferruginosa, seguida da formação de um silcrete que é transformado em uma cobertura argilosa-silicosa, que progride para a base do perfil. Ao mesmo tempo, a partir do topo, uma frente granular atravessa as organizações precedente.

VI-1-2-4- DIFERENCIAÇÃO LATERAL DAS ORGANIZAÇÕES MICROSCÓPICAS

No plano pouco inclinado, onde se localiza a topossequência observa-se, do perfil 1 a 3, que (Fig. 32):

- na base, o silcrete em ressaltos nos perfis 1 e 2, permanece somente como relíquia dentro da fase argilosa-silicosa do perfil 3;
- no perfil 1 (45-75cm) a fase argilosa-silicosa é predominantemente bruno-amarela escura(LP); no perfil 2 (48-60cm) o plasma bruno-amarelado escuro(LP) restringe-se a pequenas ilhas e, no 3 (30-45cm) ele praticamente desaparece; ao mesmo tempo, progride lateralmente o plasma branco(LP), anisotrópico.
- em toda a topossequência, relíquias ferruginizadas são freqüentes;
- do perfil 1 ao 3 a estrutura do fundo matricial granular tende a espessar-se.

VI-1-3- DADOS ANALÍTICOS

VI-1-3-1- ANÁLISES QUÍMICAS

Os resultados das análises químicas, para as amostras totais, estão representados na figura 33. Como para a topossequência VPA, os teores de silício e alumínio são os maiores. Os outros elementos maiores tem quantidades medianas a baixas, comparativamente.

No perfil 2 sílica decresce (máximo de 87,54% a 35cm e mínimo de 72,18% a 60-80cm) até o nível de 60-80cm e, aumenta abaixo desse nível. O alumínio, de distribuição irregular no perfil, está coerente com faixas mais ou menos argilosas. Sódio, magnésio, potássio e cálcio têm teores decrescentes até o nível 60-80cm; após esse horizonte, decresce. Ferro, titânio e manganês tem distribuição semelhante à do alumínio.

No perfil 3, silício e alumínio tem distribuição inversa; conteúdos de sílica são maiores nos horizontes de topo. Distribuição de ferro, titânio e manganês é semelhante. Sódio, magnésio, potássio e cálcio tem distribuição irregular.

VI-1-3-2-- ANÁLISES MINERALÓGICAS E TEXTURAIS

Os difratogramas de RX, para a topossequência VPB, no anexo II, representam a mineralogia das amostras totais do perfil 1 e 2. Em ambos, a mineralogia é homogênea e apresenta picos altos de quartzo e, apenas esboçam picos de caulinita.

A distribuição das frações granulométricas dos dois perfis constam da figura 3⁴.

No perfil 2, a percentagem, maior, de argila está no nível de 48cm; para o topo e para a base ela diminui a partir desse nível. A fração areia ultrapassa os 50%.

No perfil 3 a fração silte é alta; em alguns níveis, mais elevada do que a fração argila. A fração areia ultrapassa os 30%.

Uma comparação entre argila mineralógica e os teores de argila granulométrica, da base dos perfil indicam que a argila granulométrica não é só constituída por caulinita, mas também, por produtos silicosos, ou mesmo, quartzo com grãos do diâmetro menor que dois microns. Por outro lado, o pico de quartzo muito

elevado faz crer na presença de quartzo micro-cristalizado, não detectado ao microscópio óptico. Esse fato foi também observado na topossequência VPA.

VI-1-3-3- MICRO-ANÁLISES

A figura 3 representa as análises químicas pontuais para o perfil 2. Os pontos 1 e 2 estão sobre um plasma bege (LN) de extinção ondulante (LP) que é composto por sílica, alumínio, potássio, titânio e ferro. O pico do alumínio corresponde à metade do pico da sílica, o que, indica um excesso dessa última em relação ao primeiro; tratando-se, portanto, esse plasma de uma argila e de sílica secundária.

A morfologia do plasma (ampliação à direita) mostra, nas extremidades direita e esquerda da foto (Fig. 35), aspecto de escama. No centro da foto há uma fragmentação dessas escamas que constituem pequenos flocos, podendo tratár-se de uma transformação da sílica secundária em argila.

A foto à esquerda (Fig. 35), análise por eletrons retro-espalhados, mostra uma diferenciação pouco nítida da cor dos quartzos (q) e dos plasmas, isso indica uma composição química parecida dos dois.

VI-1-3-4- INTERPRETAÇÕES

Os dados analíticos permitem interpretar que:

- o alumínio está presente nos plasmas silicosos e nas argilas;
- a sílica faz parte, sobretudo, dos quartzos e dos plasmas silicosos;
- as bases, sódio, magnésio e cálcio estão em restos de minerais não alterados, no interior dos perfis;
- o potássio, ferro e titânio estão ligados à sílica secundária e, provavelmente, às argilas;

- ferro, titânio e manganês podem estar, também, nos nódulos ferruginosos;
- do perfil 2 ao 3 o acréscimo de argila granulométrica está coerente com o aumento dos teores em alumínio (nível a 50-55cm);
- os teores altos em silte e argila, traços de argila mineralógica e picos altos de quartzo (RX) podem indicar a presença de sílica secundária, micro-cristalizada e quartzo, nas frações silte e argila;
- há uma relação estreita entre o aparecimento do silcrete (perfil 2 -80cm) e a diminuição dos teores de alumínio;
- nos dois perfis, os horizontes superficiais arenosos têm percentagens altas de sílica, que mostra relação com a presença dos quartzos;
- a diferenciação morfológica entre os plasmas, na foto à direita da figura 3, comprova a transformação dos plasmas silicosos em argila.

VI-1-4- CONCLUSÕES SOBRE A COBERTURA PLANOSSÓLICA

Essa topossequência tem uma evolução semelhante à VPA. No entanto, nota-se um silcrete numa fase mais adiantada de transformação, permanecendo, portanto, como um horizonte reliquial, descontínuo, na base da topossequência, que é progressivamente transformado em argila.

Os horizontes sobrejacentes ao horizonte argiloso prismático (Fig. 32) contêm um plasma argiloso, bruno-amarelado escuro(LP), anisotrópico, que está sempre relacionado à transformação de uma fase mais ferruginosa do silcrete em argila. Dessa maneira, pode-se argumentar que o silcrete era mais espesso.

Os dados micromorfológicos mostram que esse plasma argiloso, bruno-amarelado escuro(LP), (do perfil 1 ao 3) praticamente desaparece, e, a progressão do plasma branco(LP), anisotrópico, (no mesmo sentido) indica que há uma deferruginização do primeiro, da base para o topo dos perfis. Como o plasma branco(LP), anisotrópico, progride tanto, lateralmente, como para o topo, mas com aumento da porosidade, ocorre, ao mesmo tempo, a sua destruição. Os teores em sílica, que aumentam ao mesmo tempo que o aumento da fração arenosa, e a diminuição dos teores de alumínio e de ferro, lateralmente, no conjunto acima dos horizontes argilosos, comprovam a deferruginização e destruição da argila. Essa destruição atual da argila permite dizer que o conjunto argiloso era mais espesso.

Nessa topossequência a progressão lateral do horizonte argiloso-silicoso, avançou sobre o topo do silcrete formando um horizonte em cunha e a cavalo sobre aquele. Essa transformação fez desaparecer a ruptura de declive, levando à criação de um nível aplainado, em subsuperfície. Ao mesmo tempo, a frente granular que avança do topo para a base dos perfis, se junta à frente argilosa e silicosa e estabelece, em superfície, um verdadeiro plano.

CAPÍTULO VII

VII- CONCLUSÃO: OS SISTEMAS DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA "SOLOS LATERÍTICOS COM COURAÇA FERRUGINOSA EM SILCRETE E/OU PLANOSSOLOS E SILCRETE EM PLANOSSOLOS"

Solos lateríticos com couraça ferruginosa são próprios das regiões tropicais úmidas com forte contraste entre as estações. A formação das crostas, nesses perfis, discutida desde D'Hoore (1954), tem hoje seus mecanismos de acumulação esclarecidos por pesquisas mais recentes (Tardy e Nahon, 1985; Muller e Bocquier, 1986; Ambrosi et al, 1986).

