

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**O SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE SEQÜÊNCIA PEDOSSEDIMENTAR EM
BAIXA ENCOSTA: O CASO DOS PALEOSSOLOS MONJOLO – LAPA – PR**

Florianópolis, outubro de 2005

**Universidade Federal de Santa Catarina
Centro de Filosofia e Ciências Humanas
Programa de Pós-graduação em Geografia**

Mauricio Camargo Filho

**O significado paleoambiental de seqüência pedossedimentar em baixa
encosta: o caso dos paleossolos Monjolo – Lapa – PR**

**Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira
Orientador**

TESE DE DOUTORADO

Área de concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais

Florianópolis/SC, outubro de 2005

**O SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE SEQÜÊNCIA PEDOSSEDIMENTAR EM
BAIXA ENCOSTA: O CASO DOS PALEOSSOLOS MONJOLO – LAPA – PR**

MAURICIO CAMARGO FILHO

Coordenador: Prof. Dr. Carlos José Espíndola

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, área de concentração Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina, em cumprimento aos requisitos necessários à obtenção do grau acadêmico de Doutor em Geografia.

Presidente: _____

Dr. Marcelo Accioly Teixeira Oliveira (Presidente e Orientado – GCN/UFSC)

Membro: _____

Dr. Joel Pellerin (Membro-GCN-UFSC)

Membro: _____

Dr. João José Bigarella (Membro – UFPR)

Membro: _____

Dra. Josilda Rodrigues da Silva de Moura (Membro – UFRJ)

Membro: _____

Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos (Membro – UFPR)

Florianópolis- SC, outubro de 2005

Dedico este trabalho a minha esposa Gisele e minha filha Isabela, que pacientemente me apoiaram durante sua compilação.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira pela orientação eficiente e segura, não apenas pela relação de orientador e orientando, mas também pela ampla produção científica que vem realizando no campo da geomorfologia. Minha gratidão pelo apoio e estímulo recebido.

À minha esposa Gisele que esteve presente em todas as etapas deste trabalho como companheira afetuosa e paciente, e como geomorfóloga que participou de amplas discussões e árduos trabalhos de campo.

Ao Prof. Dr. João José Bigarella pelos valiosos ensinamentos, pela incansável colaboração e pelo exemplo de seriedade profissional e dedicação. Meus sinceros agradecimentos.

Ao professor Edzon Tomazzeli pelos valiosos ensinamentos e pela orientação em trabalhos de laboratório e de campo.

A CAPES pelo auxílio financeiro oferecido.

Aos professores e funcionários do Curso de Pós-Graduação em Geografia da UFSC que dividem sua maior riqueza, o saber construído em anos de estudo.

À Universidade Estadual do Centro-Oeste, à Pró-Reitoria de Pós-Graduação, ao Centro de Ciência Agrárias e Ambientais e aos colegas do Departamento de Geografia da UNICENTRO.

Aos bolsistas e estagiários Leandro Mascarello, Melina Mara de Souza e Wellington Barbosa pelo companheirismo e auxílio nos trabalhos de campo e de laboratório.

RESUMO

Na encosta Monjolo foram identificados depósitos organo-minerais, recobertos por material coluvial. Para identificar as características dessas unidades e compreender sua evolução e o ambiente no qual se formaram, foi efetuado o levantamento topográfico de semidetalhe (cotas de metro em metro); construídas topossequências na baixa encosta Monjolo; elaborado perfil sistemático em afloramento de voçoroca. Individualizadas e descritas as unidades pedossedimentares em perfil sistemático, foram coletadas amostras dessas unidades pedossedimentares para análises laboratoriais de: granulometria, densidade real, densidade aparente, porosidade total, teor de matéria orgânica, pH, química total, relação molecular, difratogramas de raios X, micromorfologia e datação por ^{14}C das unidades organo-minerais. A análise conjunta de dados laboratoriais e de campo determinou que as unidades organo-minerais tratam-se de paleossolos desenvolvidos em ambiente distinto das unidades coluviais. Assim, é possível considerar que o corpo pedossedimentar da baixa encosta Monjolo resulta de quatro fases evolutivas distintas: a primeira é caracterizado por intensa erosão; a segunda é responsável pela formação dos paleossolos que, apesar de disponibilidade de água no pedoambiente foi submetido a sucessivos estágios de ressecamento; a terceira caracteriza-se pela reduzida disponibilidade de água no sistema pedológico-sedimentar e pelas evidências de prolongados períodos de ressecamento, e na quarta são as condições ambientais vigentes. Nessas quatro fases evolutivas estão embutidos períodos, que definiram os limites das unidades e permitiram o reconhecimento de ciclos de mudanças pedossedimentares que caracterizam essas sequências.

RESUMÉ

À la Pente Monjolo ont été identifiés des dépôts organo-minéraux, recouverts par matériel colluvial-alluvial. Dans le but d'identifier les caractéristiques de ces unités et de comprendre et son évolution et le milieu dans lequel elles se sont formées, on a réalisé des toposéquences dans la basse pente Monjolo, tout en faisant un profil systématique en affleurement de ces unités dans la paroi de la ravine. Separées et décrites les unités pédosédimentaires dans un profil systématique, on a prélevé des échantillons de toutes les unités pédosédimentaires pour les analyses au laboratoires: granulométrie, densité réelle, densité apparente, porosité totale, matière organique, pH, micromorphologie du sol, chimie totale, diffratogrammes et datation ^{14}C des unités organo-minérales. L'analyse totale de données issues du laboratoire et du camp, a déterminé que les unités organo-minérales sont des paléosols développés dans un environnement différent des unités colluviales-alluviales. Il est ainsi possible d'envisager que le corps pédosédimentaire de la basse pente Monjolo découle de quatre phases évolutives distinctives : la première est caractérisée par une importante érosion ; la deuxième est responsable de la formation de paléosols qui, malgré la disponibilité d'eau dans le pédomilieu, ont subi de successifs stages de dessèchement la troisième phase est marquée par la disponibilité réduite d'eau dans le système pédologique-sédimentaire et par les évidences de périodes prolongées de dessèchement ; la quatrième phase correspond aux conditions présentes de l'environnement. Dans ces quatre phases évolutives on y retrouve des événements discrets qui ont précisé les limites des unités et ont permis l'identification de cycles de changements pédosédimentaires qui ont caractérisé ces séquences.

LISTAS DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1	Mapa de localização da área de estudo – Encosta Monjolo.	34
FIGURA 2	Seqüência de blocos diagramas demonstrando evolução de encosta na área de estudo. Reproduzido com permissão de Camargo (1998)	37
FIGURA 3	Localização e topografia da encosta Monjolo	39
FIGURA 4	a) Representação esquemática do tempo necessário para se atingir várias propriedades do solo; b) ordem de solos reconhecidos pelo <i>Soil conservation Service of the US Departament of Agriculture</i> . Extraído de Retallack (1990, p. 263). ..	80
FIGURA 5	Evolução de feições pseudoglei (A-D) comparado com perfil glei (E) 1. Horizonte superficial com acumulação de húmus; 2. horizonte com perda de argila; 3. acumulação de argila decresce com a profundidade; 4. concentrações de ferro (mosqueamentos e concreções); 5. concentração de manganês; 6. horizonte reduzido (glei); 7. acumulação de ferro formando capas e revestimentos. Extraído de (BUURMAN, 1980, p. 594)	82
FIGURA 6	Seção sistemática do afloramento pedossedimentar localizado na baixa encosta Monjolo	92
FIGURA 6a	Foto da Seção Sistemática do afloramento pedossedimentar localizado na baixa encosta Monjolo.....	93
FIGURA 7	Localização dos locais de amostragem na Janela 2 do perfil estudado.	95
FIGURA 8	Monólito da base do paleossolo 1 (P1.1), de cor preta (7.5YR2.5/1), indicando os principais componentes do esqueleto...96	
FIGURA 9	Monólito do topo do paleossolo P1 (P1.2). Na letra a – nódulos de oxiidratado de Fe; b – lentes subverticais de areia média; c – grânulos e seixos de arenito.	97
FIGURA 10	Monólito do paleossolo P2.4. Note as concentrações de areia fina, branca e bem selecionada em forma de meia-lua, e preenchendo fendas verticais e subverticais.....	102
FIGURA 11	Monólito da área de contato entre o Paleossolo P3 e o colúvio 1A. Note as paleofendas de dessecação preenchidas com material oriundo do colúvio I	107
FIGURA 12	Fendas de dessecação segundo Selley (1988).	108
FIGURA 13	Monólito Colúvio I. Note o padrão de distribuição dos clastos e concentração de areia média	113

- FIGURA 14 Monólito do Colúvio IV. Imagem positiva a esquerda e negativa à direita. Clastos suportados, polimodal em “a”; fendas verticais e sub-verticais atuais sem preenchimento “b”116
- FIGURA 15 Monólito do Horizonte Ap Cambissolo117
- FIGURA 16 Alternância de abertura e fechamento de fendas de dessecação em razão de maior ou menor presença de umidade no sistema; a) abertura da fenda e queda de material da parede; b) preenchimento da fenda por material alóctone e das paredes da fenda; c) o retorno da umidade promove o fechamento da fenda e a expulsão de parte do material que a preenchia; d) encapsulamento final do material que preenchia a fenda e formação de montículo na superfície do solo. (Extraído de Dorronsoro, 2002).120
- FIGURA 17 Localização da rede de toposseqüências construídas na encosta Monjolo. Lateralmente a elas está a voçoroca onde aflora espesso horizonte organo-mineral123
- FIGURA 18 Toposseqüência I com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica127
- FIGURA 19 Toposseqüência II com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica133
- FIGURA 20 Toposseqüência III com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica138
- FIGURA 21 Toposseqüência IV com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica143
- FIGURA 22 Toposseqüência V com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica.147
- FIGURA 23 Toposseqüência VI com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica.151
- FIGURA 24 Toposseqüência VII com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de

	componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica	155
FIGURA 25	Toposseqüência VIII com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica	159
FIGURA 26	Distribuição espacial do alterito na baixa encosta Monjolo. Note área de contato direto do horizonte organo-mineral com a rocha ou delgada camada de alterito	
FIGURA 27	Distribuição do colúvio A, na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.	174
FIGURA 28	Distribuição do horizonte organo-mineral na baixa encosta Monjolo.....	175
FIGURA 29	Distribuição do colúvio B na rede de toposseqüências da baixa encosta monjolo.	176
FIGURA 30	Distribuição do colúvio I na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.	177
FIGURA 31	Distribuição do colúvio II na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.	178
FIGURA 32	Distribuição do colúvio III na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.	179
FIGURA 33	Distribuição do colúvio IV na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.	180
FIGURA 34	Localização da janela 2 (J2) na seção sistemática levantada na parede da voçoroca Monjolo	182
FIGURA 35	a) Diagrama triangular da distribuição granulométrica e classificação textural das unidades que compõem o perfil Monjolo na janela 2. b) – Diagrama triangular de sedimentos (SHEPARD, 1954) das unidades colúvio-aluviais do perfil Monjolo (janela 2). c) Diagrama triangular de classificação de solos de acordo com a granulometria	183
FIGURA 36	Demonstrativo gráfico da distribuição granulométrica, densidade real, densidade aparente e porosidade total no perfil estudados. (a) Distribuição granulométrica. (b) densidade real, densidade aparente e porosidade total das unidades pedológico-sedimentares na janela 2 do perfil estudado	186
FIGURA 37	Distribuição da matéria orgânica no perfil da seção Monjolo. Note-se o baixo teor de matéria orgânica nas unidades coluviais III, II, I e IA.....	187

FIGURA 38	Variação do pH no perfil estudado	190
FIGURA 39	Relações moleculares do perfil da seção Monjolo. a) alumina/bases; b)Na ₂ O/K ₂ O; c) CaO+MgO/Al ₂ O ₃ ; d) Al ₂ O ₃ /SiO ₂ ; e) Al ₂ O ₃ /TiO ₃	197
FIGURA 40	Relações moleculares entre alumínio/ferro, ferro/titânio e sílica/ferro, sugerindo a mobilidade do ferro no perfil em relação ao alumínio, titânio e sílica	198
FIGURA 41	Difratogramas de raios X da janela 3 na seção Monjolo (amostras calcinadas). Ilita mais vermiculita (I+V). Quartzo (Q)	201
FIGURA 42	Difratogramas de raios X (método natural).Camadas mistas (CM), Vermiculita (V), Ilita (I), Caulinita (C)	202
FIGURA 43	Localização das amostras no perfil estudado	233
FIGURA 44	Microfotografia da lâmina P1.1. a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Microfotografia destacando o contato suturado entre os grãos do esqueleto e a mudança de composição mineralógica entre o cutan de poro Ct1 e o cutan de poro Ct2. O Ct1 tem cor vermelho amarelada e microlaminações parcialmente preservada, e a extinção é difusa. Já o Ct2 a cor é predominante preta a vermelho muito escura, possui contato nítido com o Ct1, é isotrópico, provavelmente pela presença de humos e ferro (quelatizado). (Qz) Quartzo); (Pp) Juntas (<i>joint planes</i>); (Ct1, Ct2) Cutan de poro; (Is) Plasma isótico; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados	236
FIGURA 45	Microfotografias da lâmina P1.2. a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada. c) microfotografia destacando a presença de microporo do tipo juntas (<i>joint planes</i> -Pp) e plasma isótico. (At) Artefato de confecção da lâmina; (Qz) Quartzo); (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados	238
FIGURA 46	Microfotografias da lâmina P2.1. a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Microfotografia de pedotúbulo, isotúbulo (Pd) com canal central (seção longitudinal - V) e grãos de quartzo na fração areia fina e muito fina preenchendo o pedotúbulo; d)- Detalhe do pedotúbulo isotúbulo da microfotografia "c", destacando a presença de fragmentos orgânicos (Mo) imersos em sesquans de baixo contraste. e) Note a distribuição relativa quitônica e os fragmentos de matéria orgânica (Mo); Microporo planar (<i>joint planes</i> - Pp); Hipocutans (Hct) e cutans de grãos e de poros (Ct). (Is) Plasma isótico; (Qz) Quartzo; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.....	241

- FIGURA 47 Microfotografias da lâmina P2.3. a) Localização da amostra no perfil. b) Localização da lâmina na fatia amostrada. c) Microfotografia destacando a presença de cutans de grãos e a distribuição relativa quitônica. d) microfotografia destacando cutans de detritos (Ctd), mesoporos de canais (seção longitudinal). Canais longitudinais (V), cutans crescentes, microlaminados (Ct) com extinção estriada (Ee) de dimensões que variadas. Cutans de grãos (Ctg); Quartzo (Qz); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX)247
- FIGURA 48 Microfotografia de cutans, mesoporos e quasicutans (lâmina P2.3). a) microfotografia destacando cutan de detritos (Ctd) com esqueleto de quartzo na fração areia fina e muito fina, e microlaminações (Ct-Mcr); b) Microfotografia de detalhe da base do cutan de detritos com de quartzo; c) seção longitudinal de mesoporo de canal (V) com hipocutans nas paredes (Hct); d) Microfotografia de detalhe da parede de mesoporo de canal (V) com hipocutan (Hct). Notar a penetração de sesquans na parede do poro (Pnt). Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).....248
- FIGURA 49 Imagens do Microscópio eletrônico de Varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada; 2) Imagem do preenchimento com os pontos de microsondagem (36x). 2a1 e 2a2) demonstração gráfica da composição o amálgama no ponto “a” do preenchimento (argilo-minerais, alumino-silicatados). 2b) margem do ponto “b” com as respectivas áreas de microsonda (500x). 2b1) resultado gráfico da microsonda, argilo-mineral. 2b2) sílica pura.....249
- FIGURA 50 Imagens do microscópio eletrônico de varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada; 2) Imagem do preenchimento (*infilling*) com os pontos de micro-sondagem; 2c) Imagem ampliada (250x) da microsondagem no ponto “c”; 2c1) argilo-mineral alumino-silicatado; 2c2) argilo-mineral alumino-silicatado com elevado teor de carbono (carbono-orgânico); 2d) Imagem ampliada (150x) da micro-sondagem d; argilo-mineral250
- FIGURA 51 Imagens do microscópio eletrônico de varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada. 2) Imagem do preenchimento (*infilling*) com os pontos de micro-sondagem; 2e) Imagem ampliada (125x) do ponto de microsonda “e”, pertencente à matriz do paleossolo P2.3. 2e1) resultado gráfico da microsonda; argilo-mineral alumino-silicatado.....251
- FIGURA 52 Imagens do microscópio eletrônico de varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada; 2) Imagem ótica da área amostrada pela microsonda. 2f) Imagem ampliada (124x) da microsondagem “f”. 2f1) Resultado gráfico da microsonda; sílica pura. 2g)– Imagem ampliada (124x) de preenchimento (*infilling*) constituído de molibdenita quelatizada com carbono orgânico (2g1, 2g2 e 2g3).252

- FIGURA 53 Imagens do Microscópio eletrônico de Varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada; 2) Imagem ótica da área amostrada pela microssonda. 2h) Imagem ampliada (120x) da microssondagem “g”. 2h1, 2h2, 2h4) resultado gráfico das microssondagem 1, 2 e 3; molibdenita quelatizada com carbono orgânico; 2h3) representação gráfica da microssondagem 3; argilo-mineral alumino-silicatado.....253
- FIGURA 54 Microfotografias da lâmina P2.3; a) Localização da amostra no perfil. b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Microfotografia destacando o plasma isótico (Is) e a presença de fragmento orgânico (Mo); d) Microfotografia destacando o plasma isótico e fissura planar (*joint planes*-Pp); e) Microfotografia destacando Cutan (Ct) de poro formado por ferri-argilans com microlaminações e extinção estriada à difusa. Notar a forte adesão e os limites difusos do cutan que se confundem com as intercalações (Int). (Qz) Quartzo; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados256
- FIGURA 55 Microfotografias da lâmina P2.3; a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Nódulo (N) fracamente impregnado, órtico, note a presença de microporo planar, fissura(Pp); d) Cutan (Ct) de poro, não laminado, com justaposição simples e extinção estriada (Ee). e) Microfotografia destacando a distribuição relativa porfírica simples, o plasma isótico (Is) e poro de canal (corte transversal). Quartzo (Qz); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX)259
- FIGURA 56 Microfotografias da lâmina P3.2; a) Localização da amostra no perfil. b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Microfotografia de feição de preenchimento (*infilling*) denso completo; d) Destaque para a presença de cutans de crescimento constituídos de sesquans, com microlaminações (Ct-Mcr); e) Microfotografia destacando a distribuição relativa quitônica e a presença de Intercalação (Int). (Is) Plasma isótico; (Pp) Poros planares (*joint planes*); (Ee) Extinção estriada; (In) Preenchimento (*infilling*); (Is) Plasma isótico.....262
- FIGURA 57 Microfotografias da lâmina P3.3/ IA; a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada note o contato abrupto entre as unidades; c) detalhe do plasma isótico (Is) e microporo planar, fissuras (*joint planes* -Pp); d) Microfotografia do paleossolo P3.3. Note distribuição relativa (*c/f*) porfírica simples (Prs) e a presença de nódulo (N); e) Microfotografia do colúvio IA e da zona de contato. Note a presença de intercalações (Int) de ferri-argilans e pedorrelíquias. (Pp) Microporos planares, juntas; Plasma isótico; (Is). (Qz) Quartzo; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados267
- FIGURA 58 Microfotografia d de pedofeições encontradas no terço superior da lâmina IA; a) microfotografia destacando pedorrelíquica (Pdr),

envolta por grãos de quartzo na fração areia grossa e média, e estes por cutans de grãos microlaminados (Ct-Mcr); b) Cutan crescente (Ct) microlaminado, composto de ferri-argilans, com extinção estriada. Poro (V); Plasma mossépico (Ms) Juntas (Pp); c) detalhe do plasma esquel-massépico (Es); Quartzo (Qz). d) destaque para plasma isótico (Is) e massépico (Ms) e microporos planares (Pp); Cutans de grãos (Ct). Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX)268