Esses mecanismos envolvem, desde a alteração isovolumétrica das rochas em caulinita e oxihidróxidos de ferro - amorfos ou cristalizados - a sucessivas transformações mineralógicas e estruturais até atingir o estágio de goethita, em pisólitos, no topo dos perfis. Dessa maneira descarta-se a idéia de laterita com couraça ferruginosa, como precipitado, discutida no modelo de King (1953, 1962a) e no modelo de pediplanação semi-árida. Em Davis (1920) laterita com couraça ferruginosa foi vista como resíduo. Essa idéia está mais próxima aos resultados obtidos com os estudos mais recentes, embora, não se saiba, quais os mecanismos implícitos no modelo da peneplanização.

A degradação das couraças ferruginosas, entendida desde muito tempo como essencialmente mecânica, é conhecida hoje como um processo pedológico que dismantela e transforma as couraças em outros solos (Leprun, 1979).

A idéia de transformação pedológica é assimilada à de desequilíbrio pedobioclimático que leva à formação do sistema de transformação (Boulet 1974).

Na África, os estudos têm mostrado a degradação e transformação das crostas sob a ação de climas mais secos e climas úmidos. Transformações desse tipo foram estudadas, respectivamente, por Leprun (1979), em zona tropical seca da África Ocidental e por

Bilong et al (1992), em zona úmida da África Central. No Brasil, Lucas, (1989) e Nahon et al (1989) detectaram a transformação desse tipo de material sob clima equatorial da Amazônia.

No vale do Rio Paramirim, com clima atual semi-árido, esse tipo de cobertura pedológica se degrada e se transforma pelo seu topo e pela sua base e de jusante para montante.

A formação, para o topo, de um horizonte móvel ferruginoso (pelo menos no nível do horizonte nodular) faz parte da evolução da couraça ferruginosa e não se refere a uma transformação pedológica associada a um sistema de transformação. A transformação da estrutura porfiro-esquelica para uma estrutura granular (no nível microscópico), com destruição ou perda da argila do plasma, é resultado de uma transformação pedológica, assimilada a um sistema de transformação, como se verá mais abaixo.

Os estudos em topossequência, apresentados acima, mostraram que a cobertura pedológica laterítica, com couraça ferruginosa, constitui a cobertura inicial, a partir da qual se processa a transformação: inicialmente, em silcrete que, posteriormente, se transforma numa cobertura planossólica. Diferentes estágios de degradação dessa cobertura foram identificados.

As organizações morfológicas do silcrete cortam de maneira discordante a cobertura mais antiga. O estudo da Topossequência Tamanduá, mostrou que essa transformação inicia-se dentro da fácies ferruginosa endurecida, que de início não perde a sua estrutura original e não trunca a superfície topográfica. O resultado é a manutenção da feição morfológica do relevo.

Ao contrário, as organizações morfológicas do planossolo cortam discordantemente a cobertura mais antiga e o silcrete como também a superfície topográfica. A passagem do segmento convexo para o côncavo, da vertente se faz justamente onde a couraça (Topossequência CV) ou o silcrete (Topossequência VPA)

desaparecem como resultado da progressão de uma **frente de transformação que progride de jusante para montante**.

Ao mesmo tempo, essa transformação se processa pela base da couraça, pela base do silcrete e no topo da rocha; o resultado é a criação de uma **frente de transformação ascendente** na couraça e no silcrete e **descendente** na rocha.

Essas duas frentes são resultantes da hidromorfia temporária, à jusante, na base da couraça e do silcrete.

Pelo topo, a argila se destrói ou é perdida mecânicamente, seja por um processo mecânico de disjunção entre a argila e a areia ou, pelo processo químico proveniente da oscilação da saturação hídrica temporária. O primeiro processo ocorre sobre os materiais de superfície, a montante dos relevos e, acima da zona de saturação hídrica, a jusante. O segundo ocorre no limite superior de oscilação da saturação hídrica, a jusante. Levanta-se como hipótese que os dois processos são respectivamente o da ultradessecação (Chauvel e Pedro, 1978) e o da ferrólise (Brinkman, 1970). Dessa maneira, configura-se uma **frente de transformação descendente** que trunca a superfície topográfica, o horizonte móvel ferruginoso, e o horizonte argiloso do planossolo.

VII-1- HIPÓTESES SOBRE OS MECANISMOS DA TRANSFORMAÇÃO

Na descrição dos mecanismos de transformação considerár-se-á cada tipo de cobertura como uma fase.

VII-1-1- EVOLUÇÃO DA FASE FERRUGINOSA

Reconstituindo a evolução da fase ferruginosa pode-se inferir, pela evidência representada pelos volumes arredondados, na topossequência Tamanduá, que essa evolução se deu a partir da formação de um horizonte caolinítico rico em ferro.

Em hipótese, essa configuração, deveria constituir o horizonte argiloso, mosqueado, que se forma por concentração de compostos de ferro em pequenos e grandes volumes nodulares (milimétricos a decimétricos) (Nahon e Ambrosi 1985) e, expressar transformações mineralógicas e estruturais, ligadas, principalmente, às acumulações absolutas, oriundas da migração do ferro, em pequena escala, da matriz argilosa adjacente e acumulações relativas, com subtração de matéria (Nahon, 1976).

Seguindo a evolução da cobertura laterítica ferruginosa, observa-se, uma mudança estrutural e mineralógica; dos volumes arredondados, de aspecto contínuo, passa-se a uma estrutura fragmentar: primeiro, a uma estrutura laminar, cujas unidades principais são nódulos alongados, formados por uma junção de nódulos arredondados; segundo, a uma estrutura nodular, cujos nódulos são completamente individualizados dentro de um fundo friável, ou englobados dentro de um fundo endurecido; terceiro, a uma estrutura granular e grãos soltos no topo dos perfis, no horizonte friável, que aloja raros nódulos do diâmetro de pisólitos.

Os nódulos, às vezes cortificados e recortados por zonas anisotrópicas de extinção ondulante, ocre ou vermelha, têm sua maior representatividade para jusante da encosta e para o topo dos perfis.

Mudanças estruturais em perfis lateríticos, com couraça ferruginosa, foram estudadas por Nahon (1976) e Nahon et al (1977). Acredita-se que a cada transformação mineralógica - epigenia da caulinita pelo ferro, formação de Fe^{3+} -caulinita e transformação sucessiva em Al-hematita, Al-goethita e goethita-corresponde uma mudança estrutural. A essas transformações mineralógicas assimilam-se as fase estruturais maciços, brechoides, nodulares e pisolíticos.

Para Tamanduá e Casa do Velho, em hipótese, a sequência de evolução das estruturas pode ser explicada como em Nahon (1976) e Nahon et al (1977).

A sequência de transformação mineralógica, desde a formação dos nódulos a partir da acumulação de ferro nas pseudomorfoses de caulinita, até a formação dos pisólitos, é explicada por diversos autores. Nahon (1976) mostrou que a concentração de ferro, no horizonte argiloso mosqueado tem origem na epigenia da caulinita por hematita e que, essa epigenia resulta de uma dissolução progressiva da caulinita. Ambrosi et al (1986) mostraram que o mecanismo da dissolução é o mesmo da ferrólise (Brinkman, 1970). Nessa dissolução, o silício é liberado e, parte do Al entra na estrutura da hematita e forma hematita aluminosa.

As etapas intermediárias da transformação foram estudadas por Didier (1983) que mostra a diminuição do tamanho e da cristalinidade das caolinitas e aumento da substituição do alumínio pelo ferro, a partir de zonas menos ferruginizadas para zonas mais ferruginizadas.

As transformações continuam até atingir a fase psolítica que, para Nahon (1976), consiste de goethita aluminosa, originada de transformações centrípetas às expensas dos nódulos Al-hematíticos iniciais. O conteúdo em alumínio, nas goethitas, aumenta da base para o topo do perfil e representa perda do tamanho dos cristais, que decorre da maior lixiviação no topo do perfil (Didier et al, 1983).

Por não se ter encontrado hematita nos volumes arredondados (**TAM**) e nos nódulos (**TAM** e **CV**), acredita-se estar a seqüência ferruginosa em estágio muito avançado de transformação, dentro da qual, não existe mais registro de hematita, se se aceita como hipótese, o mecanismo responsável pela formação do horizonte mosqueado e a seqüência de transformação, propostos pelos autores acima. Se a hematita, de fato, não tenha existido, levanta-se a hipótese de que um outro mecanismo seja o responsável pela formação do horizonte mosqueado e pela seqüência de transformação mineralógica.

A diferenciação mineralógica e estrutural de montante para jusante e para o topo do perfil e, a presença dos volumes arredondados a montante da toposseqüência **TAM** comprova que a evolução da fase ferruginosa atingiu seu máximo para jusante da encosta e para o topo dos perfis. Assim, pode-se dizer que o encouraçamento foi desigual na toposseqüência.

VII-1-2- EVOLUÇÃO DA FASE SILICIFICADA

A fase silicificada, posterior à evolução da couraça, atravessa indiscriminadamente a ferruginosa e aparece sempre a partir do conjunto endurecido para a base dos perfis. Para jusante, essa fase progride em detrimento da ferruginosa. O resultado é a pseudo-nodulação, a partir dos volumes arredondados, que dá origem ao horizonte nodular pouco endurecido, para a base dos perfis e, a destruição das relíquias da couraça, para jusante da toposseqüência, que dá origem ao horizonte nodular de fundo de cor heterogênea.

Evidências macro e micromorfológicas e micro-químicas mostraram que essa fase vem da transformação do ferruginoso e da dissolução dos quartzos. A transformação se dá com deferruginização dos produtos ferruginosos, diminuição da quantidade e do tamanho do diâmetro dos quartzos, dissolução da caulinita, que dá formação a um plasma bege-claro, opaco, e precipitação de calcedônia.

A solubilidade da sílica em condições superficiais está relacionada com o pH e mineralogia das soluções. A figura 36 apresenta as curvas de solubilidade da sílica e do alumínio em função do pH. A solubilidade é maior para a sílica amorfa (120 ppm para os pH ácidos e neutros) e aumenta muito mais acima de pH 8,5. Para o quartzo, ela é de 6 ppm e permanece constante com a variação do pH.

O aumento da pressão aumenta a solubilidade da sílica (Jones e Pytkowicz, 1973; Willey, 1974; Walther e Helgeson, 1977 apud Tardy e Monnin, 1983). Coerente com essa observação Tardy e Monnin (1983), acrescentam que a solubilidade aumenta com o aumento do diâmetro do poro. Consequentemente, a diminuição do diâmetro e a diminuição da pressão abaixam a solubilidade.

Thiry et al (1988) apresentam quatro grandes vias para que a silicificação ocorra:

- "- precipitação da sílica por abaixamento do pH;
- precipitação dos minerais menos solúveis (as diferentes variedades de quartzo) a partir de soluções alimentadas por minerais mais solúveis (diferentes variedades de opala);
- lixiviação dos cátions dos silicatos;
- aumento da concentração de sílica em solução por evaporação."

As observações acima e os dados macro e micromorfológicos e micro-químicos permitem levantar a hipótese de que a gênese das silicificações pode ser explicada pela ultradessecação (Chauvel e Pedro, 1978) seguida de acidólise. A dissociação da água adsorvida na superfície dos minerais pela ultradessecação libera prótons que favorecem um ambiente de baixo pH (<2) que leva ao ataque dos produtos ferruginosos e à dissolução da caulinita e precipitação de sílica.

VII-1-3- EVOLUÇÃO DA FASE ARGILOSA-SILICOSA

Como foi visto anteriormente, a fase silicosa é transformada em uma outra - argilosa-silicosa-. Essa última também transforma a fase ferruginosa, os plasmas de alteração e os minerais primários. As evidências morfológicas as micro-análises, comprovam essa transformação. Ela se dá, sobretudo, nos nódulos da fase ferruginosa e na fase silicosa, com dissolução dos quartzos, nos plasmas de alteração e nos minerais primários, com enriquecimento em alumínio.

Embora essa fase não seja exclusiva dos horizontes da base dos perfis e a jusante das topossequências, ela é, aí, mais expressiva. Como esses horizontes, sazonalmente, sofrem de saturação hídrica temporária, levanta-se a hipótese que essa é a condição para a transformação dos materiais ferruginosos e silicosos, em argila. Como há sempre um excesso de sílica e um déficit de alumínio, esse último, não é suficiente para consumir o primeiro e, o excesso de sílica precipita-se ao mesmo tempo que se forma a argila.

CAPÍTULO VIII

VIII- DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS UNIDADES PEDO-MORFOLÓGICAS

A interpretação dos dados, (capítulo VII), mostrou a existência de dois sistemas de transformação pedológica de solos lateríticos com couraça ferruginosa em silcrete e/ou planossolos e de silcrete em planossolos, cujos solos lateríticos, constituem a cobertura inicial, a partir da qual se processa a transformação. Cada etapa de evolução do sistema, a partir da cobertura inicial, pode ser encontrada no nível de uma topossequência ou no nível da paisagem. Esse sistema transformante assimila-se a um conjunto de feições de relevos distribuídos em diferentes níveis altimétricos.

Os diferentes estágios de transformação da cobertura inicial definiram quatro unidades pedo-morfológicas. A assimilação dos estágios de evolução da diferenciação lateral da cobertura pedológica inicial, com as diferentes feições morfológicas de relevo, foi tomada como critério para caracterizar seis feições pedo-morfológicas que compõem as sub-unidades de mapeamento, contidas no mapa anexo.

Ainda, compõem o mapa anexo, duas unidades, as quais denominou-se **Unidade de solos com pouca diferenciação vertical e lateral** e **Unidade de acumulação detrítica**.

VIII-1- COBERTURA PEDOLÓGICA LATERÍTICA

Representa essa cobertura as topossequências **TAM E CV (ANEXO II)**, caracterizadas no capítulo IV. Essa cobertura é transformada, simultaneamente, em silcrete e em planossolos.

As etapas de sua diferenciação mostram:

- cobertura pouco transformada;
- cobertura com transformação avançada.

VIII-1-1- COBERTURA LATERÍTICA POUCO TRANSFORMADA

Nessa cobertura, a diferenciação vertical sobrepõe à diferenciação lateral. A transformação progride da base para o topo e do topo para a base da couraça. O resultado é:

- formação de um conjunto móvel, friável, arenoso a areno-argiloso, no topo da couraça, contendo nódulos reliquiaes da couraça na sua base; esse conjunto acompanha toda a encosta e, que eventualmente, pode estar truncado, deixando aflorar na ruptura de declive, o horizonte nodular;
- formação, na base da couraça, de um conjunto em curso de transformação ou totalmente transformado, que vai do topo até a base da encosta, e apresenta geralmente: relíquias, na forma de volumes isolados, de um conjunto parcialmente endurecido, argilo-ferruginoso, geralmente de cor bruno-avermelhada escura, contendo nódulos (pseudo-pisólitos) filiados à couraça.

Esses volumes estão embalados por:

- fundo areno-argiloso, parcialmente endurecido, cortado, geralmente, por volumes alongados silicosos, frequentemente de cor vermelho-amarela pálido, contendo nodulação como as encontradas nos volumes vermelhos, na base do conjunto;
- fundo esbranquiçado, quartzoso, endurecido, que envolve relíquias do fundo precedente, contendo geralmente pseudo-pisólitos filiados à couraça.

Variações locais de cor, estrutura, textura e ocorrência ou não de certos horizontes, podem ser observadas.

Caracterizada pelas topossequências **A1** e **TAM** (**ANEXO II**) a **cobertura laterítica pouco transformada** constitui uma unidade de mapeamento, que está subdividida em duas sub-unidades. Essas foram delimitadas segundo o relevo e a progressão da silicificação e da argilificação sobre a cobertura inicial. Duas

feições pedo-morfológicas foram delimitadas. Essas feições podem ser representadas por (ANEXO III):

- planos rampeados, levemente seccionados pela drenagem acima de 550m de altitude, no limite leste do vale, associados a coberturas pedológicas jovens, sem diferenciação lateral, assimiladas aos relevos mais declivosos e, coberturas detríticas, no sopé desses mesmos relevos;
- lombadas a 450-650m, localizadas à margem esquerda e direita do rio Paramirim, nos setores mais a leste e oeste do vale, com encostas contendo segmentos de perfil convexo, para montante e, pequena concavidade, para jusante .