- FIGURA 59 Microfotografia da lâmina P3.3 e da lâmina P3.3/ IA. Preenchimento (seção transversal - In) com extinção estriada. Resíduos de matéria orgânica (Mo); Quartzo (Qz); Plasma isótico (Is); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX)269
- FIGURA 60 a) Microfotografia de nódulo (N) identificado na lâmina P3.3 analisado pelo M.E.V; b) Imagem da borda do nódulo (250 magnificações); em “c”, “d” e “e”, os resultados da microsonda demonstrando que o pico do alumínio (Al) possui a mesma amplitude da molibdenita (Mo) fora do nódulo (N). Já em direção a porção central do nódulo (N) o pico do alumínio diminui progressivamente, enquanto o do carbono (C) se eleva e o da molibdenita (Mo) se mantém estável. Este resultado sugere que o carbono (matéria orgânica) foi quelatizado pela molibdenita, constituindo um nódulo formado *in situ*, pós-deposicional270
- FIGURA 61 Microfotografias da lâmina I: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) mica fortemente alterada na fração areia Grossa; d) destaque para cortes transversais e longitudinais de preenchimentos (*infilling* – In) densos completos e densos incompletos, constituídos de ferri-argilans, com extinção estriada e difusa, e distribuição de base bandada (Bd); e) destaque para cutan (Ct) típico, com microlaminações justapostas com extinção estriada. Poro planar (*joint planes* – Pp); (V) Poro cavitário, metaporo; (Is) plasma isótico; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados274
- FIGURA 62 Microfotografias da lâmina II: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) – intercalações (Int) com alto teor de ferro, promovendo isotropia isótica. Note o preenchimento de poro circular, microlaminado (In-Mcr), note a extinção estriada do preenchimento (seção transversal ao *infilling* -In-Mcr). d) preenchimento (In) de poro com ferro; observar a extinção estriada do preenchimento e o plasma insépico (Ins). e) microfotografia destacando fragmento de mica (Mc) na fração areia média, muito alterada e fortemente adesiva. Note área de concentração do material resultante da dissolução (Ds) da mica. Quartzo (Qz); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).....278
- FIGURA 63 Microfotografia de nódulo de acreção: a) Notar a ausência de microlaminação em preenchimento de poro (In) e ausência de indícios de eluviação neste mesmo preenchimento. Observar a

extinção difusa do preenchimento (*infilling* - In) sob nicóis cruzados; b) Microfotografias de nódulo (N) típico, com fábrica indiferenciada, limites nítidos e moderadamente adesivo. Observar o detalhe do contato moderado a fortemente adesivo do nódulo com “gel” (preenchimento - In) de cor vermelha constituído por oxihidratado de ferro. O conjunto, formado pelas características do nódulo e do preenchimento (*infilling* - In), sugere a presença de mecanismos de acreção na sua formação. Quartzo (Qz); Plasma isótico (Is); Preenchimento (In); Nódulo (N); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX)279

FIGURA 64 Microfotografias da lâmina III: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) destaque para cutans típicos (Ct) fortemente adesivos e de baixo contraste; d) destaque para o esqueleto de quartzo (Qz) na fração areia muito fina e plasma isótico (Is). Pedotúbulo (Pd) discreto com cutans típicos (Ct) e plasma isótico (Is). e) detalhe da gradação inversa, com clastos suportados polimodais em matriz pobremente selecionada. Note plasma isótico devido a presença de ferro (Is). f) detalhe da microfotografia anterior, destacando as Intercalações (I) de oxihidratado de ferro283

FIGURA 65 Microfotografias da lâmina IV: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) microfotografia de cutan crescente (Ct), com microlaminações (M); d) microfotografia destacando biotúbulo (Pd) denso completo, preenchido com material alóctone (provavelmente de horizonte superior - metatúbulo) formado por esqueleto de quartzo na fração areia muito fina e poros (V). Note seção transversal de preenchimento (*infilling* - In). e) porção esquerda do terço superior da lâmina. Destaque para a presença de nódulos (N) sub-arredondados, com superfície lisa, fortemente impregnados e individualizados com fábrica interna indiferenciada. (Ctp) Cutans de poros típicos sem microlaminações e com extinção difusa. (N) Nódulo; (Qz) Quartzo; (Ee) Extinção estriada; (Pp) fissuras; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.287

FIGURA 66 Microfotografias da lâmina IV: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) plasma ondúlico e poro de canal irregular e curvo (Pc). d) nódulos fortemente e moderadamente impregnados, ambos fortemente individualizados, com microporo de canal irregular e curvo na base dos nódulos. e) nódulo moderadamente impregnado, fracamente adesivo, com limites claros. (N) Nódulo; (O) Plasma ondúlico; (Qz) Quartzo; (Pc) Microporo de canal; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados)290

FIGURA 67 a) Microfotografia destacando o nódulo (N) a ser analisado pela microssonda; b) imagem da borda do nódulo 60 magnificações; c) imagem da borda do nódulo com 1600 magnificações, com os

locais de análise pela microsonda. Os número 1, 2 e 3 apresentam os resultados obtidos pelo M.E.V que indicam que o nódulo é constituído por molibdenita quelatizada com matéria orgânica291

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1	Nitidez ou contraste da transição entre horizontes ou camadas de solos e sedimentos.....	42
QUADRO 2	Classificação qualitativa para carbono orgânico e matéria orgânica no Brasil.....	51
QUADRO 3	Principais classes de reações químicas, relações moleculares de alteração e peso atômico dos nove principais elementos químicos da crosta terrestre.....	57
QUADRO 4	Índice de acidez do solo.....	61
QUADRO 5	Distribuição do pH, porcentagem e peso molecular do SiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ no paleossolo P1.....	98
QUADRO 6	Demonstrativo da distribuição granulométrica e densidade real e aparente do paleossolo P1.....	99
QUADRO 7	Comparativo de óxidos de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , carbono orgânico; pH; densidade e textura das subunidades componentes do paleossolo P2.....	104
QUADRO 8	Demonstrativo da composição granulométrica nas subunidades que formam o paleossolo P2.....	104
QUADRO 9	Comparativo de óxidos de SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ ; Matéria orgânica; pH; densidade e textura das subunidades componentes do paleossolo P3.....	110
QUADRO 10	Demonstrativo da composição granulométrica nas subunidades que formam o paleossolo P3.....	110
QUADRO 11	Síntese das características morfológicas, texturais, cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades da toposseqüência I.....	128
QUADRO 12	Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da toposseqüência II.....	134
QUADRO 13	Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da toposseqüência III.....	139

QUADRO 14	Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da topossequência IV.....	144
QUADRO 15	Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da topossequência V.....	148
QUADRO 16	Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da topossequência VI.....	152
QUADRO 17	Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da topossequência VII.....	156
QUADRO 18	Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da topossequência VIII.....	160
QUADRO 19	Parâmetros granulométricos das amostras do alterito na encosta.....	162
QUADRO 20	Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organomineral na encosta.....	164
QUADRO 21	Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organomineral na encosta.....	166
QUADRO 22	Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organomineral na encosta.....	167
QUADRO 23	Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organomineral na encosta.....	168
QUADRO 24	Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organomineral na encosta.....	169
QUADRO 25	Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte Ap na encosta.....	170
QUADRO 26	Composição da granulometria das unidades que formam o perfil da seção Monjolo.....	184
QUADRO 27	Participação em peso porcentagem dos 10 maiores óxidos na seção Monjolo (Seção 1). >UL indica que o valor esta cima do	

	limite da curva, <LL indica que o valor esta abaixo do limite da curva	192
QUADRO 28	Participação em ppm de 10 principais microelementos na seção Monjolo (Seção 1). >UL indica que o valor esta cima do limite da curva, <LL indica que o valor esta abaixo do limite da curva .	193
QUADRO 29	Classes da quantidade de pedofeições estruturais.....	216
QUADRO 30	Classificação de feições pedológicas de acordo com Bullock et al (1985, p. 99)	219

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	27
CAPÍTULO I - AS ENCOSTAS AO SUL DO RIO IGUAÇU NO SEGUNDO PLANALTO DO PARANÁ	32
1 Identificação da Área de Estudo	36
CAPÍTULO II - MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS NA IDENTIFICAÇÃO DE SEQÜÊNCIAS PEDOSSEDIMENTARES DA ENCOSTA MONJOLO	40
2 Procedimentos metodológicos e técnicas utilizadas	40
2.1 Levantamento topográfico da encosta monjolo.....	41
2.2 Reconhecimento da distribuição espacial de unidades pedossedimentares associadas.....	41
2.3 Levantamento, descrição e análises laboratoriais do corpo pedológico sedimentar exposto na parede da voçoroca monjolo	42
2.3.1 Perfil estudado	44
2.3.1.1 Construção	44
2.3.1.2 Descrição física das unidades pedológico-sedimentares expostas na parede da voçoroca Monjolo	45
2.3.2 Análises laboratoriais empregadas	45
2.3.2.1 Granulometria	45
2.3.2.2 Densidade real, aparente e porosidade total	47
2.3.2.3 Matéria orgânica e carbono orgânico	49
2.3.2.3.1 Método empregado para determinação Matéria orgânica.....	51
2.3.2.4 Mineralogia de argilas.....	52
2.3.2.5 Análise química total.....	55
2.3.2.6 pH	60
2.3.2.7 Datação	61
2.3.2.8 Micromorfologia	61
CAPÍTULO III - SOLOS E AMBIENTE	63
3 Paleossolos	63
3.1 O solo e sua relação com o ambiente.....	65
3.1.1 Solo como sistema aberto	66
3.1.2 Solos transformadores de energia.....	67

3.1.3 Solos como produto do ambiente	68
3.1.4 Os fatores formadores do solo.....	69
3.1.4.1 O clima	69
3.1.4.2 Precipitação.....	71
3.1.4.3 Temperatura.....	72
3.1.4.4 Sazonalidade.....	73
3.1.4.5 Biosfera	74
3.1.4.6 Relevo	75
3.1.4.7 Material parental.....	77
3.1.4.8 O fator tempo	79
3.1.5 Solos hidromórficos como produto da interação dos fatores formadores do solo	80

CAPÍTULO IV - UNIDADES PEDOLÓGICAS, SEDIMENTARES E PALEOPEDOLÓGICAS

4 Paleossolos	83
4.1 Elementos de identificação de paleossolos	86
4.2 Considerações sobre o reconhecimento de paleossolos	90
4.3 Perfil do afloramento pedosedimentar localizado na baixa encosta monjolo	91
4.3.1 Paleossolo 1 (P1)	94
4.3.1.1 Descrição macroscópica	94
4.3.1.2 Resultados laboratoriais parciais	98
4.3.2 Paleossolo P2.....	99
4.3.2.1 Descrição macroscópica	99
4.3.2.2 Resultados parciais de laboratório	103
4.3.3 Paleossolo P3.....	104
4.3.3.1 Descrição macroscópica	104
4.3.3.2 Resultados parciais de laboratório	109
4.3.4 Colúvio IA	110
4.3.4.1 Descrição macroscópica	110
4.3.4.2 Resultados parciais de laboratório	111
4.3.5 Colúvio I.....	111
4.3.5.1 Descrição macroscópica	111
4.3.5.2 Resultados parciais de laboratório	112
4.3.6 Colúvio II.....	113

4.3.6.1	Descrição macroscópica	113
4.3.6.2	Resultados parciais de laboratório.....	114
4.3.7	Colúvio III.....	114
4.3.7.1	Descrição macroscópica	114
4.3.7.2	Resultados parciais de laboratório	115
4.3.8	Colúvio IV	115
4.3.8.1	Descrição macroscópica	115
4.3.8.2	Resultados parciais de laboratório	116
4.3.9	Horizonte Ap.....	117
4.3.9.1	Descrição macroscópica	117
4.3.9.2	Resultados parciais de laboratório	118
4.4	Conclusões parciais.....	118

**CAPÍTULO V - DISTRIBUIÇÃO TRIDIMENSIONAL DE UNIDADES
SEDIMENTARES, PEDOLÓGICAS E HORIZONTE
ORGANO-MINERAL NA ENCOSTA MONJOLO** 122

5	Toposseqüências	122
5.1	Toposseqüências longitudinais	124
5.1.1	Toposseqüência I	124
5.1.1.1	Considerações sobre a Toposseqüência I	126
5.1.2	Toposseqüência II	130
5.1.2.1	Considerações sobre a Toposseqüência II	132
5.1.3	Toposseqüência III	136
5.1.3.1	Considerações sobre a toposseqüência III.....	137
5.1.4	Toposseqüência IV	141
5.1.4.1	Considerações sobre a Toposseqüência IV	142
5.2	Toposseqüências transversais.....	145
5.2.1	Toposseqüência V	145
5.2.1.1	Comentários sobre a toposseqüência V.....	146
5.2.2	Toposseqüência VI	150
5.2.2.1	Considerações sobre a Toposseqüência VI	150
5.2.3	Toposseqüência VII	154
5.2.3.1	Considerações sobre a toposseqüência VII	154
5.2.4	Toposseqüência VIII	158
5.2.4.1	Considerações sobre a Toposseqüência VIII	158

5.3 Síntese da seqüência pedossedimentar da encosta monjolo: toposseqüências de I a VIII	162
5.3.1 Alterito	162
5.3.2 Colúvio A	162
5.3.3 Horizonte organo-mineral	163
5.3.4 Colúvio B	165
5.3.5 Colúvio I.....	165
5.3.6 Colúvio II.....	166
5.3.7 Colúvio III.....	167
5.3.8 Colúvio IV	168
5.3.9 Horizonte Ap.....	169
5.4 Considerações sobre a cobertura pedossedimentar da encosta monjolo: toposseqüências de I a VIII.....	170

CAPÍTULO VI - PROPRIEDADES CRONOLÓGICAS E FÍSICO- QUÍMICAS DO CORPO PEDOLÓGICO, PALEOPEDOLÓGICO E SEDIMENTAR DA ÁREA DE ESTUDO	181
6.1 Análise granulométrica.....	181
6.1.1 Considerações sobre os resultados granulométricos	182
6.2 Densidade real, aparente e porosidade total	185
6.2.1 Considerações sobre a densidade real, densidade aparente e porosidade total do perfil da seção Monjolo	185
6.3 Teor de matéria orgânica presente em solos e sedimentos.....	186
6.3.1 Considerações sobre o teor de matéria orgânica na seção Monjolo	188
6.4 Acidez do solo (pH).....	189
6.4.1 Considerações sobre os efeitos do pH no perfil estudado.....	189
6.5 Química total do perfil da seção monjolo	191
6.5.1 As relações químicas entre as unidades do perfil Monjolo	194
6.5.1.1 Relação molecular Soda/Potássio ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$)	194
6.5.1.2 Relação molecular alcalino terrosos/alumina ($\text{CaO}+\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$)	194
6.5.1.3 Relação molecular alumina/sílica ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)	195
6.5.1.4 Relação molecular alumina/bases ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$).....	195
6.5.1.5 Relação molecular Alumínio/Titânio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	195
6.5.1.6 Relação molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$	195

6.5.1.7 Relação molecular $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_3$	196
6.5.1.8 Relação molecular $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$	196
6.5.2 Considerações sobre a química total do perfil estudado	197
6.6 Difratogramas	199
6.6.1 Difratogramas de raios X – amostras calcinadas da seção Monjolo	199
6.6.2 Difratogramas de raios X – método de amostras naturais, seção Monjolo	199
6.6.2.1 Amostras colúvio-aluviais (C.A IA a C.A. IV)	199
6.6.2.2 Amostras P3.3 a P2.3	200
6.6.2.3 Amostras P2.2 a P1.1	200
6.6.3 Considerações sobre os resultados obtidos nos difratogramas.....	203
6.7 Datação por ^{14}C	204
6.8 Considerações sobre as análises de laboratório	204

Capítulo VII - PROPRIEDADES MICROMORFOLÓGICAS E ULTRAMICROSCÓPICAS DE SOLOS E PALEOSSOLOS; O CORPO PEDOSSEDIMENTAR DA ENCOSTA MONJOLO	207
7.1 Constituintes básicos do solo.....	209
7.1.1 Matriz.....	209
7.1.2 Poros	210
7.1.3 Esqueleto.....	210
7.1.4 Fábrica.....	211
7.2 Organização do material do solo.....	212
7.2.1 Agregados (peds)	212
7.2.2 Matriz-S	213
7.2.3 Estruturas associadas ou feições pedológicas	214
7.3 Feições pedológicas comuns na maioria dos solos e paleossolos	218
7.3.1 Acumulações em micro, macro e megaporos.....	219
7.3.1.1 Cutans	220
7.3.1.1.1 <i>Cutans de detritos</i>	221
7.3.1.1.2 <i>Transformações mecânicas de cutans</i>	222
7.3.1.1.3 <i>Transformações por segregação</i>	222
7.3.1.2 Hipocutans e quasecutans	223
7.3.1.3 Pedotúbulos	224
7.3.1.4 Glébulas	225

7.3.1.5 Pámulas	228
7.3.1.6 Cristalárias	229
7.4 Características micromorfológicas de depleção, translocação e iluviação.....	229
7.4.1 Depleção em ambientes hidromórficos.....	229
7.4.2 Translocação de materiais.....	229
7.4.3 Iluviação de argilas	230
7.5 Microestruturas típicas de perda e acumulação de material	230
7.6 Efeitos de ressecamento e umedecimento em estruturas argilosas	231
7.7 Micromorfologia de paleossolos e unidades sobrepostas identificadas na encosta monjolo.....	234
7.7.1 Lâmina P1.1.....	234
7.7.1.1 Interpretação da lâmina P1.1	235
7.7.2 Lâmina P1.2.....	237
7.7.2.1 Interpretação da lâmina P1.2	237
7.7.3 Lâmina P2.1.....	239
7.7.3.1 Interpretação da lâmina P2.1	240
7.7.4 Lâmina P2.2.....	242
7.7.4.1 Interpretação da lâmina P2.2	243
7.7.5 Lâmina paleossolo P2.3	243
7.7.5.1 Interpretação da lâmina P2.3	245
7.7.6 Lâmina paleossolo P2.4	254
7.7.6.1 Interpretação da lâmina P2.4.....	255
7.7.7 Lâmina P3.1.....	257
7.7.7.1 Interpretação da lâmina P3.1	258
7.7.8 Lâmina paleossolo P3.2	261
7.7.8.1 Interpretação da lâmina P3.2	261
7.7.9 Lâmina de contato P3.3/ IA	263
7.7.9.1 Interpretação da lâmina P3.3/ IA.....	266
7.7.10 Lâmina I.....	271
7.7.10.1 Interpretação da lâmina I.....	273
7.7.11 Lâmina II.....	275
7.7.11.1 Interpretação da lâmina II.....	277
7.7.12 – Lâmina III.....	280
7.7.12.1 Interpretação da lâmina III.....	282

7.7.13 Lâmina IV.....	284
7.7.13.1 Interpretação da lâmina IV	286
7.7.14 Lâmina horizonte Ap.....	288
7.7.14.1 Interpretação da lâmina Ap	289
7.8 Considerações sobre o conjunto das lâminas.....	292
CONCLUSÃO	296
REFERÊNCIAS.....	317

INTRODUÇÃO

Os últimos dois milhões de anos são particularmente importantes para a Geomorfologia porque imprimiram sobre a superfície topográfica recorrentes mudanças ambientais, cuja interpretação pode ser baseada nos fenômenos naturais atuais. Essa fração de tempo, denominada Quaternário, detém informações dos mecanismos geomorfológicos pretéritos e atuais, que ocorreram e ocorrem no planeta.