Os planos rampeados são seccionados por uma drenagem retilínea, concordante com a inclinação do plano, configurando um padrão paralelo. A transição desses planos para as unidades contíguas é gradual. No entanto, o aumento da densidade de drenagem, e a perda do padrão paralelo, indicam o aparecimento de uma outra unidade ou sub-unidade de mapeamento.

Nas lombadas convexo-côncavas, a ruptura de declive que marca a passagem da parte convexa para a côncava é sublinhada, em superfície, por nódulos reliquiaes da couraça que têm continuidade sobre a concavidade. A concavidade progride, gradualmente, sobre a seção convexa e, a seção côncava ocupa uma faixa estreita da encosta e é contínua aos fundos de vales. Ela é ocupada, justamente até o fundo do vale, por material argiloso, que perde, de montante para jusante, as características correlatas ao conjunto encouraçado. Os vales são estreitos, sinuosos e sua drenagem se organiza em padrão dendrítico. Localmente, esses vales apresentam alargamentos excepcionais que tomam o aspecto de depressões abertas.

VIII-1-2- COBERTURA LATERÍTICA COM TRANSFORMAÇÃO AVANÇADA

Denominou-se a cobertura pedológica como de transformação avançada, quando a diferenciação lateral e vertical nítida, esboçava diferentes solos na topossequência. Representa essa

sub-unidade as toposseqüências B1 e Casa do Velho (ANEXO IV). No capítulo precedente, estão descritos os mecanismos e os resultados da transformação pedológica, que mostrou dois polos de transformação: solos com silcrete e/ou solos planossólicos

A diferenciação pedológica lateral desses dois sistemas reflete uma degradação complexa que atinge a cobertura inicial, a partir do seu topo para a base, da sua base para o topo e de jusante para montante, como foi visto anteriormente.

Em ambos os polos de transformação, do topo para a base, o conjunto encouraçado da **cobertura laterítica**, transforma-se em um material móvel lixiviado, arenoso a areno-argiloso, contendo nódulos filiados à couraça e/ou canais revestidos por sílica secundária. Esse conjunto acompanha toda a encosta, observando-se seu adelgaçamento e clareamento da cor, para jusante, até tornar-se o horizonte esbranquiçado do planossolo.

À degradação da couraça acompanha, na sua base e para jusante, a formação de um conjunto endurecido por sílica secundária que pode conter ou não relíquias da couraça.

De jusante para montante e da base para o topo, uma frente de hidromorfia simultânea à degradação do topo, e discordante com as organizações pedológicas da cobertura inicial, transforma a couraça e/ou o conjunto de acumulação de sílica secundária em um conjunto argiloso planossólico.

Os dois polos de transformação associados a duas diferentes feições de relevo, compõem duas sub-unidades pedo-morfológicas (ANEXO V):

- planos rampeados a 500-550m de altitude, localizados aos pés de inselbergues ou de pequenas serras residuais;
- colinas de baixo declive (<5%) a 400-600m de altitude, com segmentos convexos, a montante e, côncavos, a jusante, localizadas às margens direita e esquerda do Rio Paramirim, acompanhando, grosso modo, os principais eixos da drenagem.

Os planos rampeados são fracamente seccionados pela drenagem, apresentando, na maioria das vezes, pequenas rupturas de declive que marcam a passagem gradual das diferenciações laterais da cobertura pedológica, ou seja, desaparecimento gradativo das características afetas ao conjunto encouraçado e o aparecimento de conjuntos silicificados e/ou argilosos. A drenagem sobre esses planos é incipiente, dispersando-se a partir do inselbergue ou das serras residuais. Os canais, são, normalmente interrompidos, a partir da meia encosta, de onde progride o escoamento difuso. Esses planos são bruscamente limitados pelos canais de drenagem das unidades ou sub-unidades contíguas.

Nas áreas de relevo em colinas, a passagem da seção convexa para a côncava marca o limite do desaparecimento do conjunto encouraçado. Para jusante, a concavidade é marcada pelo conjunto argiloso hidromórfico, também presente na base da couraça. A drenagem, nessa configuração de relevo, tem padrão dendrítico. No entanto, localmente, as colinas estão circundadas por inúmeras depressões fechadas, de formas, normalmente alongadas e sinuosas. Os vales são largos, e têm, nas suas cabeceiras, depressões que lhe são integradas.

VIII-2- COBERTURA SILICIFICADA

Representa essa cobertura a topossequência **VPA**, já caracterizada no capítulo V. Trata-se de uma cobertura pedológica que encerra um horizonte endurecido por sílica secundária (silcrete) que se transforma, de jusante para montante, em solos planossólicos (**ANEXO III**). A transformação é complexa, e está descrita minuciosamente no capítulo V.

Localmente, a referida cobertura se diferencia, podendo apresentar relíquias de horizontes encouraçados, atravessados, discordantemente, por cutans silicosos, ou apresentar conjuntos nodulares reliquiaes da couraça, completamente cimentados por sílica secundária.

Essa cobertura caracteriza uma unidade de mapeamento que ocupa 1/4 do total da área mapeada. À escala do levantamento as diferenciações locais não foram mapeadas.

A esta cobertura assimila-se um relevo de lombadas entre as altitudes de 400 a 550m, definindo uma única sub-unidade pedo-morfológica (ANEXO III). Essas têm, para montante, segmentos convexos e para jusante, segmentos côncavos. A ruptura de declive, que marca a passagem do segmento convexo para o côncavo, constitui o limite lateral da transformação do conjunto silicoso em um conjunto argiloso planossólico.

Para jusante da ruptura, a seção côncava tem continuidade com os fundos de vales e depressões. Os vales são, geralmente, largos e sua drenagem compõe um padrão paralelo a dendrítico. As depressões amplas podem estar incorporadas aos vales, constituindo alargamentos excepcionais desses últimos, ou são fechadas, sem ligação com a drenagem.

O piso das depressões é constituído por material argiloso que tem continuidade com o conjunto inferior dos solos planossólicos. Sobre a superfície das depressões é comum a ocorrência de seixos arredondados acima das argilas, ou a presença de afloramentos de rocha que configuram um campo de pequenas elevações rochosas em meio ao piso argiloso.

VIII-3- COBERTURA PLANOSSÓLICA

Essa cobertura, representada pela topossequência VPB (ANEXO III), mostra um conjunto argiloso-silicoso, interposto a um conjunto arenoso lixiviado, no topo e, a um silcrete, na base.

Geralmente, do topo para a base, a cobertura se caracteriza por:

- um horizonte areno-quartzoso, lixiviado, de cor clara, que cobre toda a extensão dos relevos;

- um horizonte bruno-avermelhado, argilo-arenoso, contendo inúmeros volumes brancos;
- um horizonte endurecido, de cor cinza claro;
- um conjunto argiloso de cor cinza escuro, estrutura poliédrica grande a estrutura prismática.

O horizonte bruno-avermelhado pode não estar presente em alguns trechos da cobertura.

O conjunto arenoso é, às vezes, descontínuo, deixando aflorar o conjunto argiloso e, localmente, à cobertura, se intercalam afloramentos rochosos e zonas contendo espraiamento de seixos.

Espacialmente, essa cobertura expõe-se sobre relevos constituídos de planos pouco inclinados (0 a $< 2\%$), sobre pequenas colinas de baixo declive ($< 2\%$) e em depressões fechadas e abertas (ANEXO II). Essas feições posicionam-se entre as altitudes de 400 a 650m e articulam-se a depressões fechadas ou parcialmente incorporadas à drenagem, em posição altimétrica mais baixa.

A drenagem é incipiente, e os vales afetos a ela, excetuando-se os principais, são pouco profundos e mal delimitados, esboçando, apenas, pequenas incisões na cobertura.

No mapeamento, a cobertura planossólica constitui uma unidade que se distribui por toda a área mapeada, sobre diferentes níveis de altitude. Sua distribuição sobre diferentes feições de relevos definiu três sub-unidades pedo-morfológicas (Anexo III).