O termo Quaternário, segundo Moura (1994), foi proposto por Desnoyers (1829) para diferenciar estratos sobrepostos a sedimentos Terciários da Bacia de Paris. O termo foi redefinido por Reboull (1833), *apud* Moura (1994), que inclui todos os estratos caracterizados por vestígios de flora e fauna que ainda poderiam possuir exemplares vivos hoje. Desde então, o estudo do Quaternário apresentou grandes avanços, principalmente depois da aceitação da Teoria Glacial. As mudanças ambientais sugeridas por essa teoria foram, gradativamente, sendo confirmadas através de o registro sedimentar, biológico e geomorfológico (MOURA, 1994). Além do mais, os registros quaternários refletem numerosas provas de mudanças globais e suas conseqüências geomorfológicas. Um exemplo desses ciclos ou mudanças climáticas sobre as áreas continentais é a alternância entre erosão e sedimentação, por um lado, e a pedogênese de outro. A topografia adquire suas formas durante os períodos de intensa atividade geomorfodinâmica sob condições de clima seco e/ou frio, que pode resultar em vegetação aberta ou fechada. Quando períodos de estabilidade geomorfodinâmicas se instalam formam-se os solos, geralmente sob espessas coberturas vegetais (GÜNSTER e SKOWRONEK, 2001).

Nesta perspectiva, deve-se considerar que as mudanças globais não implicaram somente a resposta física da paisagem, elas imprimiram registros químicos, biológicos e físicos que constituem, atualmente, depósitos ou feições geomorfológicas quaternárias. Essas mudanças na paisagem quaternária ocorreram em diferentes escalas de tempo, algumas na ordem de períodos glaciais e

interglaciais, enquanto outras ocorreram e ocorrem em décadas e até mesmo em horas. Sendo assim, algumas mudanças ou alterações climáticas podem vir a refletir mudanças globais pretéritas do clima, ou ainda, refletir fenômenos regionais ou locais.

Segundo McFadden e McAulife (1997), muitas mudanças climáticas holocênicas podem ser consideradas secundárias quando comparadas com as mudanças climáticas que ocorreram no fim do Pleistoceno, pois aquelas mudanças ocorreram em breves períodos de tempo e podem não estar necessariamente associadas a mudanças globais. Contudo, apesar de as pequenas flutuações climáticas serem relativamente curtas, em torno de décadas, suas conseqüências podem ser reconhecidas em certas áreas como importantes (McFADDEN e McAULIFE, 1977; VERST e Van ROOYEN, 1999). Os registros dessas oscilações ou mudanças climáticas impressas no relevo e depósitos sedimentares podem ser interpretados como pertencentes a períodos de estabilidade ambiental, nos quais ocorre formação de solos e processos como podzolização, translocação de argilas, gleização e laterização entre outros. Os períodos de instabilidade seriam caracterizados por intensos processos erosivos e deposicionais. Estes processos podem ter ocorrido em ritmos e intensidades diferentes, podendo ser detectados em locais específicos do relevo (OLIVEIRA e PEREIRA, 1998). Os paleossolos constituem bom testemunho ou registro desses períodos, pois possuem potencial para interpretações paleoambientais porque suas propriedades resultam de três grupos de fatores ambientais: clima, organismos vivos e relevo além, evidentemente, do tempo de atuação destes fatores (GUTIÉRREZ-ELORZA e PEÑA-MONNÉ, 1998; NETTLETON *et al.*, 2000).

Estudos de reconstituição e evolução de encostas desenvolvidos por Camargo (1998) e Oliveira *et al.*, (2001) no sul do Segundo Planalto Paranaense e norte de Santa Catarina, colocam em evidência horizontes organo-minerais soterrados (paleossolos?), datados pelos autores em mais de 41.000, 20.000 e 14.000 anos A.P. Não raro estes horizontes encontram-se intercalados e sobrepostos por unidades colúvio-aluviais. A presença destas unidades e a ocorrência de outros horizontes organo-minerais em encostas próximas levou a indagações sobre a origem dessas unidades e se elas ainda preservariam pedofeições contemporâneas a formação dessas unidades. Outro elemento é se

essas unidades organo-minerais e unidades colúvio-aluviais sobrepostas e intercaladas se desenvolveram dissociadas do ambiente superficial. Em caso negativo seria possível reconstruir a seqüência pedossedimentar e reconhecer o ambiente que originou essas unidades?

Diante dessas indagações é que se propôs o presente trabalho, que possui como pressuposto de investigação o fato de que os paleossolos identificados na baixa encosta Monjolo se desenvolveram sob condições ambientais diferentes das atuais. O reconhecimento dos processos pedogenéticos que originaram os paleossolos permitem identificar as condições ambientais pretéritas, bem como sua evolução nos últimos 44.000 anos.

A área proposta para este estudo está localizada no Segundo Planalto Paranaense, nas encostas ao sul do rio Iguaçu, próximo à divisa dos municípios da Lapa e Porto Amazonas. Trata-se de encosta, cuja base apresenta horizonte organo-mineral soterrado por sedimentos coluviais, essa seqüência de materiais pedológicos e sedimentares está exposta em cabeceira e paredes lateral de voçoroca denominada Monjolo. O reconhecimento dos processos pedogenéticos que atuaram sobre os materiais que recobrem a baixa encosta foi efetuado através do levantamento tridimensional das unidades pedossedimentares e da caracterização físico, química, mineralógica e micromorfológica dos materiais. O conjunto de resultados obtidos através de trabalhos de campo, análises laboratoriais e levantamento bibliográfico permitiu responder as indagações apresentadas anteriormente. Assim o presente trabalho está estruturado em oito capítulos que tratam dos seguintes temas.

O capítulo I apresenta a justificativa para a execução deste trabalho, bem como a área de estudo e as principais características físicas do ambiente em que a encosta Monjolo esta inserida.

No capítulo II estão explicitados os métodos e técnicas utilizados na descrição, análise e interpretação das seqüências pedológico-sedimentares encontradas na encosta Monjolo. Para tanto, foram empregados técnicas e métodos de campo e laboratório. Os trabalhos de campo consistiram no reconhecimento preliminar da existência e distribuição espacial das seqüências pedossedimentares

na encosta Monjolo. Neste reconhecimento foram considerados e individualizados unidades organo-minerais soterrados e unidades colúvio-aluviais. Além disso, o reconhecimento da área de trabalho permitiu a elaboração de estratégias ou procedimentos para coleta de amostras destinadas a ensaios laboratoriais, construção de perfil sistemático em afloramento e toposseqüências, cujos resultados contribuíram para a formulação de hipótese sobre a origem e seqüência de eventos ambientais a que a área de estudo esteve sujeita ao longo do tempo (últimos 44.000 anos A.P.). Os critérios para reconhecimento de paleossolos, unidades pedológicas e sedimentares existentes na baixa encosta Monjolo, foram os recomendados pela “*Working Group on the Origem and Nature of Paleosols*” (1971) *apud* Fenwick (1985), que sugere a ampla difusão de atributos como a distribuição de argila, estrutura do paleossolo, cor, conteúdo de matéria orgânica, micromorfologia, mineralogia de argilas e granulometria.

O capítulo III inicia com abordagem sobre o que são paleossolos e sua importância para a reconstituição de episódios pedológicos, ressaltando o fato de que os solos reúnem informações sobre possíveis mudanças ou alterações climáticas e/ou da cobertura vegetal que ocorreram durante o período Quaternário (MOURA, 1994). Neste capítulo é abordado o papel do solo no ambiente, o qual pode servir de interface entre os três grandes domínios físicos de nosso planeta (hidrosfera, atmosfera e litosfera) e a biosfera, pois é no solo que esses domínios interagem, determinando os mecanismos da dinâmica pedológica (QUEIROZ NETO, 1984; FONSECA, 1999).

O capítulo IV dedica-se a apresentar o conceito de paleossolo e os elementos de sua identificação. Nesta perspectiva é apresentado o perfil do afloramento pedossedimentares localizado na baixa encosta Monjolo. Este perfil descreve as unidades expostas na parede esquerda da voçoroca denominada Monjolo. A presença de material orgânico fibroso permitiu a datação por ^{14}C da unidade.

O capítulo V apresenta a distribuição tridimensional das unidades que compõem o corpo pedossedimentares da baixa encosta Monjolo. Essa abordagem revelou a relação entre unidades sedimentares e paleopedológicas.

Os resultados obtidos nas análises laboratoriais a que foram submetidas às amostras oriundas do perfil construído no afloramento pedossedimentar da baixa encosta Monjolo estão descritos e analisados no capítulo VI. A análise granulométrica dos materiais coluviais e pedológicos bem como do teor de matéria orgânica, pH, química total, correlação molecular, difratogramas de raios X e densidade, permitiu individualizar as unidades que compõem o perfil pedossedimentar e compreender sua evolução.

O capítulo VII trata da aplicação da micromorfologia no estudo de paleossolos e materiais coluviais. O início do capítulo trata dos níveis de organização dos constituintes do solo e das pedofeições comuns a maioria dos solos e paleossolos, além, evidentemente do significado genético delas. Neste capítulo são apresentados às descrições das lâminas oriundas das unidades que compõem o perfil do afloramento pedossedimentar localizado na baixa encosta Monjolo. Esta análise revelou-se particularmente importante à reconstituição da evolução paleopedológica e sedimentar do ambiente.

Os resultados obtidos nas análises laboratoriais e levantamentos e descrições de campo permitiu elaborar hipótese da formação das unidades pedossedimentares existentes na baixa encosta Monjolo.

CAPÍTULO I

AS ENCOSTAS AO SUL DO RIO IGUAÇU NO SEGUNDO PLANATO DO PARANÁ

Nas encostas situadas ao sul do rio Iguaçu, no município de Lapa (PR) sul do Segundo Planalto Paranaense (figura1), dominam os sedimentos Permo-carboníferos do Grupo Itararé (ROCHA CAMPOS, 1967; AGUIAR NETTO *et al.*, 1977; COLANERI *et al.*, 1977; CANUTO, 1985), que é dividido no norte de Santa Catarina e sul do Paraná, nas Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul (SCHNEIDER *et al.*, 1974). Palka (1965) efetuou o mapeamento geológico da Folha Porto Amazonas, e reconheceu sedimentos quaternários apenas em alguns fundos de vales e às margens do rio Iguaçu. Entretanto, hoje se reconhece que a difusão desses sedimentos se estende às cabeceiras de vales não canalizados ou anfiteatros (CAMARGO, 1998, OLIVEIRA *et al.* 2001). A Formação Campo do Tenente, que domina a região, refere-se aos depósitos argilosos, com laminação plano-paralela, castanho-avermelhados que ocorrem na base do Grupo Itararé. Secundariamente, ocorrem ritmitos e diamectitos de matriz arenosa (SCHNEIDER *et al.*, 1974). No topo desta Formação, aparece o arenito Lapa, interpretado como pertencente à Formação Mafra. Na descrição de CANUTO (1985), o arenito Lapa se apresenta como um corpo extenso, na forma de crista estreita e descontínua, com comprimento superior a 60 km, e largura média de 2 km. Apresenta características tipicamente fluviais, sendo cinza avermelhado, mal selecionado, com estratificação cruzada, às vezes, pouco evidente.

A drenagem nesta região é formada pela bacia do alto rio Iguaçu. O padrão de drenagem é nitidamente retangular, condicionado pelos sistemas de falhas e fraturas do terreno. Os vales dos rios, em geral, apresentam uma seção transversal muito ampla, com vertentes convexas pouco inclinadas (COLANERI *et al.*, 1977).

A morfologia do terreno é marcada por amplas colinas, pouco arredondadas, com vertentes convexas; essa configuração da paisagem é interrompida por

mesetas estruturais conservadas nos arenitos mais resistentes à erosão (FUCK, 1966). As maiores altitudes, nesta porção do Segundo Planalto, encontram-se entre 1100 e 800 metros, mas a maior parte da área se apresenta sobre uma superfície relativamente uniforme entre 800 e 950 metros. Na região de Porto Amazonas e Lapa, predominam os interflúvios muito amplos com vertentes convexas, que se desdobram em patamares e degraus estruturais (PALKA, 1966).

Localmente, as encostas são caracterizadas por declividades médias de cerca de 13%, podendo variar de 6 a 18 % (CAMARGO, 1998). Em geral, são longas, com comprimento médio de 400 m, podendo atingir 700 m ou mais. Elas são retilíneas, apresentando, nos topos patamares definidos pela litologia mais resistente do arenito Lapa. Nestes setores, as declividades são maiores. Nos setores de média e baixa encosta, as declividades diminuem. É nesses pontos que ocorre a instalação de processos de erosão em voçorocas ou em túneis.

Dada à posição latitudinal e altitudes locais, os sistemas atmosféricos intertropicais contribuem principalmente para o aquecimento da região (MONTEIRO, 1968; MENDONÇA, 1994). O sistema extra-tropical, representado pela Massa Polar Atlântica, contribui para o resfriamento da região. Sua influência, é nitidamente mais marcante durante o inverno (MONTEIRO, 1968; NIMER, 1989). O clima é subtropical e, Cfb segundo a classificação Köppen. Nos verões, as temperaturas raramente ultrapassam 35°C, no inverno, há em média 10 geadas noturnas por ano, quando as mínimas podem chegar a -7°C (MAACK, 1981). A análise dos elementos climáticos do sul do Segundo Planalto evidencia homogeneidade no que diz respeito aos valores de temperatura. As médias anuais são de 16,4°C, no inverno, são de 12,6°C e, no verão, situam-se em torno de 20°C. As chuvas em toda porção Sul do estado do Paraná, têm como característica marcante a sua distribuição regular durante o ano, ou seja, sem distinção de estação seca ou chuvosa (MAACK, 1948, 1981; NIMER, 1989). As médias anuais de precipitação, no sul do Segundo Planalto, são de cerca de 1300 mm (CAMARGO, 1998). A distribuição da precipitação desta porção do estado demonstra, em termos regionais, valores mais elevados nos meses de verão, ao passo que as médias pluviométricas dos meses de inverno se apresentam menores sem, contudo, caracterizar esses como secos.

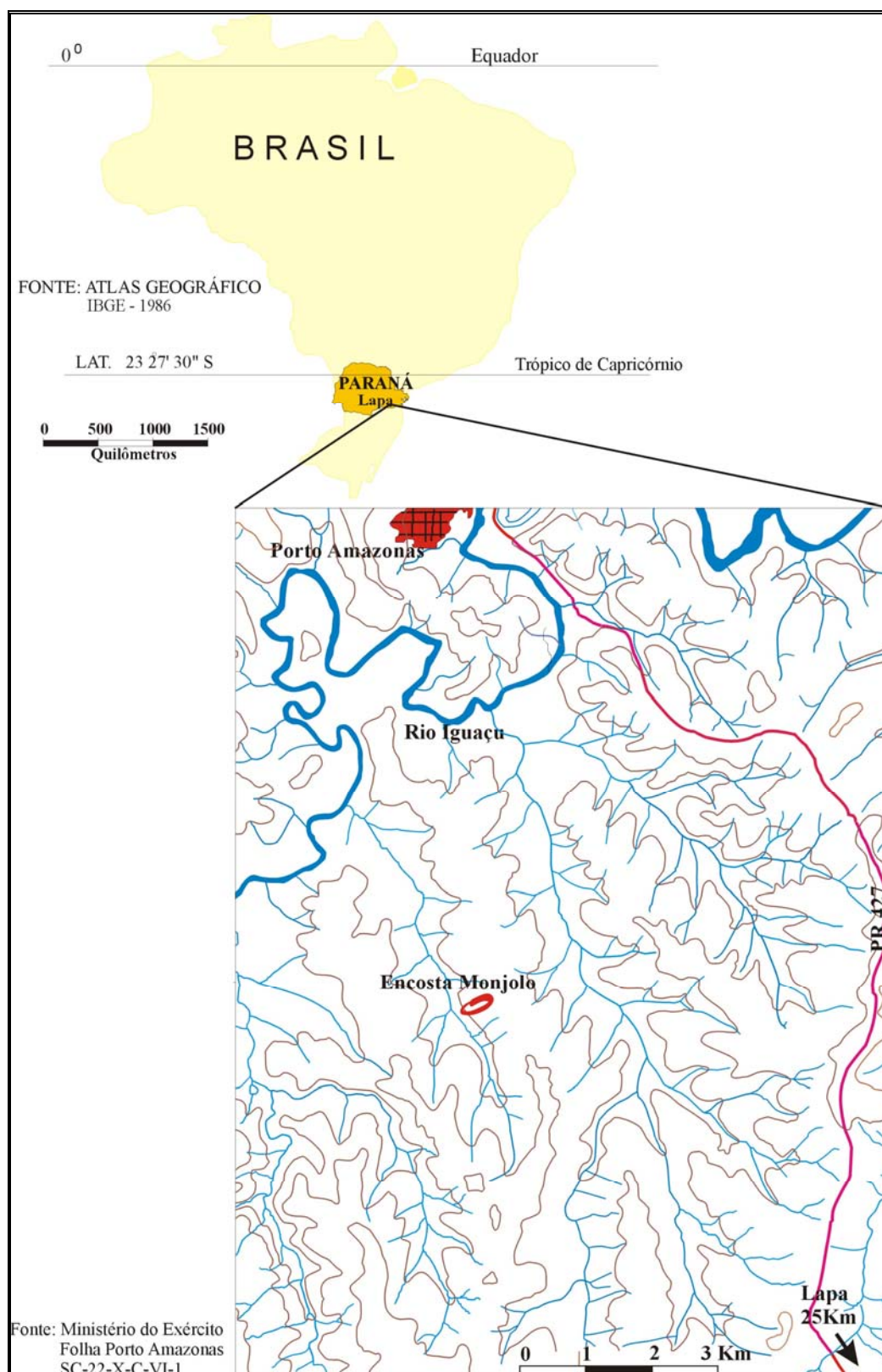


FIGURA 1 - Mapa de localização da área de estudo – Encosta Monjolo.

Os anos de maior precipitação estão relacionados ao estacionamento da Frente Polar sobre os estados de Santa Catarina e Paraná, ao passo que os anos

com menores valores pluviométricos indicam a passagem rápida das Frentes Polares sobre o Sul do Brasil. Tais situações estão relacionadas à atuação de fenômenos climáticos de amplitude zonal, como o El Niño, La Niña, (MENDONÇA,1994).

Extensos campos limpos dominaram o Segundo Planalto do Paraná. Eles constituem formação vegetal natural e se caracterizam por extensas áreas de gramíneas baixas de caráter xerofítico e desprovidas de arbustos (MAACK, 1948, 1981; ALONSO, 1977). Esta formação é referida por VELOSO *et al.* (1991) como “estepe gramíneo lenhosa”, típica dos campos gerais do planalto meridional brasileiro. No extenso domínio dos campos, os capões aparecem em pequenas manchas, quase circulares, de vegetação arbustiva e arbórea. Eles se concentram nas pequenas depressões do terreno, ou nas cabeceiras de nascentes, onde, segundo MAACK (1948), são maiores as profundidades do solo, o acúmulo de matéria orgânica e a disponibilidade de água. Suas dimensões variam de poucos metros de diâmetro, a até mais de 500 m, e apresentam composição e estrutura de vegetação semelhantes à mata de Araucária (KLEIN e HATSCHBACH, 1971). Segundo VELOSO *et al.* (1991), a mata de Araucária consiste numa formação vegetal típica dos planaltos do Sul do Brasil com altitudes superiores a 500 m, e, de acordo com as altitudes regionais, ela pode ser classificada como “Floresta Ombrófila Mista Montana”. Essa mata, fitofisionomicamente dominada pelo pinheiro-do-parana (*Araucária angustifolia*), é encontrada, em geral, sob solos mais profundos de composição heterogênea, imprescindível para o desenvolvimento mais vigoroso de plantas arbóreas (KLEIN e HATSCHBACH, 1971).

No sul do Segundo Planalto paranaense, corpos pedológico-sedimentares quaternários possuem camadas minerais intercaladas com paleossolos, datados em aproximadamente 44.000 A.P. e 22.000 A.P. Esses paleossolos são entremeados por camadas sedimentares que, em alguns casos, apresentam contato abrupto, indicando o rápido soterramento dos paleossolos.

Diante desse fato, uma das questões postas é se esses paleossolos ainda preservam pedofeições que remontam sua gênese ou se já sofreram processos de sobreposição, e se a sua formação e distribuição tridimensional é contínua ou apresenta hiatos. Em todo caso, ambas as situações são positivas, pois elas

permitem identificar os processos erosivos deposicionais e pedogenéticos que aturam nos últimos 44.000 A.P. na área de estudo. Outro elemento considerado é a possibilidade do pedoambiente estar dissociado do ambiente acima da superfície do solo. Enfim, diante dessas possibilidades, foi proposto o presente trabalho, que tem como objetivo reconhecer e identificar os horizontes organo-minerais presentes na encosta Monjolo. Estes horizontes estão depositados em encostas situadas ao Sul do rio Iguaçu, município da Lapa, Paraná.

1 Identificação da área de estudo

A área proposta para este estudo (figura 1) está situada no Segundo Planalto Paranaense, nas encostas ao sul do rio Iguaçu, próximo à divisa dos municípios da Lapa e Porto Amazonas. A área está representada cartograficamente na folha topográfica Porto Amazonas (SC-22-X-C-VI-1) do Ministério do Exército.

Estudos de detalhe, desenvolvidos por Camargo (1998), em uma voçoroca da região, revelaram diversidade de processos e mecanismos de erosão e deposição, cujas feições podem ser identificadas na encosta. Os resultados obtidos em trabalhos de campo, análises laboratoriais e datação pelo método do ^{14}C permitiram identificar dois níveis de paleossolos intercalados por unidades sedimentares (CAMARGO, 1998). Esses paleossolos, datados em 41.490 A.P. e 20.830 A.P., indicam a recorrência de períodos de estabilidade e instabilidade ambiental (CAMARGO, 1998, CAMARGO e OLIVEIRA, 1998). A presença desses paleossolos e a identificação de canais dissecados e novamente preenchidos, fissuras subterrâneas que evoluem para dutos de várias magnitudes, e superfícies de abatimento entre outras, permitiu a Camargo (1998) propor a seguinte hipótese evolutiva (figura 2) para a cabeceira da voçoroca. Há 41.490 A.P., neste setor da encosta, a drenagem impedida facilita o desenvolvimento de solo hidromórfico, representando um período de certa estabilidade ambiental (a). O segundo estágio (b) é caracterizado por colúviação que, além de soterrar o paleossolo, apresenta estruturas de corte e preenchimento. Posteriormente novo período de estabilidade ambiental (c) permite o desenvolvimento de novo paleossolo, 20.830 A.P. Novo período de instabilidade se impõe (d). O segundo nível de paleossolo é soterrado e novas estruturas de corte e preenchimento caracterizam a dinâmica dos processos erosivos e deposicionais desse período. Na última fase (e), ou atual, a baixa

encosta é fortemente dissecada, permitindo o avanço da voçoroca a montante, liberando o aquífero e facilitando a exfiltração da água subterrânea. Ocorre a subsidência da área da cabeceira da voçoroca e formação de estruturas de abatimento (OLIVEIRA e CAMARGO, 1996; CAMARGO, 1998; CAMARGO e OLIVEIRA, 1998). Além do detalhamento do processo evolutivo dessa encosta, Camargo (1998) cadastrou 19 incisões erosivas na área de estudo; destas, aproximadamente 1/3, apresentam paleossolos soterrados por espessas camadas sedimentares.

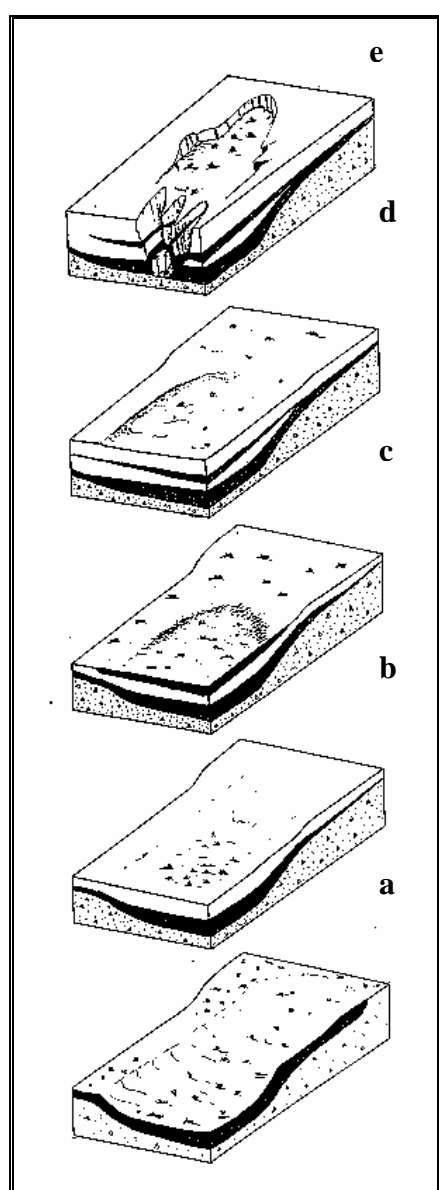


FIGURA 2 – Seqüência de blocos diagramas demonstrando evolução de encosta na área de estudo. Reproduzido com permissão de Camargo (1998).

A encosta Monjolo, palco deste trabalho se estende por aproximadamente 586,79 m com forma perfil convexo retilíneo, passando a côncavo-retilíneo da média para a baixa encosta, com fases laterais côncavas (figura 3). Contando longitudinalmente a encosta há uma concavidade para onde convergem fluxos superficiais originados pelas chuvas. Atualmente, esta concavidade recebe, também fluxos concentrados oriundos da estrada construída na porção mais elevada da encosta. A partir do terço inferior da média encosta o centro da concavidade torna-se plano, muito úmido, com pequenas ravinas que evoluem para voçoroca na baixa encosta. Em parte da parede direita desta voçoroca, denominada Monjolo, o corpo pedossedimentar encontra-se exposto, permitindo descrições e coleta de amostras deformadas e indeformadas. A litologia da encosta é constituída por arenitos Lapa que ocupam o topo da encosta, siltitos e folhelhos que afloram na média para baixa encosta e diamictitos e/ou arenitos conglomeráticos que ocupam a baixa encosta.

O solo dominante é o Cambisoló álico. O horizonte "A" (10YR 3/3) possui em média 15 cm de espessura ao longo da encosta. Na baixa encosta o horizonte "A" pode atingir 35 cm de profundidade, sobrepondo-se a unidade pedossedimentar argilo-arenosa, amarelada (2.5Y 4/3). Esta unidade possui em determinados níveis biotúbulos de raízes com diâmetro que variam de 1mm a 5 mm e 2 mm a 150 mm de comprimento. Digno de nota é o fato de essas raízes se encontrarem (em 85% dos casos identificados) em posição de vida. Essas feições encontram-se total ou parcialmente preenchidas por óxidos e hidróxidos de ferro.

Segundo Moura (1994) e Gutiérrez-Elorza e Peña-Monné (1998), a estratigrafia dos solos e a ordenação cronológica dos episódios pedológicos têm importantes implicações na reconstrução dos paleoambientes e na interpretação de seqüências estratigráficas onde nos quais os solos e perfis de intemperismo ocorrem. Moura (1994) enfatiza a importância dos paleossolos como bons indicadores, ao menos em escala regional, para a subdivisão e correlação de seqüências sedimentares quaternárias.

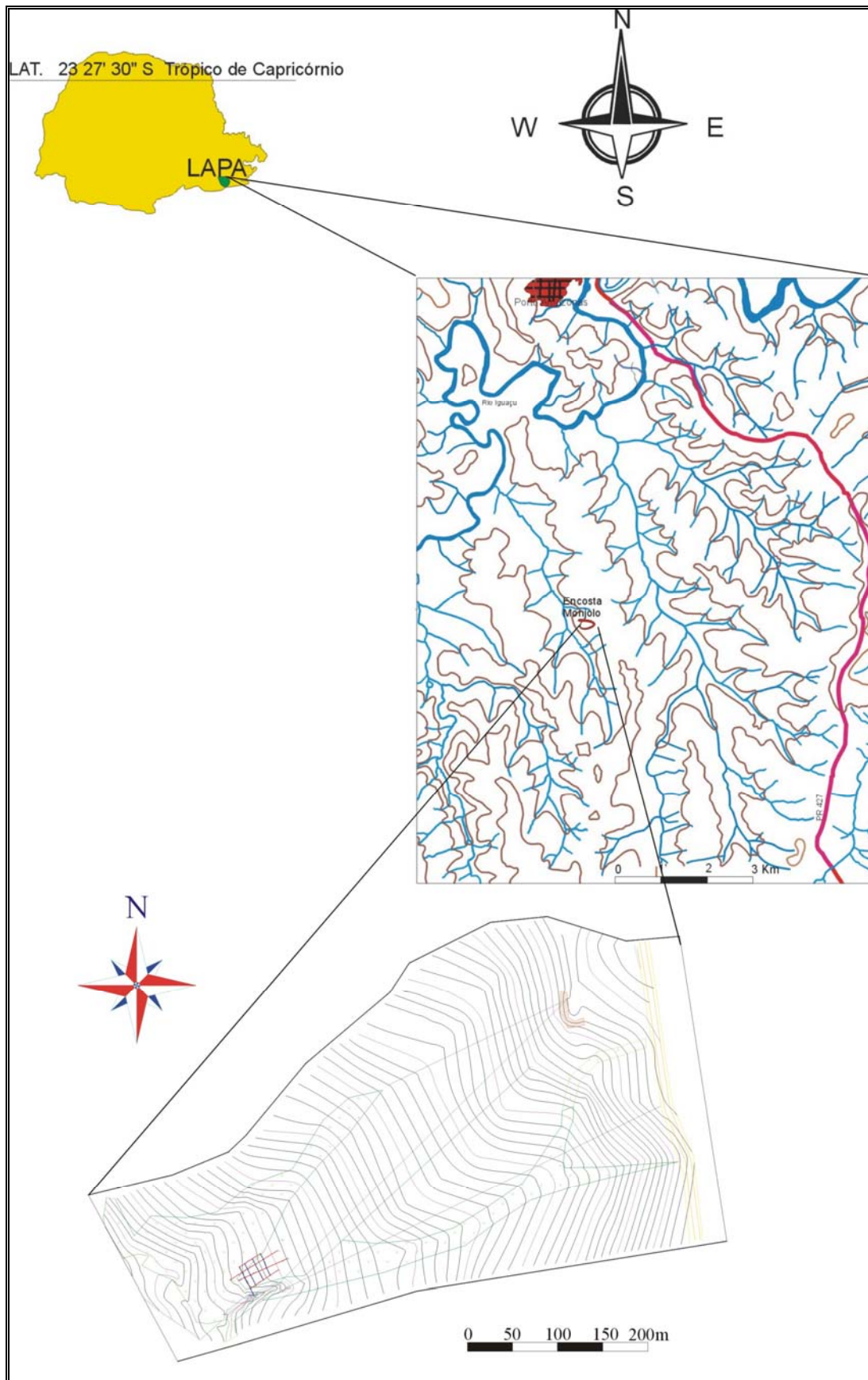


FIGURA 3 – Localização e topografia da encosta Monjolo.

CAPÍTULO II

MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS NA IDENTIFICAÇÃO DE SEQÜÊNCIAS PEDOSSEDIMENTARES DA ENCOSTA MONJOLO

2 Procedimentos metodológicos e técnicas utilizadas

Este capítulo apresenta os métodos e técnicas empregados na descrição, análise e interpretação das seqüências pedológico-sedimentares encontradas na encosta Monjolo. Para tanto, foram empregados técnicas e métodos de campo e laboratório que serão descritas a seguir.

Os trabalhos de campo consistiram no reconhecimento preliminar da existência e distribuição espacial das seqüências pedossedimentares na encosta Monjolo. Neste reconhecimento foram considerados e individualizados solos soterrados recentemente de unidades coluviais e unidades organo-minerais. Além disso, o reconhecimento da área de trabalho permitiu a elaboração de estratégias ou procedimentos para coleta de amostras destinadas a ensaios laboratoriais, construção de perfil sistemático em afloramento e toposseqüências, cujos resultados contribuíram para a formulação de hipótese sobre a origem e seqüência de eventos ambientais a que a área de estudo esteve sujeita ao longo do tempo (últimos 40.000 anos A.P.). Para tanto, foram estabelecidos critérios para o reconhecimento dos paleossolos e unidades pedológicas e sedimentares existentes na baixa encosta Monjolo. Os critérios utilizados foram aqueles recomendados pela “*Working Group on the Origin and Nature of Paleosols*” (1971) *apud* Fenwick (1985), que sugere a ampla difusão de atributos como a distribuição de argila, estrutura do paleossolo, cor, conteúdo de matéria orgânica, micromorfologia, mineralogia de argilas e granulometria. Além destas características foi efetuado o levantamento topográfico da encosta Monjolo e construídas toposseqüências em parte da baixa encosta. As técnicas empregadas na identificação dos atributos dos paleossolos e das unidades sedimentares e pedológicas serão descritas na seqüência.

2.1 Levantamento topográfico da encosta monjolo

Para execução do levantamento topográfico da encosta Monjolo se optou pelo emprego do método de irradiação de pontos. A escolha desse método ocorreu em função da precisão e rapidez do levantamento. O equipamento utilizado foi uma estação total com duas balizas de prismas triplos. O levantamento foi georreferenciado e a precisão do trabalho está na casa de 0,5 cm. O produto final desse levantamento foi à confecção de carta topográfica de detalhe da encosta. Nesta carta foram plotadas as sondagens efetuadas e as toposseqüências levantadas, bem como a voçoroca e a distribuição dos paleossolos existentes na encosta. A conjugação desses elementos foi vital para a interpretação dos resultados finais e conclusão do trabalho aqui apresentado.

2.2 Reconhecimento da distribuição espacial de unidades pedossedimentares associadas

O levantamento da distribuição de unidade organo-mineral em subsuperfície na encosta Monjolo, bem como das unidades pedológico-sedimentares que os sobrepõem, foi executado através de sondagens distribuídas longitudinal e transversalmente à baixa encosta. A distribuição das sondagens foi elaborada com base no método de irradiação de pontos, o qual consiste na locação de ponto inicial ou ponto de partida, do qual outros são irradiados. O resultado final é uma malha de pontos devidamente orientados e amarrados ao levantamento topográfico. Neste trabalho, o limite concebido para a irradiação de pontos foi à identificação dos paleossolos nas tradagens efetuadas com trado holandês. No caso específico da encosta Monjolo, alvo deste trabalho, a malha de sondagens teve como ponto de partida a seção sistemática construída na parede da voçoroca homônima. A partir da janela dois da seção Monjolo, 5 m na direção N30°W, foi efetuada a primeira sondagem, denominada de furo F1. A partir deste furo foram construídas quatro toposseqüências longitudinais à encosta e subparalelas ao afloramento (denominado perfil estudado) e quatro toposseqüências transversais à encosta. As tradagens efetuadas foram marcadas no levantamento topográfico de detalhe da encosta e as unidades pedossedimentares encontradas, foram sistematicamente descritas. Estas descrições consistiam na textura do material, cor, composição granulométrica, plasticidade, teor de umidade, presença ou ausência de resíduos

orgânicos e fragmentos de minerais macroscópicos, além de outros atributos passíveis de serem observados à vista desarmada ou com auxílio de lupa de campo de 10 e 20 aumentos. As cores, porcentagem de mosqueamento e de grânulos e seixos foram descritas segundo a tabela de *Munsell Color Charts* e a transição entre as unidades de acordo com o quadro 1. Quando necessário coletaram-se amostras para análises laboratoriais de matéria orgânica e granulometria.

QUADRO 1 – Nitidez ou contraste da transição entre horizontes ou camadas de solos e sedimentos

Denominação	Espessura
Transição abrupta	Quando a faixa de separação é menor que 2,5cm.
Transição clara	Quando a faixa de separação varia entre 2,5 e 7,5cm.
Transição gradual	Quando a faixa de separação varia entre 7,5 e 12,5cm
Transição difusa	Quando a faixa de separação é maior que 12,5cm

Fonte: IBGE (1995, p. 25).