VIII-4- SOLOS COM POUCA DIFERENCIAÇÃO VERTICAL E LATERAL

São os solos relacionados aos relevos com alto declive. São, principalmente, litólicos que se associam a afloramentos de rocha. A unidade inclui, também, depósitos detríticos de encosta

pouco pedogeneizados. No mapeamento, eles compõem uma única unidade.

VIII-5- ACUMULAÇÕES DETRÍTICAS

Referem-se aos materiais que compõem os fundos de vales, incluindo o leito menor e o terraço de várzea dos rios. Os sedimentos são arenosos e cascalhentos. No leito de inundação do rio Paramirim, para jusante do seu curso, a várzea contém sedimentos argilosos.

No mapa anexo, uma única unidade e sub-unidade foram delimitadas.

VIII-6- INTERPRETAÇÕES

As informações acima e os dados contidos no mapa anexo indicam que:

- o truncamento eventual do conjunto superior e os diferentes estágios de transformação do conjunto da base dos perfis, são evidências de que a **cobertura Laterítica Pouco Transformada**, apresenta diferentes etapas de evolução;
- a presença dessas coberturas em diferentes feições de relevo corroboram a afirmativa acima;
- diferentes padrões de drenagem associados a feições de relevos diferentes podem indicar diversas etapas de evolução do relevo, e essa evolução é independente da altitude;
- as coberturas, por estar associadas, indiscriminadamente, a diferentes feições de relevo, de drenagem e de altitude podem indicar que a cada etapa de sua transformação corresponde uma transformação do relevo.

TERCEIRA PARTE

CONCLUSÃO

CAPÍTULO IX

IX- RELAÇÃO ENTRE A DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS COBERTURAS PEDOLÓGICAS E DAS FEIÇÕES DE RELEVO

A organização e distribuição das unidades pedo-morfológicas do mapa anexo, é o reflexo da evolução e transformação da cobertura laterítica com couraça ferruginosa. Assim, da unidade que representa a cobertura laterítica pouco transformada à cobertura planossálica, tem-se uma seqüência genética da pedo-morfologia. O principal argumento a esse favor é dado pelos estágios de evolução do sistema de transformação pedológica. A cada estágio de transformação, a cobertura transformada guarda a relíquia da cobertura inicial e as frentes de transformação progridem sobre a topografia, interferindo na evolução das encostas e nos padrões de drenagem.

Por outro lado, a distribuição, por toda a extensão da área estudada, das relíquias da cobertura inicial, sobre diferentes tipos de rocha, diferentes níveis topográficos e a degradação da couraça pelo seu topo, que forma um espesso horizonte móvel, permite concluir que o encouraçamento foi outrora mais extenso e mais espesso.

IX-1- EVOLUÇÃO DO SISTEMA DE TRANSFORMAÇÃO PEDOLÓGICA E EVOLUÇÃO DE RELEVO

A partir dessa lateritização generalizada, admite-se a homogeneização das feições morfológicas do relevo, que vão seguir os ressaltos da rocha subjacente.

No estudo por toposseqüência, viu-se que a cobertura laterítica pouco transformada assimila-se a planos rampeados pouco entalhados pela drenagem e lombadas de topos amplos com um segmento convexo extenso, e, um segmento côncavo incipiente na base da encosta. Essas configurações morfológicas de relevo

estão coerentes com o desenvolvimento da couraça, a partir de uma alteração caolinítica inicial. Como as relíquias dessa alteração encontram-se sempre a montante da topossequência, e, a couraça mais desenvolvida, a jusante, acredita-se que a convexidade sempre existiu e facilitou o desenvolvimento, da couraça, de jusante em direção ao topo do interflúvio, principalmente das lombadas, propiciada pela maior dessecação nas bordas do relevo (velocidade maior do escoamento). No topo da lombada, a topografia plana, onde a infiltração das águas pluviais é maior, permitiu a criação, em sub-superfície, de uma zona mais úmida (Fig. 37). Sabe-se que o silcrete transforma a cobertura laterítica a partir da fase ferruginosa encouraçada, sem destruição da estrutura original, e com manutenção da morfologia do relevo. A transformação é pedo-geoquímica, ligada a uma maior aridez do clima (Fig. 37).

Acompanhando a transformação da couraça e do silcrete em argila, vê-se que a frente de transformação avança da base, desde a rocha, para o topo e de jusante para montante.

Na base, essa frente, ascendente no silcrete ou na couraça, e, descendente na rocha, aplaina essa última, como mostra a topossequência CV, cujos padrões estruturais e litológicos das rochas que lhe são afetos, são truncados, indiferentemente, pela superfície de alteração. Esse tipo de discordância geométrica é explicada em Millot (1983).

De jusante para montante, essa frente de argilificação, de morfologia côncava, progride às expensas do silcrete ou da couraça, e, o contato entre os dois é marcado pelo aparecimento da convexidade. Essa passagem é nítida mas suavemente contínua. Contíguo ao segmento côncavo, o convexo, preservado da transformação, atinge até a base da encosta. Esse aspecto, visto no plano, tem a forma de um modelado de dissolução.

Quando essa transformação encontra-se em estágio mais avançado a ruptura de declive do côncavo para o convexo remonta à encosta.

A frente de transformação descendente, que transforma a couraça, o silcrete e a argila em areia solta, se junta à frente ascendente de argilificação, sobre o silcrete ou sobre a couraça e, descendente na rocha. Como resultado, a topografia do relevo atinge um plano completo (Fig 37).

As conseqüências desse fato são o rebaixamento e aplainamento do relevo, que correspondem, no médio vale do Rio Paramirim, aos planos inclinados de baixo declive e às colinas de inclinação $< 2\%$. O remonte da ruptura de declive para a montante das encostas, derivado de uma argilificação remontante, que leva ao aplainamento, foi também identificado por Boulet (1974), na África, em um sistema de transformação diferente desse.

A fase intermediária desse aplainamento é iniciada, ou a partir dos fundos dos vales que, em conseqüência, adquirem alargamentos anômalos, ou a partir do topo dos relevos, que podem acumular localmente as águas pluviais, ponto de partida para a transformação, resultando na formação de depressões fechadas, ou cabeceiras de drenagem.

Um outro efeito da transformação da cobertura inicial é a modificação no padrão de drenagem à medida que avança a côncavidade da encosta sobre a convexidade.

Quando a cobertura é pouco transformada, o padrão de drenagem é paralelo, segue provavelmente, as influências da rocha ou da inclinação topográfica geral, que parte das serras adjacentes em direção à calha do Rio Paramirim.

Quando a transformação avança sobre a cobertura inicial aumenta-se o número de afluentes sobre o padrão paralelo; os vales se alargam e adquirem reentrâncias, como um festonado. Nesse estágio, o padrão é dendrítico, os rios principais mantêm seu paralelismo e os afluentes formam uma malha em dendros. Pari passu a essa mudança de padrão, a morfologia do relevo transforma-se. As vertentes perdem a convexidade e ganham em

concauidade, tornam-se mais extensas, e as lombadas, desse modo, diminuem cada vez mais sua área de topo.

Quando a transformação da cobertura laterítica atinge seu máximo, o sistema de drenagem tem uma malha dendrítica muito fina, como na unidade planossálica - sub-unidade das colinas de declive $< 2\%$ -, mas, a largura dos vales é pequena e a incisão desses, é incipiente, exceto para os rios principais.

Como uma superfície de erosão exprime o resultado da evolução das vertentes em direção ao aplainamento, e como essas superfícies truncam, indiferentemente, padrões estruturais, litológicos e estratigráficos diferentes, pode-se dizer que, qualquer mecanismo que provoque a evolução das vertentes para um plano, leva à formação de uma superfície aplainada e não, necessariamente, a uma superfície de erosão por processos mecânicos.

No médio vale do Rio Paramirim, a evolução das duas discordâncias geométricas, compreendidas pela frente de transformação descendente sobre a couraça, o silcrete e a argila e pela frente de argilificação ascendente e de jusante para montante, constituem dois planos de aplainamento atual (Fig. 37). Um terceiro plano, mais antigo, formado pela alteração caolinítica inicial, descendente sobre as rochas (etchplano), não é mais observável na paisagem (Fig. 37). Esses três planos definem três superfícies, que podem identificar-se com as unidades da cobertura laterítica, unidade silicificada e unidade planossálica (Fig. 37); são superfícies aplainadas, ligadas a eventos de alteração e pedogênese diferentes.

As interpretações micro-morfológicas mostraram que há uma perda mecânica, de material fino, nos horizontes superficiais. Ao mesmo tempo em que há essa erosão, os depósitos relacionados a ela, não existem, ou, quando existem são pequenos, ao pé das árvores, e em áreas limitadas, o que pode ser explicado por um transporte desses materiais, diretamente ao rio principal, na

época dos aguaceiros. Apesar dessa erosão existir, ela não explica o remonte da ruptura de declive e nem explica, na totalidade, o rebaixamento do relevo, pois, esses dois planos, e conseqüentemente as três superfícies, ocupam, cada, diversas posições altimétricas. O que é incoerente considerando-se os modelos erosivos da peneplanização de Davis ou o da pediplanação de King, como explicativos da evolução dos aplainamentos.

O fato de as superfícies ocuparem, cada uma, posições altimétricas diferentes, está coerente com o modelo de pediplanação semi-árida; não são, entretanto, os "knickpoints", mantidos pela drenagem, que as originam, mas o escalonamento das rochas. A transformação pedo-geoquímica, dentro da cobertura lateritizada, já escalonada, originou a superfície silcretizada e, a ação da hidromorfia temporária formou a superfície planossãlica.

IX-2- IDADE RELATIVA DOS EVENTOS PEDO-MORFOLÓGICOS

A configuração atual das depressões pediplanadas, nas quais inclui a Depressão do São Francisco, no Nordeste brasileiro, tem uma história complexa, que envolve a inversão do relevo (Mauro et al, 1982): o fato de os sedimentos, flúvio-eólicos, cretácicos, da Formação Urucuia estarem mais elevados do que as rochas do embasamento do Pré-Cambriano é indicativo dessa inversão. Essas depressões, nas quais se incluem o Pediplano Sertanejo (Ab'Sáber, 1969, 1972) ou a Superfície Velhas (King, 1956), constituíram no Cretáceo, relevos mais elevados que contribuíram com sedimentos para o entulhamento da Bacia Cretácica.

Freitas (1951), usando de argumentos estruturais, postula uma inversão de relevo, por movimentos epirogenéticos que elevaram os sedimentos da Formação Urucuia.

Caldeira et al (1982) encontraram evidências dessa movimentação tectônica nos sedimentos dessa formação (brechas silicificadas),

que eles consideraram como do Cretáceo ou pães cretáceas. Soerguimento lento do continente, acompanhado por tectônica progressivamente menos intensa, tem sido referido por Almeida (1967), dentro de uma terceira fase do evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus e Campos, 1984), que marca o final da sedimentação cretácica e início do Terciário.

Brajnikov (1945,1950) e Freitas (1951), concordam que a Depressão do São Francisco é um "rift-valley" e que os movimentos responsáveis por essa deformação são pães-cretaceanos, de idade semelhante aos movimentos que alçaram os sedimentos da Formação Urucua, juntamente com os pertencentes ao Grupo Bambuí. Mauro et al (1982), apresentam evidências geomorfológicas desse fato e acrescentam, através de outros dados geomorfológicos, que o vão do São Francisco originou-se em consequência de movimentos de subsidência, posteriores à fase de sedimentação, por eles identificada, como do Terciário Inferior, que correlaciona, em parte, com a Superfície Sul Americana, datada como do Cretáceo Superior ao Terciário.

Segundo Mauro et al (1982), do Eoceno ao Oligoceno, situa-se a dissecação dos aplainamentos do Terciário Inferior. Para King (1956), do Oligoceno ao Mioceno elaborou-se a Superfície Velhas. Para os primeiros autores, duas outras superfícies foram elaboradas, uma no Plioceno e outra no Pleistoceno, intercaladas por um período de deposições fluviais e de alteração.

Cartas páleo-geográficas (Parrish et al 1982), (Fig. 38A) reconstituem a distribuição das isoietas relativas, através dos tempos geológicos na América do Sul, após a abertura do Atlântico; são valores relativos e sem unidades.

Essas cartas mostram que no jurássico, o equador cortava a ponta setentrional da América do Sul, e, grande parte do Escudo Brasileiro estava, então, submetida aos climas de tendência árida (Tardy et al, 1988).

No cretáceo, mais a sul, depositam-se os sedimentos cretáceos. O continente, deriva, progressivamente, para norte, e os climas áridos tornam-se globalmente mais úmidos (Tardy et al, 1988).

Após o Cretáceo Superior (Fig. 38 B), instala-se um clima equatorial e inicia-se a bauxitização na Amazônia (Kobilsek, 1990). Mais a sul, a partir do Eoceno Médio, as isoietas de 1200-1800mm, delimitam um clima propício ao encouraçamento ferruginoso (Fig. 38 B).

Esse esquema páleo-climático converge, em parte, para a evolução geomorfológica local, expressa acima. Algumas observações são necessárias:

- a deposição dos sedimentos flúvio-eólicos, da Formação Urucuia, convergem para as condições páleo-climáticas apresentadas nas cartas paleo-geográficas;
- na vigência do clima mais árido, foi elaborada a Superfície Sul-Americana (Cretáceo Superior ao Terciário), coerente com as informações paleo-climáticas;
- de acordo com as cartas paleo-geográficas, a partir do Eoceno, o clima é propício aos encouraçamentos ferruginosos lateríticos, incompatíveis com as condições de formação da superfície aplainada, Velhas, e, coerente com a dissecação da superfície do Terciário Inferior, no Terciário Médio.

Confrontando essas informações e reportando aos eventos da pedomorfologia, no médio vale do Rio Paramirim, depreende-se que o evento de lateritização teve início, no mínimo, a partir do Terciário Médio (Eoceno/Oligoceno), incompatível com eventos de pediplanação por retração de encosta, por processos erosivos de pedimentação.

Sob climas mais secos, as couraças não se formam e se destroem (Leprun, 1979). Como o silcrete ^{esta discordante com} ~~atravessa~~ a couraça laterítica ferrugínosa, ^{ele é} ~~esse último~~, é posterior ^{e correlacionado} ~~ao primeiro~~, e ~~correlaciona~~ a uma maior aridez do clima.

Evidências paleo-climáticas de climas mais secos, datadas do Pleistoceno, são largamente observadas no nordeste brasileiro, desde terraços fluviais a dunas do médio vale do Rio São Francisco. Dessa maneira, pode-se inferir que a silcretização da couraça ferruginosa tenha ocorrido a partir do Pleistoceno.

Vários autores têm destacado que, embora tenham ocorrido fases ligeiramente mais úmidas, no Nordeste, as variações climáticas tenderam sempre para os climas semi-áridos, que se pronunciaram mais severamente no interior do que no litoral. Dessa maneira, é compreensível que, a transformação do silcrete em argila, se processe em clima também árido, talvez, em condições menos severas em relação às vigentes durante as flutuações climáticas do Pleistoceno. Como as evidências morfológicas, trazidas com o estudo em topossequências, mostram que a argilificação do silcrete e da couraça corresponde ao evento mais recente, pode-se concluir que a argilificação é pós pleistocênica.