Em gabinete, o levantamento topográfico de detalhe, as descrições de campo e o resultado das análises laboratoriais permitiram elaborar um conjunto de colunas pedológico-sedimentares, cujo arranjo longitudinal e transversal à encosta resultou em oito toposseqüências. O produto final deste trabalho foi à identificação da distribuição tridimensional do horizonte organo-mineral soterrado e unidades pedológico-sedimentares sobrepostas, assim como a relação destes com a topografia atual da encosta Monjolo. Este levantamento permitiu, também, compreender as variações laterais e possíveis descontinuidades erosivas da unidade organo-mineral, além reconstruir, ao menos em parte, a paleosuperfície da unidade organo-mineral ali disposta.

2.3 Levantamento, descrição e análises laboratoriais do corpo pedológico sedimentar exposto na parede da voçoroca monjolo

Como já foi explicitado, a referência inicial para a composição das toposseqüências foi o afloramento dos horizontes organo-mineral na parede da voçoroca. Neste afloramento, foram marcadas quatro janelas, descritas no capítulo IV. As unidades reconhecidas nas toposseqüências e na seção exposta em parede de voçoroca são o alterito, diferentes unidades coluviais, horizonte organo-mineral soterrado e horizonte “Ap”. Para cada termo empregado, quando necessário, foi adicionado número ou letra, cuja ordem crescente indica sua posição ascendente

no perfil. É importante assinalar que a conceituação dessas unidades obedeceu a critérios sedimentológicos e pedológicos, que serão explicitados a seguir.

Do ponto de vista pedológico, o horizonte A é considerado neste trabalho como o horizonte mineral, superficial ou em seqüência ao horizonte ou camada O ou H, de concentração de matéria orgânica decomposta e perda ou decomposição de componentes minerais. A matéria orgânica está associada aos constituintes minerais e é incorporada ao solo mais por atividade biológica do que por translocação. As características do horizonte A são influenciadas pela matéria orgânica. Portanto o acréscimo de matéria orgânica associada às atividades biológicas, juntamente com perdas ou decomposição, são fenômenos que determinam, principalmente, as características do horizonte A (VIEIRA, 1975; IBGE, 1995). A letra “p” que acompanha o horizonte A indica modificações da camada superficial pelo cultivo, pastoreio e outras pedoturbações (IBGE, 1995). A encosta Monjolo é utilizada por grandes culturas (soja, milho, trigo, batata), intercalada por períodos destinados à pecuária de corte (pastagens cultivadas).

Sob a ótica de alteração de materiais o termo alterito é utilizado neste trabalho para designar o produto de alteração de quaisquer rochas (ígneas, metamórficas ou sedimentares) *in situ* (SUGUIO, 1998) Para os depósitos situados abaixo dos horizontes pedogenéticos e acima dos materiais areno-argilosos de cor marcadamente escura que destoam do restante do conjunto será designado o termo colúvio. Mousinho e Bigarella (1965) definem colúvio como material heterogêneo e incoerente formado por solo e fragmentos de rocha depositados, através de enxurradas ou deslizamentos, no sopé das encostas, preenchendo depressões da topografia e onde os movimentos de massa foram importantes. É consenso atribuir a colúvio o material que sofreu deslocamento na encosta, ou seja, ele é resultado da mobilização lateral do elúvio (SUGUIO, 1998; GUERRA e GUERRA, 2001) ou mesmo de antigos colúvios. Assim, o termo colúvio é aplicado a todo material de solo ou fragmento de rocha, incoerente e heterogêneo, depositado por erosão pluvial, ou escoamento laminar, ou reptação, geralmente acumulado na base de encostas (BATES e JACKSON, 1997). Já o alúvio compreende sedimentos selecionados, formados por argila, silte, areia, cascalho ou qualquer material detrítico inconsolidado, depositado em períodos geológicos recentes por rio ou outro corpo de água corrente, em leito de rio, planícies de inundação, delta, cone ou

leque, ou na base de encostas mais íngremes (BATES e JACKSON, 1997). Os materiais de cor escura e textura areno-argilosa serão referidos como horizonte organo-mineral.

A construção da seção sistemática Monjolo foi elaborada considerando o princípio de que a presença de dois ou mais níveis organo-minerais intercalados por colúvio sugere fases alternadas de degradação e estabilidade de encosta, implicando mudanças nas condições bioclimáticas (sazonalidade e/ou intensidade de chuvas, etc.), cobertura vegetal, animais (MODENESI-GAUTTIERI, 2000). O reconhecimento de paleossolos depende de trabalho detalhado de campo e ensaios laboratoriais associados ao reconhecimento de processos que ocorreram no passado. Tem sido aceito que processos periódicos de sedimentação e erosão são fatos incontestáveis na relação solo/paisagem (GÜNSTER e SKOWRONEK, 2000). Portanto a existência de horizontes organo-minerais, paleossolos ou solos soterrados, em uma dada superfície, é evidência tanto de taxa de deposição quanto de desenvolvimento de solos. O estudo de detalhe dessas unidades permite reconhecer, ao menos em parte, as condições ambientais pretéritas, além de estabelecer cronologia para os períodos de estabilidade ambiental. Para que seja possível reconhecer quais foram esses processos, quando e sob quais condições ambientais eles atuaram, foram utilizados procedimentos laboratoriais e de campo que serão explicitados a seguir.

2.3.1 Perfil estudado

2.3.1.1 Construção

O perfil estudado, situado na baixa encosta, foi construído a partir do afloramento dos paleossolos na parede direita da voçoroca Monjolo. Esta voçoroca possuía 45 m de comprimento, na época dos levantamentos. O afloramento se estende por 11,8 metros, longitudinalmente ao eixo central da voçoroca. Neste ponto, a voçoroca possui uma profundidade de 3,20 metros na parede do afloramento e 3,40 metros no eixo central da feição erosiva. O piso da voçoroca, neste setor possui uma camada sedimentar de 1,0 m de espessura que se assenta diretamente sobre o arenito.

Em campo, esta seção sistemática foi elaborada com o uso de nível de mão, linha e fixadores de metal. O emprego de nível ótico teve por finalidade cristalizar, na parede do afloramento, uma linha guia horizontal, que serviu como base para medição, vertical e horizontal, das unidades que compõem a seção sistemática Monjolo. Este procedimento impediu possíveis interferências oriundas de ilusão de ótica, na tomada de medições do afloramento. Com as unidades pedológico-sedimentares individualizadas foram extraídas amostras deformadas e indeformadas destinadas a análises laboratoriais. A seção sistemática construída foi amarrada ao levantamento topográfico executado.

2.3.1.2 Descrição física das unidades pedológico-sedimentares expostas na parede da voçoroca Monjolo

As unidades que formam o afloramento pedológico sedimentar da voçoroca Monjolo, bem como as unidades identificadas nas sondagens efetuadas com trado holandês, foram descritas observando-se os seguintes critérios: cor (em campo e em laboratório) segundo a *Munsell soil color Charts*, textura, distribuição espacial dos clastos, pedalidade, estrutura, umidade, presença ou traços de raízes, presença de nódulos e bandeamento e, quando visível, macro cutans de argila, fragmentos de minerais e bio e/ou pedotúbulos (forma, cor, textura). Além destes atributos, outros também foram descritos quando passíveis de observação a vista desarmada ou com auxílio de lupa de campo de 10 e 20 aumentos. Amostras deformadas e indeformadas de todas as unidades identificadas no perfil estudado foram coletadas para análises laboratoriais.

2.3.2 Análises laboratoriais empregadas

As análises laboratoriais empregadas neste trabalho são as recomendadas pelo *Working Group on the Origem and Nature of Paleosols* (1971) *apud* Fenwick (1985).

2.3.2.1 Granulometria

De acordo com Suguio (1973), o termo granulometria significa medida de tamanho dos grãos. A análise granulométrica, também conhecida como análise mecânica, permite estabelecer a distribuição quantitativa das partículas num dado

ambiente sedimentar e/ou pedológico. A proporção dos vários grupos de grãos individuais que compõem o solo constitui sua textura, a qual se refere especificamente às proporções de argila, silte e areia (partículas com diâmetro inferior a 2 mm). Nas frações de massa do solo ou de sedimentos também podem ser incluídos grânulos, seixos e calhaus (VIEIRA, 1975). Estes dados são importantes para a interpretação da gênese e propriedades do solo. A ação de determinados processos formadores se refletem diretamente na textura como, por exemplo, a ferralitização e podzolização (concentração de areias), eluviação (perda), iluviação (concentração/ganho) de argila que produzem significativos contrastes texturais entre os horizontes. Além disso, a grande maioria das propriedades físico-químicas como: estrutura, cor, consistência, porosidade, permeabilidade, hidromorfia, capacidade de trocas catiônicas entre outras, são influenciadas pela granulometria. Assim sendo, o uso deste ensaio laboratorial teve como finalidade individualizar as unidades de solo e/ou sedimentos que compõem a seção Monjolo. Como não poderia deixar de ser, uma das respostas esperadas, para este tipo de ensaio, é a possibilidade de se identificar padrões de distribuição ou gradientes texturais dentro de um perfil de solo que reflitam os processos que os geraram (GOUDIE *et al.*, 1994). Este ensaio foi realizado no laboratório de Geomorfologia Aplicada da UNICENTRO, seguindo rotina convencional de separação de grosseiros, via peneiramento, e finos, pelo sistema de pipetagem, método 1.16.1 da EMBRAPA (1979), adaptado.

A rotina do laboratório determina que as amostras permaneçam na estufa para secagem por 24 horas à temperatura constante de 65°C. Após este período, o material foi pesado e destorroado com gral de porcelana envolto em borracha até se constituir em terra fina. A função do ponteiro de borracha, neste procedimento, foi de reduzir a destruição de fragmentos esféricos e subesféricos de silte e/ou argila, além de outros fragmentos que, porventura, compusessem as amostras. O material resultante deste procedimento foi lançado sobre uma peneira granulométrica de malha quadrada com 4 mm de abertura, a qual foi agitada por 15 minutos em equipamento eletromecânico. Após este período o material retido na peneira foi pesado e o resultado anotado em formulário próprio. O composto menor que 4 mm foi levado a um amostrador de Jones, donde retiraram-se 50 gramas. Este material foi lançado sobre um conjunto de peneiras sobrepostas de 2.0 mm, 1.0 mm, 0.50

mm, 0.250 mm e 0.125 mm, que foi submetido a agitador eletromecânico por 15 minutos. O material retido em cada peneira foi pesado e o resultado anotado em formulário próprio. O material que não ficou retido nestas peneiras foi depositado em recipiente de plástico imerso em uma solução dispersante composta por 25ml de Hidróxido de Sódio (NaOH) e 25ml de água destilada, que, após agitados por 10 minutos com bastão de vidro, permaneceram em repouso por 16 horas. Decorrido este período, o material foi transferido para uma peneira com abertura de 0,0625 mm para lavagem com água destilada. O material retido nesta peneira foi colhido em placa de petri e levada à estufa para secagem. Posteriormente o material foi pesado e o resultado anotado em formulário próprio. O material fino que passou pela malha desta peneira foi depositado em proveta de 1000ml, para que procedesse a rotina de pipetagem. Para este trabalho a sala de coleta e a solução aquosa foi mantida à temperatura de 20°C. Com a temperatura estabilizada, e baseando-se na lei de Stoke, da velocidade de decantação, foi efetuado o cálculo do tempo necessário para coleta de partículas na fração silte e argila. Os tempos estipulados foram: 1min 55seg "(silte grossa), 7min40seg " (silte média), 30min40seg " (silte fina), 1h1min19seg (silte muito fina) e 4h55min (argila). O material contido nas provetas foi agitado por min para então dar-se início à contagem do tempo necessário para a coleta. No tempo pré-estabelecido, mergulhou-se uma pipeta de 50ml à profundidade de 10 cm para coleta de material, o qual foi depositado em Beker de 50ml e levado à estufa para secagem à temperatura de 85°C. Depois de secas, as amostras foram pesadas, e os valores anotados em formulário próprio. Em gabinete estes dados foram transferidos para planilha do Microsoft Excel que efetuou os cálculos estatísticos.

2.3.2.2 Densidade real, aparente e porosidade total

Este ensaio considera que todo corpo poroso tem duas densidades: uma real (densidade média das partículas sólidas) e outra aparente (leva em conta o volume dos poros). A variação de densidade de um perfil de solo pode ser em função de sua composição granulométrica, mineralógica, porosidade, ou ainda, devido ao endurecimento por cimentação (iluviação), compactação ou diagênese após o soterramento, no caso dos paleossolos.

A densidade real considera a massa específica das partículas sólidas do corpo pedológico/sedimentar. Esta massa varia entre limites próximos de 2,4g/cm³ a 2,9g/cm³, independentemente da estrutura ou da compactação do solo. Solos desenvolvidos de arenitos freqüentemente apresentam valores baixos de densidade real (JORGE, 1972). A densidade aparente corresponde à massa do solo seco por unidade de volume aparente. Em outras palavras, é o volume do solo ao natural, incluindo-se os poros ocupados por ar e pela água. Segundo Jorge (1972), a densidade aparente está relacionada com a estrutura e o grau de compactação do solo. Isto significa que quanto menos estruturado e mais compactado for o solo, maior será a massa específica aparente. Já, a porosidade total representa o volume do solo não ocupado por partículas sólidas. A finalidade deste ensaio é identificar alterações bruscas, em horizontes sucessivos ou unidades de solo, que possam indicar processos de compactação (GOUDIE *et al.*, 1994). As análises foram efetuadas no laboratório de Geomorfologia Aplicada da UNICENTRO, conforme será descrito a seguir:

- a)** Densidade real: As análises foram realizadas no laboratório de Geomorfologia Aplicada da UNICENTRO. O laboratório segue o método do Balão Volumétrico adotado pela EMBRAPA (método 1.12 – EMBRAPA, 1979). Os anéis volumétricos utilizados são confeccionados em aço e têm volume de 94,41 cm³. Concluída a rotina especificada, obtém-se a densidade real através da fórmula:

$$Dr = \frac{\text{peso da amostra seca a } 105^{\circ}\text{C}}{(50 - \text{volume de álcool P.A. gasto})}$$

- b)** Densidade aparente: As análises foram efetuadas no laboratório de Geomorfologia aplicada da UNICENTRO. A rotina estabelecida no laboratório segue o método do Anel Volumétrico (método 1.11.1 – EMBRAPA, 1979). Nesta análise foram utilizados anéis de aço com volume de 94,41 cm³. Após rotina, a densidade aparente foi obtida através da fórmula:

$$D_{ap} = \frac{\text{peso da amostra seca a } 105^{\circ}\text{C}}{\text{volume do anel ou cilindro}}$$

- c) Porosidade total: É obtida através dos valores da densidade real e densidade aparente através da fórmula:

$$Nt\% = \frac{D_r - D_{ap}}{D_r} \times 100\%$$

2.3.2.3 Matéria orgânica e carbono orgânico

Segundo Thomé Jr. (1997), o teor de matéria orgânica do solo é resultado do balanço entre processos de adição de material orgânico (restos de plantas, etc.) e perda (decomposição desses materiais pelos microorganismos). De acordo com Brady (1989), a fonte primária de matéria orgânica no solo são o resíduo vegetal e os animais secundários. Na medida em que o material orgânico vai sendo decomposto e digerido pelos organismos do solo, parte deste resíduo passa a compor os horizontes subjacentes, por infiltração ou por incorporação física real. O processo de decomposição orgânica é complexo e obedece a uma seqüência cíclica, cujo produto final é uma massa coloidal escura desconexa e heterogênea, geralmente denominada húmus. O húmus pode ser definido como “mistura complexa e muito resistente, de substâncias amorfas e coloidais de cor castanha ou castanho-escura, que foram mobilizadas a partir dos tecidos originais sintetizados pelos diversos organismos do solo (BRADY, 1989, p.148)”. Altamente coloidal e amorfo, o húmus tem área de exposição e capacidade de adsorção que excedem aquelas apresentadas pelas argilas. As argilas silicatadas têm capacidade de troca catiônica compreendida entre 8 e 100mlequivalentes por 100gramas. Já, a capacidade de troca de cátions para húmus bem desenvolvidos de solos minerais é de 150 a 300 mil equivalentes por 100 gramas (BRADY, 1989). Em relação à água adsorvida, o húmus completamente sintetizado de um solo mineral adsorverá numa atmosfera saturada, segundo Brady (1989), algo em torno de 80% a 90% de água. A argila, nas mesmas condições, adsorveria aproximadamente 15% a 20% da água.

A cor originalmente negra do húmus pode apresentar variações em função das condições climáticas do ambiente. Segundo Brady (1989) e Thomé Jr. (1997),

em ambientes semi-áridos com média pluviométrica anual em torno de 400 mm possui, via de regra, pigmento muito escuro e abundante. Já em regiões com clima temperado úmido têm pigmentação menos intensa, e em regiões tropicais a pigmentação é menor ainda. Assim sendo, a cor pode ser empregada como referência do ambiente. Entretanto, esta mesma pigmentação não é referência do teor de matéria orgânica do solo.

Para Thomé Jr. (1997), nas condições de clima tropical e subtropical (temperaturas elevadas e umidade abundante), como na maior parte do Brasil, é grande a produção de biomassa (elevada adição), mas a velocidade de mineralização da matéria orgânica também é muito elevada. Somando-se a isso o incremento da mineralização causado pelo preparo anual do solo agricultado tem-se, como consequência, que dificilmente um solo utilizado para agricultura apresentará teores elevados de matéria orgânica (após alguns anos de cultivo esse teor se estabiliza em torno de 25 a 30 gM.O./dm³ (quadro 2) em solos argilosos e valores mais baixos em solos de textura média ou arenosa).

Dessa forma, quando o resultado da análise apresenta um solo rico em matéria orgânica, pode-se esperar com boa margem de acerto ser esse solo proveniente das seguintes condições ambientais:

- a)** regiões de clima frio e/ou elevadas altitudes;
- b)** baixadas com excesso de água (deficiência de oxigenação);
- c)** extrema pobreza em nutrientes.

A explicação é que tais limitações ecológicas (baixa temperatura, falta de O₂ e pobreza em nutrientes) são mais prejudiciais para os microorganismos decompositores do que para as plantas produtoras de biomassa. A adição passa a ser maior que a perda ocorrendo, portanto, acúmulo de matéria orgânica (THOMÉ JR, 1997).

QUADRO 2 - Classificação qualitativa para carbono orgânico e matéria orgânica no Brasil

Classificação	PR, SP, MG, GO, MT, etc.		RS e SC	
	Carbono Orgânico	Matéria Orgânica	Carbono Orgânico	Matéria Orgânica.
	g/dm ³		%	
Baixo	9	15	≤1,4	≤2,5
Médio	9 a 14	15 a 25	1,5 a 3,0	2,6 a 5,0
Alto	>14	>25	>3,0	>5,0

Fonte: Extraído de Thomé Jr.(1997).

Nem todo solo muito rico em matéria orgânica é considerado um solo orgânico. Tecnicamente, o solo orgânico é aquele que apresenta, até pelo menos 80 cm de profundidade, no mínimo 120g C/dm³ (200g M.O./dm³), se não houver argila. Havendo ocorrência de argila deve conter essa quantidade mais 0,5g C/dm³ (0,9 M.O./dm³) para cada 1% de argila, ou seja:

$$\text{Solo Orgânico: } g \text{ M.O./dm}^3 \geq [200 + 0,9x(\% \text{ Argila})]$$

$$\text{Solo mineral: } g \text{ M.O./dm}^3 < [200 + 0,9x(\% \text{ Argila})]$$

O teor de matéria orgânica sempre diminui com a profundidade. Nas camadas superficiais (Horizonte A, geralmente de 0 a 20 cm) Os teores variam, mas abaixo de 20 cm de profundidade (ou no chamado horizonte B) geralmente os teores são menores que 15g M.O./dm³, exceto em solos com horizonte A mais profundo que 20 cm (THOMÉ JR, 1997).

A ocorrência de horizontes enterrados, condição comum em solos influenciados por depósitos de materiais provenientes de outros solos, que podem ser aluviais, coluviais, ou paleossolo.

2.3.2.3.1 Método empregado para determinação Matéria orgânica

O teor de matéria orgânica do solo é difícil de ser calculado diretamente. Dentre os métodos empregados destaca-se o método da queima do material que, apesar de ser o mais utilizado, possui uma margem de erro relativamente alta (GOUDIE *et al.*, 1994). Entretanto, segundo Thomé Jr. (1997), este método tem a vantagem de expressar a real quantidade de matéria orgânica contida na amostra,

ao contrário da técnica do carbono orgânico que só consegue consumir no máximo 75% do carbono orgânico contido na amostra.

Os teores de matéria orgânica foram determinados pelo método da queima (método 2.2 da EMBRAPA, 1979). Neste método, 1 grama de solo é levado a mufla e submetido à temperatura de 800°C pelo período de quatro horas. Sob estas condições a matéria orgânica é completamente consumida. Após lento resfriamento do cadinho em dessecador, o peso inicial da amostra (cadinho + material a ser queimado) é subtraído do peso pós-queima. A diferença representa a quantidade de matéria orgânica existente na amostra, a qual é dada em %MO ou em gM.O./dm³. Neste trabalho, será adotada a expressão em %MO.

Estes ensaios foram realizados integralmente no laboratório de Geomorfologia Aplicada da UNICENTRO. Do total de amostras utilizadas três foram escolhidas ao acaso e encaminhadas ao laboratório de Química da UNICENTRO para repetição do ensaio laboratorial.

2.3.2.4 Mineralogia de argilas

A mineralogia de argilas permite identificar tanto a alteração dos minerais primários como dos secundários. Como esta análise permite identificar os argilo-minerais que compõem o solo, bem como o grau de evolução pedogenética, ela torna-se ferramenta eficaz na interpretação das condições ambientais dos paleossolos e das modificações que esses argilo-minerais sofreram ao longo do tempo. Esta análise foi efetuada no laboratório de Difração de Raio X do Instituto de Geociências da UFRGS. A rotina do laboratório, para este tipo de análise é o seguinte:

- a) saturação de Mg⁺² e Etilenoglicol;
- b) saturação K⁻ a 25° C;
- c) saturação em K⁻ e aquecimento a 350° C;
- d) saturação em K⁻ e aquecimento a 550° C.

Após o tratamento, as amostras foram dispostas em lâminas e analisada através de difratômetros de raios-X Modelo Norelco-Philips, radiação de Cu-K.

A interpretação e identificação dos argilo-minerais foi realizada com base no comportamento de seus espaçamentos basais. A estimativa da quantidade de minerais constituintes foi feita através da observação da relativa intensidade dos picos apresentados nos difratogramas.

A mineralogia de argilas permite informações sobre a alteração dos minerais primários (feldspatos, quartzo e mica) e reconhecimentos de minerais de alteração (óxidos e hidróxidos de alumínio e ferro e argilo-minerais) (MODENESI,1989).

Sugiuo (1980), citando Millot (1970), apresenta os três principais processos envolvidos na gênese de minerais de argila das rochas sedimentares: 1) herança detrítica ou herança total; 2) herança por transformação, e 3) neoformação (autigênese) – é controlada pela dinâmica das soluções naturais percolando os produtos intemperizados dos sedimentos (considerados por muitos como raro). As propriedades das argilas mudam significativamente com a natureza dos íons adsorvidos. O tipo de argilo-mineral e a natureza dos íons adsorvidos são importantes no controle das propriedades dos sedimentos. Sua importância reside na possibilidade de indicar condições específicas das áreas de acumulação, tais como alcalinidade da água, caráter dos sais dissolvidos, temperatura e presença de matéria orgânica.

Segundo Jenkins (1985), diferentemente dos minerais herdados, os minerais de origem pedogenética são, por definição, estáveis dentro do pedoambiente em que são formados. Entretanto, pedoambientes são passíveis de mudanças ao longo do tempo, conseqüentemente, modificações na assembléia mineral, particularmente no caso dos argilo-minerais, são esperadas. Quando minerais de origem pedogenética são preservados, eles se tornam excelentes indicadores do ambiente em que se formaram. Para Jenkins (1985), seqüências de desenvolvimento de argilo-minerais, com base na relação pedogênese/tempo, podem ser estabelecidas, apesar de possíveis modificações do material parental em função, por exemplo, de processos de intensa lixiviação. Para esse autor, estas seqüências tendem a ser empíricas, e somente em poucos casos o conhecimento teórico avança no

reconhecimento da estabilidade em campo dos indivíduos minerais. O fator tempo, em pedogênese, é responsável por apenas uma fração do requerido para a formação de uma completa seqüência evolutiva de argilo-minerais, tanto é que somente limitadas seções são envolvidas, seguidamente resultando em sutis mudanças (ex. illita, vermiculita, smectita) e conseqüentemente após detalhada e cuidadosa análise (FENWICK, 1985, JENKINS, 1985). Apesar desses detalhes, o uso de argilo-minerais na interpretação da influência climática e do fator tempo é importante no reconhecimento de paleossolos (JENKINS, 1985).

De acordo com Kravskopf (1910), os minerais argilosos formam-se a partir de material alumino-silicoso pela ação da água sob elevadas temperaturas (centenas de graus centígrados), através de reações cujos mecanismos não são completamente conhecidos. Em temperaturas ambientes, os argilo-minerais se formam através de reações extremamente lentas. Segundo esse autor, os minerais argilosos também podem formar-se a partir de seus óxidos constituintes ou de suas soluções, sob condições somente especificadas a altas temperaturas. Trabalhos experimentais indicam que soluções ácidas favorecem a formação de caulinita e as básicas a de montmorilonita, isto ocorre tanto em altas quanto em baixas temperaturas (KRAVSKOPF, 1910). Diante desta afirmação, é possível supor que a caulinita seja o produto final da climatização¹, sob condições ácidas do solo e boa drenagem em climas temperados, que a montmorilonita seja o produto final “onde as soluções são alcalinas, e que a illita seja o mineral argiloso estável onde exista abundância de K⁺” (KRAVSKOPF, 1910, p. 168). De acordo com Kravskopf (1910) e Jenkins (1985), minerais de argila podem ser característicos de determinados ambientes de climatização. Entretanto, para Kravskopf (1910), esta hipótese não encontra sustentação suficiente, pois evidências demonstram o caráter ambíguo dos argilo-minerais, que, em determinados locais, confirmam esta hipótese e em outros a contradizem. Para o autor, as dificuldades surgem quando se tenta obter informações de minerais argilosos que podem não pertencer a um determinado solo, mas podem ser produto da climatização de rochas ou podem ter sido

¹ Segundo Kravskopf (1910, pág.162), a climatização de um mineral alumino-silicoso ocorre através de lenta e complexa hidrólise, cujo efeito final é a remoção dos cátions e da parte da sílica em solução, enquanto o alumínio e o restante da sílica permanecem sob a forma de mineral argiloso. Assim sendo, a natureza do mineral argiloso depende, provavelmente do ambiente de climatização. Neste caso a Caulinita é favorecida por soluções ácidas e boa drenagem, a montmorilonita, por soluções alcalinas contendo Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ e Fe⁺⁺, e a Illita, por uma abundância de K⁺. Para esse autor, certas regiões tropicais a climatização produz uma remoção mais completa da sílica, deixando óxidos hidratados de ferro e alumínio como principais resíduos inorgânicos do solo.

transportados de outros locais. Segundo esse autor, minerais argilosos, uma vez formados, não mudam facilmente, “permanecendo em sua forma original por períodos de tempo tão longo como as eras geológicas, mesmo quando o pedoambiente é alterado” (KRAVSKOPF, 1910, p.169). Apesar desses problemas, a identificação de argilo-minerais em paleossolos tem contribuído significativamente na interpretação do pedoambiente.

2.3.2.5 Análise química total

A análise química total permite determinar os elementos que caracterizam os solos, as argilas e os minerais. Com base nos resultados apresentados por ela é possível compreender-se sua gênese e o comportamento dinâmico de vários elementos durante o intemperismo (COSTA VERDADE, 1972). Este ensaio laboratorial compreende a determinação de elementos expressos em óxidos, que estejam presentes em teores superiores a 0,01%.

Segundo Retallack (1997), o solo pode ser considerado como uma mistura de componentes ativos como matéria orgânica e argilas recém-formadas e, inativas, com minerais resistentes ao intemperismo. Os componentes ativos, ou livres do solo são aqueles que têm maior possibilidade de ser diageneticamente removidos ou recombinados durante processos diagenéticos pós-soterramento. Portanto, para paleossolos a análise química total², geralmente expressa em peso porcentagem de óxidos, pode fornecer sutis alterações na composição de determinados elementos ao longo de um perfil. Apesar de inerentes variações locais, em geral, alterações de rochas e sedimentos resultam em acumulações de SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ e perdas de CaO, MgO, Na₂O e K₂O (RETALLACK, 1990, 1997). Para o autor, mudanças nestes componentes, particularmente na variação da composição química de um perfil pedológico-sedimentar, é útil no reconhecimento de paleossolos.

² Nesta análise são determinados os seguintes elementos: silício, alumínio, titânio, manganês, magnésio, cálcio, potássio, sódio, fósforo e enxofre. Os resultados são apresentados em peso porcentagem dos seguintes óxidos: SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, MnO, MgO, CaO, K₂O, Na₂O, P₂O e SO₂.

Dentre as funções da análise química total do solo, está a de fornecer dados que permitam avaliar ganhos e perdas de material durante o processo de formação do solo. Isto, por se considerar que algum constituinte do solo pode não ser afetado pela alteração ou intemperismo, e que o seu enriquecimento ou depleção se deve a mudanças em outros constituintes durante a formação do solo ou diagênese (RETALLACK, 1990). Assim, uma aproximação admite um material parental de condições químicas originalmente uniformes, condição raramente encontrada em solos ou paleossolo formados a partir de depósitos coluviais e aluviais. Portanto, análises detalhadas de perdas e ganhos do material constituinte podem tornar-se impraticáveis para estudos regionais de solos e paleossolo, onde o material parental inalterado é desconhecido (BRADY, 1989; RETALLACK, 1990, 1997), ou mesmo onde há suspeitas de material parental não uniforme. Em certos casos, é possível elaborar-se uma tabela de alteração através da relação molecular de alguns elementos químicos. Esta relação é calculada pela divisão do peso percentual do óxido (quadro 3) pelo seu peso molecular; o número de moléculas-grama de um componente pelo número de moléculas-grama de outro (COSTA VERDADE, 1972; RETALLACK, 1990, 1997). Através deste método é possível identificar significativas diferenças nas proporções moleculares dos elementos em várias classes e unidades de solo. De acordo com Retallack (1990, 1997), é possível identificar, em perfil, quatro grandes classes de alteração molecular em função da profundidade, a saber:

- a)** superfícies de lixiviação; ou um estado de depleção do numerador óxido em direção a superfície;
- b)** superfície de enriquecimento; ou um estado de enriquecimento em direção a superfície do solo;
- c)** subsuperfície de enriquecimento; ou um aumento no numerador óxido dentro do perfil;
- d)** subsuperfície de depleção; ou redução do numerador óxido dentro do perfil.

QUADRO 3 - Principais classes de reações químicas, relações moleculares de alteração e peso atômico dos nove principais elementos químicos da crosta terrestre

Relações moleculares	Fórmula	Elemento químico	Peso atômico
Hidrólise		Si	28.09
Alumina/bases	$Al_2O_3/(CaO+MgO+K_2O+Na_2O)$	Al	26.98
Alumina/sílica	Al_2O_3/SiO_2	K	39.10
Bário/estrôncio	Ba/Sr	Ca	40.08
Hidratação		Ba	137.3
Sílica/sesquióxidos	$SiO_2/(FeO_2+Al_2O_3)$	O	16.00
Salinização		Fe	55.85
Alcalinos/alumina	$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$	Na	22.99
Soda/potássio	K_2O/Na_2O	Mg	24.32
Soda/alumina	Na_2O/Al_2O_3		

Fonte: Extraído de Retallack (1997, pág. 125).

De acordo com COSTA VERDADE (1972) e Retallack (1997), mudanças relativas na taxa molecular de alteração dos óxidos entre horizontes são importantes, apesar de serem apenas valores absolutos. Entretanto, a comparação entre as relações moleculares nas diversas camadas do solo/sedimentos permite compreender a migração diferencial de certos componentes químicos (COSTA VERDADE, 1972). Em outras palavras, as relações moleculares entre os componentes podem ser utilizadas como indicador de processos de calcificação, salinização e podzolização, entre outros. Retallack (1990, 1997) apresenta algumas relações molécula-grama entre componentes do solo que podem ser úteis para identificar mudanças dentro de perfis pedológicos e sedimentares. Segundo esse autor, a relação soda/potássio (Na_2O/K_2O) é um importante indicador de salinização. Solos que são afetados pelo efeito de salinização têm valores excedentes a 1,0. A relação alcalino/alumina ($CaO+MgO/Al_2O_3$) pode ser utilizada para identificar calcificação. Frequentemente, em solos não calcários esta relação obtém valores abaixo de 2,0, mas pode alcançar valores superiores a 10 na presença de nódulos carbonáticos. Já a relação alumina/sílica (Al_2O_3/SiO_2) pode ser utilizada como indicador de formação de argila e de podzolização. Para Retallack (1997), na maioria dos solos os valores desta relação molecular ficam entre 0,1 e 0,3, podendo ser muito próximos a zero em solos arenosos e maiores que 0,3 em solos argilosos. A relação alumina/bases $\{Al_2O_3/(CaO+MgO+Na_2O+K_2O)\}$ reflete a acumulação de material insolúvel (argila) em relação ao material solúvel (Ca^{2+} , M^{2+} ,

Na⁺, K⁺) liberados por hidrólise. Nestes casos, solos profundamente alterados possuem altas relações, podendo, em certos casos, chegar próximo a 100. Entretanto, na maioria dos solos a relação é menor que 2.

De acordo com Costa Verdade (1972), a análise ou estudo de um solo deve considerar que produtos da decomposição dos materiais do solo, sedimentos ou rochas, podem ser eliminados do perfil ou parcialmente retidos. Segundo esse autor, parte deste material sofre desidratação ou cristalização, podendo permanecer na mesma forma ou recombinar, originando novos compostos, dentre eles os minerais de argila (silicatos hidratados de alumínio). Esse autor considera que em condições tropicais ocorrem perdas de sílica e concentrações de óxidos de ferro e alumínio. Parte do alumínio se combina com a sílica para formar caulinita. Em climas temperados, em função das menores perdas de sílica, formam-se minerais de argila com maior teor de sílica. Já nos ambientes tropicais predominam óxidos de Fe e de Al, com diversos graus de hidratação e minerais de argila tipo 1:1 (Caulinita e Halosita), com relação molecular igual a 2. Nas regiões de clima temperado, há predomínio de minerais de argila 2:1, com valores de *K_i* superiores a dos minerais do tipo 1:1. Segundo Costa Verdade (1972, p. 217), os valores da relação molecular sílica/alumina (*K_i*) podem indicar:

- a) presença de hidróxido de alumínio livre (gibbsita), quando os valores se encontram abaixo de 1,8;
- b) predomínio de minerais do grupo da caulinita, quando os valores se encontram entre 1,8 e 2,0;
- c) a presença de minerais 2:1, quando os valores estiverem entre 2,0 e 4,0; estes minerais são relativamente comuns em regiões temperadas e nos solos desenvolvidos de regiões tropicais;
- d) valores acima de 4,0 indicam o predomínio de minerais 2:1, principais componentes dos solos de áreas temperadas, onde ocorre menor lavagem de sílica durante o processo de intemperização.

Outras relações moleculares, como Al_2O_3/Fe_2O_3 , podem indicar o acúmulo de ferro em determinada unidade, sugerindo a mobilidade do ferro, assim como a

relação $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ indicam a mobilidade e concentração desses elementos.

Outros elementos presentes no solo são os microelementos que representam aproximadamente 1% do peso do solo, cujos principais são: B, Co, Cu, Mn, Mo, S, Se, Fe e I (VALADARES, 1972). Em função de suas diminutas participações são expressos em “ppm”. O teor de cada elemento no solo pode ser utilizado na interpretação de estudos pedogenéticos, que podem permitir a individualização de solos autóctones de alóctones, ou mesmo na translocação de argila no perfil (VALADARES, 1972).

A gênese dos microelementos do solo pode ser variada, podendo estar relacionada à rocha que deu origem ao solo, resíduos animais e vegetais, águas, precipitações atmosféricas, ação antrópica (aplicação de fertilizantes, inseticidas, fungicidas, herbicidas, entre outros). Segundo Mitchel (1964) *apud* Valadares (1972) os seguintes fatores pedológicos podem afetar a distribuição dos microelementos no solo:

- a) enriquecimento superficial do solo por microelementos, provocado pela deposição de plantas que atingiam as camadas inferiores do solo e foram depositadas na superfície; este efeito é tanto maior quanto maior for o teor de matéria orgânica no horizonte superficial;
- b) transferência de elementos como manganês, lítio, boro, selênio, entre outros, para fora do perfil ou para zonas de acumulação; este efeito é relativamente intenso em regiões tropicais úmidas;
- c) transferência de microelementos em conjunto com o ferro e alumínio, durante processo de podzolização;
- d) mobilização de microelementos devido à destruição dos minerais do solo, isto em função da má drenagem e gleização do solo;
- e) acumulação de sais solúveis na superfície do solo em regiões áridas;
- f) mobilização e fixação de microelementos em função da atividade microbiológica.