Isso posto, esse estudo permite evidenciar que:

- os solos, largamente cartografados na região do médio vale do Rio Paramirim como latossolos, são, na verdade, relíquias de uma cobertura laterítica com couraça ferruginosa, cuja gênese ^{é diferente} ~~se diferencia~~ daquela dos latossolos;
- as coberturas detríticas, cartografadas como depósitos residuais de superfície de erosão, são na verdade coberturas pedológicas;
- essa cobertura laterítica está em desequilíbrio com as condições pedobioclimáticas atuais, e, ocupava outrora, uma maior extensão;
- a cobertura silicificada (silcrete) está em desequilíbrio, embora, a presença de sílica secundária na fase argilosa da cobertura planossálica, represente um enriquecimento dessa cobertura, em sílica;
- os solos, denominados de planossolos, neste trabalho, são na verdade, semelhantes apenas morfológicamente ~~a~~ ⁺ aqueles da Classificação Brasileira;

- a distribuição atual dos solos e do relevo, no médio vale do Rio Paramirim, é função da evolução do sistema de transformação pedológica, aí identificado;
- a cartografia, usando-se de sensores remotos, permitiu vislumbrar, do ponto de vista da organização e ^{da} distribuição das unidades e sub-unidades pedo-morfológicas, relações entre as diferentes unidades de mapeamento;
- o uso das imagens orbitais permitiu, em parte, estabelecer extrapolações de unidades foto-interpretadas;
- o estudo das coberturas pedológicas em topossequência mostrou ser muito eficiente na cartografia de semi-detálhe.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A.N. -1969- Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. **Geomorfologia**. no 19, p.1-39.
- . -1972- Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro; considerações finais, conclusões. **Geomorfologia**. no 28, p.1-38.
- ALMEIDA, F. F. M. -1967- Origem e evolução da plataforma brasileira. **Bol. Div. de Geologia e Mineralogia**, n° 241, p.5-36.
- AMBROSI, J.P.; NAHON, D.; HERBILLON, A.J. -1986- The epigenetic replacement of kaolinite by hematite in laterite-petrographic evidence and the mechanism involved. **Geoderma**. no 37, p.283-295.
- AUBERT, G. -1954- Les sols latéritiques. **Vth Intern. Congr. Soil Sci.**, Leopoldville, n° 1, p. 103-118.
- AWAD, H. -1962- Um problema de morfologia árida:os pedimentos. **Not. Geomorf.** ano V, nos. 9 e 10. p.16-23.
- BIGARELA, J.J.; MOUSINHO, M.R. & SILVA, J.X. da -1965- Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Bol. Paran. Geog.** nos 16-17, p.117-151.
- BILONG, P.; ENO BELINGA, S.; VOLKOF, B. -1992- Séquence d'évolution des paysages cuirassés et des sols ferrallitiques en zones forestières tropicales d'Afrique centrale. Place des sols à horizons d'argile tachetée. **C.R. Acad. Sci. Paris**, t.314, série II, p.109-115.
- BIROT, P. -1960a- Les cycles d'érosion dans les climats aride et semi-arides. In: BIROT. **Le cycle d'érosion sous les différents climats**. Faculdade Nacional de Filosofia - Centro de Pesquisas de Geografia do Brasil - Curso de Altos Estudos Geográficos. p. 97-118.
- -1960b- Les cycles d'érosion dans les région soumises à l'alternance de saisons sèches et humides, ou climats secs et humides. In: BIROT. **Le cycle d'érosion sous les différents climats**. Faculdade Nacional de Filosofia - Centro de Pesquisas de Geografia do Brasil - Curso de Altos Estudos Geográficos. p. 119-125.

- BOULET, R. -1974- **Toposéquence de sols tropicaux en Haute - Volta**. Equilibres dynamiques et bioclimatiques. Thèse, Univ. Strasbourg et ORSTOM, Paris, Mém. no 85, 1978, 272p.
- BOULET, R.; BOCQUIER, G. & MILLOT, G. -1977- Desequilibre pedobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement du relief. **Sci. Geol. Bull.**, v. 30, no. 4, p.235-243.
- BOULET, R.; CHAUVEL, A.; HUMBEL, F. X; LUCAS, Y. -1982- Analyse structurale et cartographie en pédologie. I- Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique: les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. **Cah. ORSTOM**, sér. Pédol., v. XIX, no 4, p.309-321.
- BRAJNIKOV, B. -1945- Alguns aspectos geologicos e geográficos do rio Sao Francisco. **Anuário Fluviométrico**, v.6, n° 1, p.93-107.
- -1950- Os traços estruturais do vale do Sao Francisco. **Bol. Geog.**, v.8, n° 93, p.1092-1109.
- BREWER, R. -1964- **Fabric and mineral analysis of soils**. John Wiley and Sons. 470p.
- BRINKMAN, R. -1970- Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, no. 3, p.199-206.
- CALDEIRA, P.E.; FERNANDES, A.; MONTES, L. M.; BRAZ, E. R. C.; MONTES, A. S. L.; SILVA, L. L. da; OLIVEIRA, F. L. L. de; GHIGNONE, I.; SIGA Jr., O. & CASTRO, H. E. F. de. -1982- **Mapa geológico**. Escala 1:1.000.000. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD-23-Brasília. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 29), p.25-204.
- CAMARGO, O.A. et al. -1986- Análise granulométrica. In: IAC. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Bol. Tecn. Inst. Agron. no 11, p.94-106.
- CHATELIN, Y. -1972- Les sols ferralitiques. Historique-Développement des connaissances et formation des concepts actuels. **ORSTOM. Initiations-Documentations Techniques**, n° 20, t.I, 98 p.
- CHATELIN, Y. & MARTIN, D. -1972- Recherche d'une terminologie applicable aux sols ferralitiques. **Cah. ORSTOM. sér. Pédol.** Vol. X. no. 1, p25-43.

- CHAUVEL, A. & PEDRO G.-1978- Sur l'importance de l'extrême dessiccation des sols (ultradessiccation) dans l'évolution pédologique des zones tropicales à saisons contrastées. C. R. Acad. Sc. Paris. p.1581-1584.
- CHAUVEL, A.; VOLKOF, B. & Oliveira, J.J. -1981- **Latosolos do Nordeste brasileiro semi-árido (equilíbrio e desequilíbrio bioclimático)**. Guia da excursão pré-congresso. XVII Congresso Brasileiro de Ciência do solo. Salvador. 37p.
- CONSELHO NACIONAL DE GEOGRAFIA -1967- Folhas topográficas - Oliveira dos Brejinhos, Ouricuri do Ouro, Boquira, Ibitiara - escala 1:100.000. IBGE.
- DAVIS, W.M. -1920- Physiographic relations of laterite. Correspondence. **Geological Magazine/Geologist**. no 57, p.429-431.
- D'HOORE, J. -1954- L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux. **INEAC**, Bruxelles, Bull. n° 62, 132 p.
- DIDIER, P. -1983- **Paragenèses à oxydes et hydroxydes de fer dans les bauxites et les cuirasses ferrugineuses**. Thèse Géol., Univ. Poitiers, n° 927, 150p.
- DIDIER, P; NAHON, D.; FRITZ, B & TARDY, Y. -1983- Activity of water as a geochemical controlling factor in ferricretes. A thermodynamic model in the system: kaolinite Fe-Al-oxihydroxides. **Sci. Geol.**, Mem. no 71, p.35-44.
- DRESCH, J. -1962- Pedimentos "glacis" de erosão, pediplanícies e inselbergs. **Not. Geomorf.** ano 5, nos 9-10, p.1-15.
- FREITAS, R. O. de -1951- Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. **Rev. Bras. Geog.**, v.13, n° 2, p.3-54.
- FRIEDRICH, G.; MARKER, A.; KANIG, M.; GERMANN, A. -1987- Laterites in Central Bahia. In: FRIEDRICH et al. **Mineral prospecting and geological mapping in laterite covered areas of Brazil**.-Final Report- BMFT Research Project RG 8301 5, Inst. f. Min. u. Lagerstättenlehre, RWTH Aachen.
- GOMES, B.S. -1980- **Mapa geológico**. Escala 1:50.000. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Santo Onofre. Folhas Santa Bárbara e Boquira. Convênio DNPM/CPRM.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA J.F. -1978- **Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia**. Escala 1:1.000.000. SME/CPM. Salvador. 122p.

- KING, L.C. -1953- Canons of landscape evolution. **Bull. Geol. Soc. of America**, v. 64 n° 7, p.721-752.
- -1956- A geomorfologia do Brasil Oriental. **Rev. Bras. Geog.**, v. 18, n° 2, p.147-265.
- -1962a- The standard cycle of denudation. In: KING, L.C. **The morphology of the earth. A study and synthesis of word scenery.** Olier and Boyd. p.135-165.
- -1962b- Depositional landforms within the cycle. In: KING, L.C. **The morphology of the earth. A study and synthesis of word scenery.** Olier and Boyd. p.166-186.
- KING, P.B. & SCHUM, S.A. - 1980- **The physical geography (geomorphology) of William Morris Davis.** Geo Books. 174p.
- KOBILSEK, B. -1990- Influence des climats et paleoclimats tropicaux sur la distribution géographique et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses. Exemples de L'Afrique, de l'Amérique du Sud, de l'Inde et de l'Australie. In: KOBILSEK, B. **Géochimie et pétrographie des bauxites latéritiques d'Amazonie Brésilienne. Comparaison avec l'Afrique, l'Inde et l'Australie.** Thèse. Université Louis Pasteur de Strasbourg-Institut de Géologie. p. 111-180.
- KRAUSKOPF, K. B. -1956- Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. **Geochim. Cosmochim. Acta**, v.10, p.1-27.
- LEPRUN, J.C. -1979- Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins d'Afrique Occidentale sèche. **Génèse, transformations, dégradations.** Sci. Géol., Strasbourg, mém. 58, 224p.
- LUCAS, Y. -1989- **Systèmes pédologiques en Amazonie Brésilienne. Équilibres, déséquilibres et transformations.** ORSTOM, Trav. et Doc. Microed., no. 211, 160p.
- MAC FARLANE, M. J. -1976- A historical review of theories of laterite genesis. In: MAC FARLANE, M.J. **Laterite and landscape.** Academic Press, London. p.1-8.
- MAIGNIEN, R. -1966- Le cuirassement des sols en Afrique Tropicale de l'Ouest. **Sols Africains**, v.4, n° 4, p. 5-41.
- MARKER, A.; GERMANN, A.; WILCKE, J.; KANIG, M. & OPITZ, W. - 1986- Laterites in Central Bahia. In: MARKER et al. **Mineral prospecting and geological mapping in laterite covered areas of Brazil.** Interims Report, BMFT Research Project RG 8301 5, Inst. f. Min. u. Lagerstättenlehre, RWTH Aachen, p 105-189.

- MAURO, C.A.; DANTAS, M. & ROSO, F.A. - 1982- Geomorfologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD-23-Brasília**. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 29), p.205-296.
- MILLOT, G. -1983- Planation of continents by intertropical weatering and pedogenetic processes. In: MELFI, A.J. & CARVALHO, A. **Interational Seminar on Lateritisation Processes II**, SFO Paulo. Brazil. Instituto Astronômico e Geofísico-USP. p. 53-64.
- MULLER, J.P. & BOCQUIER, G. -1986- Dissolution of kaolinite and accumulation of iron oxides in lateritic ferruginous nodules: mineralogical and microestructural transformation. **Geoderma**. n° 37, p.113-136.
- NAHON, D. -1976- **Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal Occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs. Structures, relais et coexistence**. Sci. Géol., Strasbourg, mém. no 44, 232p.
- NAHON, D. & AMBROSI, J.P. -1985- Lateritic iron crust formation. In: OGURA, Y. **International Seminar on Laterite**. Tokyo, Japan. p.529-533.
- NAHON,; D. JANOT, C.; KARPOFF, A.M.; PAQUETE, H. & TARDY, Y. - 1977- Mineralogy, petrography and structures of iron crusts developed on sandstones in the western part of Senegal. **Geoderma** n° 19, p.263-277.
- NAHON, D.; MELFI, A. & 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. **C. R. Acad. Sci. Paris**, t. 308, Sér. II, p.755-760.
- NUNES, B.T.A.; RAMOS, V. L. & DILLINGER, A. M. S. -1981- Geomorfologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD-24-Salvador**. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 24).
- OLIVEIRA, J.J. -1968- Contribution a l'étude morphologique du piemont de la Chapada Diamantina dans la region de Livramento do Brumado, Bahia, Brésil. Thesis. Univ. Paris. 250p.
- -1969- Études preliminaires des cuirasses ferrugineuses des terrasses de Rio Brumado, Bahia, Brésil. In: INQUA. **Études sur le Quaternaire dans le monde**. VIII Congress. Vol. 1, p123-132

- -1983- Lateritic soil profile in semi-arid environment: pedological, geochemical and mineralogical data. In: MELFI, A.J. & CARVALHO, A.. **Interational Seminar on Lateritisation Processes II**, Sao Paulo. Brazil. Instituto Astronômico e Geofísico-USP. p. 499-506.
- PARRISH, J. T., ZIRGLER, A. M. & SCOTese C. R. -1982- Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites of the Mesozoic and Cenozoic. **Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.**, n° 40, p.67-101.
- PEDRO, G. & MELFI, A.J. -1983- The superficial alteration in tropical region and the lateritisation phenomena. In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A. **Interational Seminar on Lateritisation Processes II**, STo Paulo. Brazil. Instituto Astronômico e Geofísico-USP. p.3-14.
- PENCK, W. -1953- Development of slopes. In: PENCK, W. **Morphological analysis of land forms. A contribution to phisical geology**. Trad. Hella CZECH e Katharine Cumming BOSWEL. Macmillan and Co. Limited. 429p.
- -1953- Piedmont flats and piedmont benchlands. In: PENCK, W. **Morphological analysis of land forms. A contribution to phisical geology**. Trad. Hella CZECH e Katharine Cumming BOSWEL. Macmillan and Co. Limited. 429p.
- PENTEADO, M.M. -1976- Tipos de concreções ferruginosas nos compartimentos geomorfológicos do Planalto de Brasília. **Not. Geomorfol.**, V. 16, n° 32, p.39-54.
- PEREIRA, A.A. -1980- **Mapa geológico**. Escala 1:50.000. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Santo Onofre. Folhas de Oliveira dos Brejinhos e Bucuituba. Convênio DNPM/CPRM.
- PEREIRA, R.F. & FREITAS, M.E. -1982- Climatologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD-23-Brasília**. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 29).
- RAKOTO, M; ANDRIANASOLO, H e MERING, C. -1989- **Guide de l'utilisateur de PLANETES**. Laboratoire d'Informatique Appliquée, ORSTOM. Bondy.
- SCANVIC, J.Y. -1983- Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre. **BRGM - Manuels et Méthodes**, no 7, 302p.
- SCHOWENGERDT, R.A. -1983- **Techniques for image processing and classification in Remote Sensing**. Academic Press Inc. 373p.

SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. - 1984- A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS et al, coord.. **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Rep.Fed. do Bras. MME. DNPM. Brasília.

SHOBENHAUS, C. -1970- **Mapa geológico da região setentrional da Serra do Espinhaço-Bahia Central (Brasil)**. Escala 1:250.000. MINTER - SUDENE.

SIFFERT B. -1962- **Quelques réactions de la silice en solution: la formation des argiles**. Mém. Serv. Carte Géol. Ls. Lorr.Vol. 21, 86p.

SILVA, S.B. da; ASSIS, J. S. de; GUIMARAES, J. G. & OLIVEIRA FILHO, L. C. de -1982- Vegetação. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SD-23-Brasília**. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 29).

SOUBIES, F. & CHAUVEL, A. -1985- Présentation de quelques systèmes de sols observés au Brésil. **Cah. ORSTOM.**, sér. Pédol., Vol. XXI, no. 4, p. 237-251.

TARDY, Y. & NAHON, D. -1985- Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe³⁺-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation. **Am. Jour. Sci.** no 285, p.865-903.

TARDY, Y.; MELFI, A.J. & VALETON, I. -1988- Climats et paléoclimats tropicaux périatlantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques: température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses, au Brésil et en Afrique. **C.R. Acad. Sci. Paris**, t. 306, Sér. II, p.289-295.

TARDY, Y & MONNIN, C. -1983- Recherches sur les mécanismes du concrétionnement. Coefficients d'activité des ions, solubilité des sels et de la silice dans les pores de petite taille. **Bull. Minéral.** n° 106, p. 321-328.

THIRY, M.; KOENIGUER, J.Cl.; MÉLLINET, F. -1988- Les silicifications de surface: la typologie et les outils de leur interpretation. **Bull. Inf. Géol. Bass. Paris**. v. 25, no 4, p.5-14.

THOMAS, M. F. -1968- Etchplain. In: FAIRBRIDGE, R. W **The encyclopedia of geomorphology**. Reinhold Book Corporation, London, p.331-333.

VOLKOF, B. -1985- Organisations régionales de la couverture
pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. **Cah.**
ORSTOM, sér. Pédol., v. XXI, no 4, p.225-236.