O contínuo desenvolvimento tecnológico no campo da agropecuária tem ampliado significativamente a inserção e extração de determinados microelementos (micronutrientes) do solo em função das atividades agro-silvo-pastoris, que ora extraem estes elementos através das culturas, ora adicionam via adubação. Segundo Valadares (1972), a aração, a queima, a drenagem, a irrigação e o desflorestamento também podem afetar a distribuição de microelementos no perfil do solo. Para o autor, mesmo que a quantidade de microelementos adicionada ao solo via adubação seja reduzida, não afetando o teor total de microelementos, há influência na fração solúvel. Entretanto, em solos ou depósitos coluviais submetidos a intensas atividades agrícolas é de se esperar alteração no teor dos microelementos. Portanto, o uso dessas informações como norteadoras de pedoambientes em paleossolo devem ser efetuadas com cuidado. Entretanto, a comparação entre os horizontes ou camadas de solo e sedimentos, feitas através das relações moleculares, permite estabelecer diferenças nos diversos componentes. Este método tem sido empregado no estudo da formação de solos, evolução de ecossistemas, desenvolvimento de bacias sedimentares e paleoambientes (RETALLACK, 1997). A geoquímica bem como a micromorfologia têm-se tornado essencial para estudos de paleossolos.

2.3.2.6 pH

O pH é um índice que fornece o grau de acidez ou alcalinidade de um extrato aquoso do solo, e seu resultado depende sensivelmente da técnica empregada. Os valores de pH revelam a concentração hidrogeniônica que plantas e microorganismos encontram no solo. Sua concentração é heterogênea, pois ela varia com as distâncias das partículas coloidais do solo, com o teor de água, com a natureza e a proporção de sais em solução e com a concentração de CO_2 na atmosfera do solo (pedoambiente). Assim sendo, o pH não é uma característica fixa do solo, ele assume valores variáveis com a técnica empregada na sua determinação, com as mudanças inerentes à própria constituição do solo e as variações no pedoambiente (BRADY, 1989; WUTKE, 1972; THOMÉ JR, 1997). A técnica empregada utiliza 10cm^3 de TFSA (terra fina seca ao ar), misturada em 25cm^3 de água deionizada ou solução CaCl_2 0,001M (relação solo:solução de 1:2,5) e, após rápida agitação, seguida de decantação, determina-se o pH através de

potenciômetro. O trabalho foi desenvolvido no laboratório de Geomorfologia Aplicada da UNICENTRO e índice de acidez está expresso no quadro 4.

QUADRO 4 – Índice de acidez do solos.

pH	
Fortemente alcalino	>8,4
Moderadamente alcalino	7,4 – 8,3
Praticamente neutro	6,6 – 7,3
Moderadamente ácido	5,4 – 6,5
Fortemente ácido	7,4 – 5,3
Extremamente ácido	< 4,3

Fonte: IBGE (1995).

2.3.2.7 Datação

O laboratório Physikalisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg, que faz datações pelo método do ^{14}C efetua pré-tratamento com banhos de ácido clorídrico para eliminação eventual de carbonato. A análise é estabelecida através de radiometria padrão – o carbono da amostra é sintetizado pelo benzeno (92% C); o conteúdo é medido em espectrômetro de massa e a idade para o radiocarbono é calculada. Foram efetuadas datações de amostras de paleossolos no intuito de estabelecer uma ordenação cronológica dos episódios de estabilidade ambiental. As datações serão feitas através do método do ^{14}C .

2.3.2.8 Micromorfologia

Foi feita análise micromorfológica das amostras pedossedimentares obtidas no perfil estudado. Este perfil ou seção foi sistematicamente amostrado, da base ao topo, obedecendo ao critério de individualização das unidades de solo ou horizontes. A impregnação das amostras seguiu a rotina descrita por Castro (1989). A descrição das lâminas foi efetuada nas dependências do Laboratório de Geologia do Departamento de Geociências da UFSC e no Laboratório de Minerais e Rochas da UFPR (LAMIR). O emprego desta técnica permite distinguir e compreender processos de formação do solo como intemperismo, descalcificação, podzolização, translocação de argila, gleização, rubificação e laterização. Com os resultados obtidos na análise das lâminas delgadas, pretende-se identificar a ação dos processos pedogenéticos pretéritos.

Os métodos e técnicas aqui descritos permitiram atingir o objetivo proposto para este trabalho.

CAPÍTULO III

SOLOS E AMBIENTE

3 PALEOSSOLOS

Segundo Palmieri e Larach (1996), os paleossolos expressam os efeitos das condições ambientais que prevaleceram ou ainda prevalecem no ambiente. A reconstituição de episódios pedológicos representa uma ferramenta eficaz para interpretações da evolução geomorfológica, tendo em vista que os solos reúnem informações sobre possíveis mudanças ou alterações climáticas e/ou da cobertura vegetal durante o período Quaternário (MOURA, 1994).

Paleossolos são solos que foram soterrados no passado geológico e não sofreram modificações pedogenéticas importantes (CATT, 1990; SMITH, 1990; REUTER, 2000). Para Nettleton *et al.*, (2000), são solos que se formaram sobre paisagens pretéritas. Alguns existem hoje em ambientes diferentes daqueles em que suas feições pedológicas foram produzidas. Comumente são considerados três grupos de paleossolos, a saber: soterrados, exumados e relictos. Esses agrupamentos são definidos pela sua localização relativa na topografia. Ruhe (1975) considera paleossolos relictos aqueles solos que se formaram numa paisagem do passado, mas nunca foram soterrados por sedimentos mais jovens. Em outras palavras, são solos cujos processos pedogenéticos se iniciaram no passado geológico e continuam até os dias de hoje, ou seja, são produto de mais de um ambiente. Para Nettleton *et al.*, (2000), solos relictuais ocorrem sobre paisagens antigas que permaneceram estáveis e estiveram sujeitas a pouca erosão desde o início dos processos pedogenéticos. Os paleossolos soterrados também se formaram no passado geológico, mas, ao contrário dos relictos, foram soterrados por sedimentos jovens (HALL, 1983). Segundo Smith (1990), em condições naturais, um solo pode ser isolado após ser soterrado por camadas de sedimentos espessas o suficiente para alterar o nível de operação dos processos pedológicos. A ocorrência de mudanças nos solos, após o soterramento, pode resultar do seu selamento ou de verdadeiros processos diagenéticos. Portanto, técnicas de

laboratório, como micromorfologia e difração de raios-X, entre outras, podem ser empregadas para distinguir essas alterações. São considerados paleossolos exumados os solos que foram soterrados, mas, ao longo do tempo, foram parcialmente erodidos e novamente recobertos. Segundo Nettleton *et al.* (2000), paleossolos exumados somente são reconhecidos com certeza quando a correlação com um solo soterrado pode ser demonstrada.

Conforme Fenwick (1985), alguns dos critérios possíveis de serem empregados para o reconhecimento dos paleossolos são: a distribuição das argilas no perfil do solo, estrutura (*peds*), cor, matéria orgânica, micromorfologia, mineralogia e granulometria.

Não menos importante é a disposição dos paleossolos na topografia. A distribuição tridimensional destas feições na encosta representa recurso significativo para a compreensão dos processos que atuaram na evolução da paisagem ao longo do tempo. A contínua recorrência dos processos erosivos e deposicionais que atuaram sobre a paisagem promoveram a desestabilização desta, propiciando, em muitos casos, a sobreposição de camadas de materiais coluviais, posteriormente pedogenizadas (MOURA e SILVA, 1998). De acordo com Moura (1990), o registro pedoestratigráfico preserva, de forma menos subjetiva, informações a respeito da história erosiva e deposicional, sendo instrumento de interpretação das seqüências evolutivas e de sua disposição temporal. Para a autora, a presença de perfis de solo completos ou com horizontes superficiais decapitados, associados as diferentes seqüências coluviais, atesta a importância das mudanças hidrológicas na morfogênese e pedogênese durante o Quaternário. Além das informações paleopedológicas fornecidas pelos paleossolos, a identificação de seu conteúdo polínico pode fornecer informações a respeito de sua cobertura vegetal e, conseqüentemente, das condições climáticas reinantes no período de recobrimento dos paleossolos.

Segundo Krumbein e Garrels (1952) *apud* Retallack (1997), a preservação de matéria orgânica como ramos, frutos esporos e pólen é controlada mais pelo potencial de Eh do que pelo pH. Isto em função da maior atividade microbiológica aeróbia de fungos e bactérias do que pela reação química oxidante (Retallack, 1997). Para esse autor, o pH também influencia na atividade microbiológica, embora

em menor grau. Segundo Retallack (1997), a destruição de pólen e esporos é muito mais eficiente em solos alcalinos (pH 7,1) do que em solos fortemente ácidos (pH 4,6). Para esse autor, a literatura especializada está repleta de trabalhos que demonstram que solos neutro-alcalinos (pH 6,5 a 8,1) são seguidamente pobres ou isentos de polens e esporos. Entretanto, em solos fortemente alcalinos (pH 9 ou mais) a atividade microbiológica pode ser interrompida e polens e esporos podem ser preservados.

Por fim, ressalta-se que a estratigrafia dos solos e a ordenação cronológica dos episódios pedológicos têm importantes implicações na reconstrução dos paleoambientes e na interpretação de seqüências estratigráficas em que os solos e perfis de intemperismo ocorrem (MOURA, 1994; GUTIÉRREZ-ELORZA e PEÑAMONNÉ 1998).

3.1 O solo e sua relação com o ambiente

O papel do solo no ambiente é o de interface entre os três grandes domínios físicos de nosso planeta (hidrosfera, atmosfera e litosfera) e a biosfera, pois é no solo que esses domínios interagem, determinando os mecanismos da dinâmica pedológica (QUEIROZ NETO, 1984; FONSECA, 1999). Assim sendo, a definição de solo necessita ser ampla o suficiente para abarcar todas as coberturas superficiais do planeta e ter precisão suficiente para diferenciá-lo de sedimentos e outros corpos superficiais. Segundo Albert e Boulaine (1967), *apud* Queiroz Neto (1984, p.95), solo é “a massa de elementos agregados, geralmente friáveis, que se encontra na superfície da parte emersa da crosta terrestre, resultante das ações da atmosfera e biosfera sobre a litosfera, durante um tempo determinado”. Os sedimentólogos tendem a definir solos como “qualquer horizonte com raízes ou camadas com abundante vegetação” (BUURMAN, 1975:290). Segundo o *Soil Survey Staff* (1975), os solos são unidades ou corpos existentes na superfície terrestre capazes de suportar vida vegetal e animal. Retallack (1985, p.7) considera solo todo “material da superfície de um planeta ou corpo similar, alterado localmente por agentes físicos, químicos ou biológicos, ou pela combinação destes”. Para Lavkulick (1969, p. 26) *apud* Martini e Chesworth (1992, p.4), o solo constitui:

“... um corpo natural e tridimensional de material inconsolidado sobre a superfície terrestre que tenha sido sujeito, e influenciado por fatores genéticos e ambientais do material parental, clima, influências bióticas e topográficas, todos ativos sobre um período de tempo suficiente para gerar um produto que difere em suas propriedades físicas, químicas, biológicas e características do material parental a partir do qual foi derivado e é capaz de suportar raízes e plantas terrestres”.

O Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS-EMBRAPA, 1999) define solo como:

“... uma coleção de corpos naturais, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, dinâmicos, formados por materiais minerais e orgânicos, que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais do nosso planeta, contém matéria viva e podem ser vegetados na natureza onde ocorrem. Ocasionalmente podem ser modificados por atividades humanas”.

Segundo Fonseca (1999), os pedólogos consideram solo como um corpo natural formado por elementos minerais e orgânicos, que se diferenciam em horizontes com diferentes profundidades, e cujas características morfológicas, físicas, químicas e biológicas divergem do material a que se sobrepõem. A organização de seus constituintes e propriedades em camadas está relacionada à superfície atual e varia verticalmente com a profundidade, contrastando com o material parental do substrato. Embora não haja incompatibilidade entre as definições até aqui apresentadas, esta última estabelece um limite não temporal para o termo solo, ao determinar que ele deva refletir as condições ambientais contemporâneas. Isto é particularmente importante para se estabelecerem limites entre solos e paleossolos, pois diferentes definições de solo refletem distintas abordagens sobre um mesmo problema.

Os solos podem ser compreendidos como um sistema aberto, como transformadores de energia e como produtos do ambiente. Cada uma dessas interpretações determina o modelo de pesquisa, experimentação e observação a ser empregado (RETALLACK, 1991).

3.1.1 Solo como sistema aberto

A interpretação do solo como um sistema aberto parte do princípio de que a sua posição espacial o coloca no limite entre a terra e o ar, tornando-o local de

troca, movimentação e alteração ou transformação dos materiais. Neste ambiente, quatro classes de entradas e saídas de materiais podem ser imaginados: adição, subtração, transferência e transformação (SIMONSON, 1978). A adição corresponde à deposição de grãos minerais, pó e fragmentos de matéria orgânica (polens, esporos, fragmentos de folhas, etc.) transportados pelo vento e pela própria formação de serrapilheira (horizonte "A₀"). A subtração compreende a perda de material orgânico e inorgânico por processos mecânicos (erosão), químicos e biológicos. Minerais dissolvidos em meio aquoso podem ser depletados do perfil e a matéria orgânica ser consumida pelos macros e microorganismos, os quais podem migrar para outro lugar. Transferências de material incluem seu movimento no interior do perfil de solo (RETALLACK, 1997a) (eluviação, iluviação). Um bom exemplo desse processo é a iluviação de argilas que pode gerar horizonte argiloso (Bt) em Alfisolos e Ultisolos. A mobilização e deposição de materiais através dos poros do solo são outro exemplo (RETALLACK, 1990). Já as transformações envolvem mudanças na forma e composição dos materiais do solo. Essas mudanças, geralmente, estão associadas à presença de soluções aquosas que, ao percolar os interstícios da cobertura pedológica, interagem com os minerais que elas permeiam, gerando minerais intemperizados (QUEIROZ NETO, 1984, RETALLACK, 1991). Recém-formados, eles tornam a reagir na presença de soluções percolantes ou de oxigênio livre (alteração dos minerais via redox). Em síntese, as transformações são resultantes de complexos sistemas biogeoquímicos que interagem entre si e entre todos (NAHON, 1991). Segundo Retallack (1990), estes modelos tentam quantificar o movimento do material no interior do solo, como, por exemplo, as taxas de acumulação de carbonato de cálcio em solos de ambientes desérticos.

3.1.2 Solos transformadores de energia

No interior dos solos a transformação de energia se dá através de contínuos processos naturais, e sua distribuição pode ser tão complexa quanto o fluxo de materiais dentro do solo (RUNGE, 1973; RETALLACK, 1990, 1997a). A fonte de energia primária, senão a principal, provém do sol, cuja intensidade (calor) regula a energia dentro do sistema, ultrapassando mesmo a contribuição do calor geotérmico, que decresce em direção à superfície (MARTINI e CHESWORTH, 1992). Outra fonte de energia é a entrada de material, via deposição de sedimentos

sobre a superfície dos solos, elevação e rebaixamento do lençol freático ou chuva. A adição de matéria, através destes sistemas de transporte, promove a alteração dos minerais pré-existentes e, até mesmo, a seqüência das reações físico-químicas dentro do solo. A energia oriunda de alterações exotérmicas dos minerais como transformações da matéria orgânica, aumento da atividade biológica, fricção, resfriamento e aquecimento, são fontes pouco evidentes, mas de grande importância para o sistema energético do solo. A erosão, ressecamento, umidificação, congelamento e drenagem são outras fontes de energia. No solo a energia também pode ser transformada por condução, convecção, evaporação, percolação e reações químicas. A ação de todos esses processos e a quantidade de energia disponível no solo é que governam o desenvolvimento do perfil de solo (RETALLACK, 1990; FONSECA, 1999). A visão dos solos como corpos transformadores de energia tem como objetivo quantificar a energia necessária à transformação dos solos. Um bom exemplo, segundo Retallack (1990), são os modelos matemáticos de desenvolvimento de horizontes cálcicos, que podem ser baseados na estimativa de fluxos de materiais e no cálculo da taxa de reações químicas sob diferentes condições ambientais (McFADDEN e TINSLEY, 1985).

3.1.3 Solos como produto do ambiente

Os solos podem ser interpretados como produto do ambiente, condicionado pela ação do tempo, clima, biosfera e processos geomórficos. Um modelo ideal de interpretação dos solos é a possibilidade de corresponder certas feições do solo a condições ambientais específicas, como conteúdo de argila e índice pluviométrico de uma dada área. Porém, tanto o conteúdo de argila quanto às feições dos solos, são dependentes da natureza e da quantidade de minerais, além do tempo necessário à alteração dos minerais (RETALLACK, 1990). A profusão de ações e reações combinadas, que atuam na formação dos solos, pode ser condensada em cinco fatores: clima, organismos vivos, topografia, material parental e tempo de ação desses fatores (VIEIRA, 1975; RETALLACK, 1990, 1997a). As ações combinadas desses fatores, que podem ser intensas e concomitantes, devem ser consideradas em sua totalidade quando se estudam solos e paleossolos. Em função da multiplicidade, intensidade e especificidades dos fatores formadores do solo, em alguns casos difíceis de serem estudados isoladamente, os solos serão compreendidos neste texto como produto do ambiente, o que não significa que

estejamos desconsiderando outras interpretações. Segundo Bikerland (1984) e Retallack, (1990, 1997a), estudos de solos baseados em fatores ambientais têm fornecido valiosas informações sobre sua gênese. Os cinco fatores clássicos de formação do solo (clima, relevo, biosfera, material parental e tempo) têm um valor especial na estruturação e interpretação paleoambiental dos paleossolos. Dessa forma, alterações ocorridas num ou mais desses fatores ao longo do tempo, podem ser identificadas através dos paleossolos (RETALLACK, 1985, 1997a).

3.1.4 Os fatores formadores do solo

Para entendimento dos processos formadores do solo, é necessário fazer consideração aos fatores que determinam a intensidade e a frequência desses processos. Por isso serão abordados rapidamente os cinco fatores formadores do solo (clima, relevo ou topografia, biosfera, material parental e tempo), sem pretensão de aprofundar essa temática, mas sim, compreender a importância das relações e inter-relações entre esses fatores que resultam nas mais diferentes classes de solos.

3.1.4.1 O clima

A importância do clima como fator de formação do solo levou ao conceito de solos zonais, ou seja, tipos de solos característicos de certas zonas climáticas. Entretanto, solos como Entisols (encontrado em quase todos os tipos climáticos) são azonais em função de fatores limitantes, como o curto espaço de tempo necessário a seu desenvolvimento, o que impede que as combinações de processos pedogenéticos se evidenciem. Sob essa ótica, os efeitos do clima são pouco distinguíveis (RETALLACK, 1990; PHILLIPS, 2001). Segundo Retallack (1990), a tendência de incorporar informações climáticas nas classificações de solo tem sido baseada nas observações das feições do solo e sua relação com o clima. De acordo com esse autor, os três sistemas de classificação de solos mais utilizados no mundo possuem como principal norteador o elemento climático. A classificação de solos da *Australian Soils of the Commonwealth Scientific and Industrial Organization* (CSIRO), da Austrália, se baseou em solos de latitudes médias de regiões continentais estáveis. O mapa de solos do *Food and Agriculture Organization* (FAO-UNESCO, 1971/1981, FAO, 1998) é especialmente bom para

solos tropicais. Já a *US Soil Taxonomy* é baseada principalmente, em solos de clima temperado, ou de áreas tectonicamente ativas, vulcânicas e de terrenos glaciais. Nesta última classificação, cada ordem de solo tem um elemento climático e as finas subdivisões da hierarquia do solo possuem limites climáticos restritos (RETALLACK, 1990, 1997a; REUTER, 2000). Isso deixa claro que o conceito de solos zonais ainda impregna estas classificações de solo; esse aspecto é importante porque determinadas condições de clima no solo (pedoclima) podem divergir ou contrastar com as condições climáticas regionais e até mesmo locais.

Para que seja possível compreender melhor a relação clima/solo, deve-se ter em mente que o clima representa o estado médio da atmosfera nos últimos trinta anos (NIMER, 1989). Ele reflete as condições climáticas regionais, o que não impede a existência de microclimas locais, em função de certas características topográficas, como vales e altas montanhas. Esses microclimas diferem do clima regional e são importantes para a manutenção de determinadas espécies vegetais e animais (RETALLACK, 1990). Já o clima do solo, microclima ou pedoclima³ refere-se às condições de temperatura e de outros índices climáticos no interior dos poros do solo. Assim, solos com boas condições de drenagem podem refletir as condições de clima regional ou local, mesmo que eles tenham amplas variações no teor de umidade. Em contrapartida isso não ocorre em solos saturados de água, os quais, geralmente, permanecem desconectados das condições climáticas regionais ou locais (RETALLACK, 1990; BOCKHEIN e GENNADIYEV, 2000). Em solos saturados, a oxigenação e temperatura são variáveis que dependem mais das taxas locais de direção e fluxo do lençol freático que das próprias condições atmosféricas (RETALLACK, 1990, 1997a). Assim sendo, podemos considerar que a presença de solos saturados independe das características climáticas regionais (solos saturados podem ser encontrados tanto em oásis no deserto, como em florestas tropicais). Estas diferenças entre clima regional ou local e pedoclima podem tornar-se um problema para a interpretação de paleossolos. Segundo Retallack (1990), tem-se observado, em alguns poucos casos, que o pedoclima tem um tempo de residência de 30 anos ou mais. Isto permite utilizar algumas feições, de origem claramente climática, para indicar variações climáticas. De acordo com esse autor e em função

³ Pedoclima: refere-se aos elementos do clima existentes no interior do solo, eles podem ser os mesmos da atmosfera externa ou podem apresentar variações, chegando mesmo a diferir totalmente do ambiente externo (RETALLACK, 1990).

do exposto, o solo não pode ser considerado como um instrumento sensível a mudanças climáticas, como um equipamento meteorológico, mas o clima pode ser interpretado a partir do solo, desde que sejam consideradas amplas categorias climáticas (RETALLACK, 1990, 1997b). Principalmente, porque processos pedogenéticos específicos ocorrem simultaneamente num dado solo, reforçando ou contrariando um ao outro (BOCKHEIM e GENNADIYEV, 2000). Dentre os elementos do clima, destacaremos, a seguir, os efeitos da precipitação, temperatura e sazonalidade, em função da relativa facilidade de reconhecimento de feições geradas por esses elementos.

3.1.4.2 Precipitação

Quando consideramos o solo como produto do ambiente, admitimos que a evolução da cobertura pedológica (solos e alteritas) está atrelada a processos biogeoquímicos em que todos os fatores interagem entre si (NAHON, 1991). Entretanto, como já afirmamos anteriormente, algumas feições do solo podem ser associadas a certos fatores formadores do solo, em função de suas características genéticas. A entrada de soluções meteóricas no solo, cuja natureza e abundância são controladas por fatores climáticos, percolam e interagem com os minerais das rochas gerando novos minerais. Estes, por sua vez, tornam a reagir com as soluções percolantes de estação para estação, resultando em estruturas macro e microscópicas nos solos e alteritas (NAHON, 1991). Isto ocorre porque muitas das reações químicas dos solos se dão através de soluções diluídas nos interior dos poros. As variações de reações químicas no solo podem ocorrer mesmo com os poros saturados de água, mas diferem quando os poros estão abertos. A alternância e o grau de umedecimento e ressecamento do solo podem mudar o volume e a disponibilidade de pequenos filmes ou lentes de água, que removem ou concentram produtos alterados. Por esses motivos, solos bem drenados geralmente são mais profundamente intemperizados quimicamente que solos saturados de água, e os solos bem drenados de clima úmidos são mais intemperizados que os de clima seco (RETALLACK, 1990, 1997a; DERBYSHIRE, 2001). A presença de certas feições mineralógicas e químicas no solo pode ser associada à precipitação média anual. Segundo Retallack (1990, 1997a), certos argilo-minerais formados no solo são produtos da hidrólise do mineral intemperizado e podem estar relacionados ao índice de chuva que o solo recebe. O calibre dos grãos e mineralogia do material

parental, temperatura e sazonalidade das chuvas são fatores que determinam à composição da argila (RETALLACK, 1997a). Apesar de este ser um problema adicional na interpretação de paleossolo, em função da dificuldade de se distinguirem argilas herdadas das formadas antes ou após o soterramento, a quantidade e o tipo de argila encontrada no solo pode indicar a quantidade de chuva que chega ao solo. Segundo o autor citado, correlações entre o tipo de argila dominante em solos tropicais basálticos do Havaí e a média pluviométrica anual indicam o predomínio da esmectita em áreas com precipitação inferior a 1.000mm anuais, de kaolinita em locais com 1.000 e 2.000mm e óxidos de ferro e alumina acima de 2.000mm anuais de chuva (BIKERLAND, 1984; RETALLACK, 1990, 1997a). Embora esses índices se refiram as condições ambientais específicas, eles permitem inferir que mudanças na quantidade e classes de argila, ao longo de um perfil de solos e paleossolos, podem ser diagnosticadas como evidência de mudança climática (RETALLACK, 1990).

3.1.4.3 Temperatura

Embora a água seja o veículo da maioria dos processos formadores do solo, a velocidade da reação química é controlada pela temperatura. De acordo com a lei de Van t'Hoff "a velocidade de uma reação química se duplica ou triplica a cada aumento de 10°C na temperatura". Sob esta ótica, a função da temperatura no solo é a de servir como catalisador das reações químicas que ocorrem na decomposição dos minerais e da matéria orgânica (VIEIRA, 1975; BIKERLAND, 1984). Considerando que a água permanece em seu estado líquido no solo com temperaturas entre 0°C e 84°C, ela tem condições de gerar diferentes ordens e magnitudes de taxas de reações entre solos tropicais e frios. Por isso, solos tropicais são mais profundamente alterados que solos de áreas frias (VIEIRA, 1975; RETALLACK, 1990). Entretanto, isolar ou distinguir feições do solo oriundas da temperatura, dos efeitos de precipitação e tempo de formação do solo, não é tarefa fácil. Usualmente observam-se a quantidade e tipo de argila, rubificação, formação de plintita, profundidade do intemperismo e depleção dos minerais alterados, como indicadores de climas quentes. Feições como estas, associadas ao tempo de formação do solo, e originadas pela chuva, permitem que sejam feitas inferências sobre as condições paleoclimáticas às quais um dado solo esteve submetido (RETALLACK, 1990; GÜNSTER e SKOWRONEK, 2001).

Digna de nota é a abundância em solos tropicais de micro-agregados (*micropeds*) esféricos (10 μ m – 1mm) geralmente constituídos por agregados esféricos de argilito, fortemente manchados de vermelho com hematita ou rosa com gibbsita, que são fisicamente resistentes e quimicamente inertes. Eles também podem ter pequenos microfragmentos de quartzo nos intra-agregados (*intrapeds*), embora seja incomum apresentarem outros minerais. Com o soterramento dos solos, os microagregados (*micropeds*) somente podem ser observados através de lâmina delgada (RETALLACK, 1990).

3.1.4.4 Sazonalidade

Períodos alternados de intensa precipitação de pó, chuva, oscilação térmica, bem como outros fatores de formação do solo, são importantes em processos como argilificação, rubificação e bases de saturação do solo. Entretanto, todas essas feições também são controladas por outras variáveis, o que praticamente inviabiliza a identificação de mudanças sazonais em solos e paleossolos. Segundo Seghal e Stoops (1972), Buurman, (1975), Retallack (1990) e Reuter (2000), a presença de camadas de concreções no solo pode refletir mudanças sazonais em seu ambiente químico. Em alguns solos de clima subtropical, são encontradas tanto concreções calcárias quanto ferruginosas. As primeiras estão relacionadas a condições de ambiente seco, enquanto as concreções ferruginosas são originadas nas estações úmidas (RETALLACK, 1997a). A identificação de bandas paralelas e alternadas de colorações vermelhas, alaranjadas, escuras e claras, num perfil de solo, pode sugerir mudanças sazonais nas reações químicas do solo.

Outro indicador de sazonalidade no solo é a presença de raízes e carvão. Em solos cujo regime de disponibilidade de umidade é alternado, ocorre o avanço e retração do sistema de raízes de gramíneas, enquanto a cobertura arbórea penetra profundamente suas raízes no solo. As feições oriundas dessa massa vegetal são bem visíveis em solos atuais e podem ser identificadas em paleossolos, pois constituem densa rede de raízes pouco profundas entrecortadas por raízes de maior espessura (RETALLACK, 1997a). A ocorrência de carvão no solo ou paleossolos indubitavelmente é sinônimo de fogo na vegetação. Entretanto, o fogo é visto como um limite climático intensificado pelo homem (RETALLACK, 1990, 1997a). Embora o fogo seja comum em áreas com vegetação sazonalmente seca, poucos incêndios

naturais conseguem produzir carvão com regularidade suficiente para se acumular nos solos por décadas. Geralmente o material é rapidamente evacuado e dispersado por chuva ou vento, permanecendo apenas poucos remanescentes no solo ou paleossolos (FENWICK, 1985; MARTINI e CHESWORTH, 1992; RETALLACK, 1997b).

3.1.4.5 Biosfera

Na bibliografia especializada é comum a referência à cobertura vegetal como o principal fator formador do solo (RETALLACK, 1990). Embora seja inegável a participação dos vegetais na formação do solo, não é possível desprezar a contribuição dos animais, fungos e bactérias nessa formação. Por esse motivo, considera-se a biosfera como um fator formador do solo, por ela abranger a ação de todos os seres vivos, respeitando-se, evidentemente, as especificidades de cada ambiente (RETALLACK, 1990; MUGGLER e BUURMAN, 2000). A ação da biosfera nos solos se faz presente desde o início da acumulação dos detritos minerais, provenientes da decomposição das rochas pelos agentes físicos e químicos (VIEIRA, 1975). É praticamente impossível estabelecer os limites temporais do intemperismo físico e químico da ação biológica. Segundo Miklos (1992), *apud* Queiroz Neto (2000), o mecanismo de transformação dos solos tem como principais componentes o pedoclima, a fauna e a flora. O pedoclima permite a manutenção da atividade biológica e esta retroalimenta o clima do solo através das reações biogeoquímicas (NAHON, 1991), impondo dinâmicas conjuntas e opostas. Em outras palavras, enquanto a fauna promove macroagregações ao coletar argila onde ela se forma, na alteropedoplasmação, e depositá-la na superfície, à frente pedoclimática promove a desagregação dessas mesmas argilas (QUEIROZ NETO, 2000). Outra questão é considerar a vegetação como uma variável independente, tal qual o clima e a posição topográfica. De acordo com Retallack (1997a), zonas com diferentes classes de vegetação desenvolvem-se ao longo de gradientes ambientais, como solos bem drenados e *habitats* mais expostos ao vento e a insolação, ou mesmo em ambientes saturados de água. Nestas situações, o efeito da vegetação na formação do solo é mesclado com aqueles oriundos da topografia e do clima. Mesmo em grandes áreas, visivelmente controladas pela diferenciação do clima regional, é difícil distinguir os efeitos da vegetação como uma variável totalmente independente na formação do solo. As feições geradas pela cobertura

vegetal podem apresentar distintos traços e padrões de enraizamento. Essas feições podem refletir a presença de classes de ecossistema, fornecendo uma ampla visão dos organismos que ocuparam, no caso, um paleossolo. Respeitando-se um amplo leque de limites interpretativos, paleossolos podem ser utilizados como indicadores de evolução de ecossistemas (RETALLACK, 1990, 1997a).

Dentre os organismos que compõem a biosfera e contribuem para a formação do solo, as plantas e animais são os mais visíveis. Entretanto, outros organismos, como fungos e bactérias, também têm seu papel. Fungos e bactérias estão intimamente associados a raízes de muitas plantas vasculares, e contribuem significativamente para a fixação de nitrogênio e fósforo, por exemplo, além de trabalharem como decompositores da matéria orgânica no solo, iniciando toda uma seqüência de reações biofísicoquímicas. Insetos e moluscos também fazem sua parte. Minhocas misturam a fração mineral com a matéria orgânica. Os buracos escavados por elas, e por formigas, térmitas, besouros, etc., facilitam a distribuição de oxigênio livre e água ao longo do perfil do solo, promovendo novas feições (MARTINI, e CHESWORTH, 1992; RETALLACK, 1990, 1997a).

3.1.4.6 Relevo

O relevo é um importante fator na formação e evolução do solo; sua interferência é notada até mesmo em terrenos quase planos. Variações na topografia refletem-se diretamente na natureza dos solos, seja facilitando a absorção e retenção de água da chuva, influenciando no grau de remoção de partículas de solo pela erosão, seja facilitando a movimentação dos materiais em suspensão ou em solução para áreas adjacentes (VIEIRA, 1975). A topografia do terreno pode agir diretamente sobre a formação do solo, facilitando o trabalho erosivo do material intemperizado, e indiretamente, através de variações térmicas, precipitação e drenagem entre outras; estes processos ficarão impressos na cobertura pedológica, mesmo em terrenos pouco declivosos (OLIVEIRA, 1972; VIEIRA, 1975; RETALLACK, 1990). Estas características da formação do solo parecem não ser variáveis completamente independentemente de outros fatores como a vegetação, microclima e idade do terreno, fatores que variam em diferentes porções da paisagem. Em pequena escala, variáveis como extensão da vertente,

amplitude topográfica e mudanças litológicas, podem promover grandes diferenciações no perfil do solo.

No modelo de vertente com topo convexo, passando a meia encosta retilíneo-côncava e base côncavo-retilínea, o solo aumenta sua espessura e o grau de complexidade de seu perfil ou horizontes. Nesse modelo, em geral, os perfis de solo tornam-se mais espessos, mais úmidos, com mais matéria orgânica, mais fortemente coloridos, com horizontes mais ou menos diferenciados, às vezes, mais alcalinos e, provavelmente, são formados sobre material aluvial e/ou coluvial (RETALLACK, 1990). Segundo Retallack (1990, 1997a), essas diferenças nas características do solo, são diferenças relativas porque, mesmo quando observadas em catenas (aqui compreendida como corpo pedológico depositado sobre uma superfície atual) ou paleocatenas, apresentam excepcionais variações laterais, que podem ter-se formado em períodos de tempo distintos, o que torna difícil sua interpretação. Também podem ser identificadas, no bojo do corpo pedológico, feições que refletem o passado geomórfico da paisagem. Dentre essas feições, destacam-se as marcas de rastejamento (*soil creep*), inconformidades, planos de erosão, crostas salinas (formadas sob climas quentes em uma variedade de posições geomórficas) e horizontes cumulativos (BIRKELAND, 1984; RETALLACK, 1990,1997a).

Algumas feições do solo aparentemente não possuem uma relação muito clara com o relevo, mas sua relação com outros fatores, como o lençol freático, torna óbvia a posição dos solos e paleossolos na paisagem. O lençol freático separa uma superfície ativamente lixiviada, e mais ou menos oxidada, de uma zona estagnada ou com poucas mudanças químicas. Retallack (1990) reconhece três possíveis situações para estes casos: solos bem drenados, totalmente acima do lençol freático, solos sazonalmente saturados e solos permanentemente saturados de água. Para cada uma dessas situações, variedades de feições são geradas. A maioria dos horizontes do solo é formada acima da zona de flutuação do lençol freático como, por exemplo, horizontes (Bt), geralmente amarelos, marrons ou vermelhos, com minerais oxiidratados, geralmente Goetita e Hematita. Em paleossolos, as cores podem ser alteradas após o soterramento, mas evidências de iluviação de argilas e traços de raízes permanecem (FENWICK 1985; RETALLACK, 1990, 1997). Os solos situados dentro das zonas de flutuação do lençol freático

podem apresentar feições de redução e oxidação, com formação de nódulos ou mosqueados (*mottles*) em horizontes gleizados (Bg). Nos solos que são permanentemente saturados, imperam condições de redução. Muitos minerais são escuros ou cinzas, com ferro em estado ferroso. Neste ambiente, a água, por possuir fluxo lento, não consegue transportar os minerais a grandes distâncias (RETALLACK, 1997a). Outras feições dos solos, como traços de raízes, vazios escavados pela fauna, estruturas do solo, nódulos e microfábricas, também podem ser utilizados como indicadores da presença do lençol freático na paisagem (FENWICK, 1985; RETALLACK 1990, 1997b).

3.1.4.7 Material parental

Os fragmentos de rocha ou sedimento, a partir do qual um solo se forma, constituem seu material parental. Com o desenvolvimento do solo, as feições iniciais do material parental tornam-se mais sutis, cedendo espaço para novas feições que darão ao solo identidade própria (OLIVEIRA, 1972). A natureza do material parental é a principal diretriz para se identificar e quantificar a taxa de formação de um solo num dado local (RETALLACK, 1990). Ele é o ponto inicial do solo; e o grau de desenvolvimento desse solo é medido pela quantidade de mudanças sofridas, comparadas com o material parental inicial. A identificação de diferenças, entre o material parental inicial e o de solo já desenvolvido, é um procedimento logicamente necessário, em função do material parental ser considerado uma variável independente (RETALLACK, 1990). Infelizmente, estimativas exatas das propriedades iniciais do material parental do solo, ou de paleossolos, podem corresponder a uma tarefa quase impossível de ser realizada, porque a fonte do material inicial pode não mais existir. Porém, sua natureza pode ser estimada a partir da identificação de material próximo ao solo estudado.

De acordo com Retallack (1990), a identificação do material parental permite distinguir solos formados sobre rochas ou sedimentos distintos, mas muito similares estruturalmente. Segundo o autor, solos formados sobre o granito podem ser similares a solos desenvolvidos sobre sedimentos que recobrem esta mesma rocha, assim como solos formados a partir de depósitos aluviais podem ser muito

parecidos com os formados sobre material sedimentar heterogêneo. No primeiro caso, o granito, totalmente inalterado, não contém argila. Entretanto, em porções próximas a zona de intemperismo, pequenos traços de argila podem ser detectados ao redor dos cristais, indicando a presença de rocha alterada. Pequenas quantidades de argila, carbonatos e ferro oxiidratados podem ser encontrados nos horizontes de transição (“C”), entre o solo e a rocha matriz. Esta transição possui material parental semelhante ao da rocha sã, com textura cristalina e outras feições, porém mais alterado. No material mais superficial (pertencente aos horizontes A, E e Bt), o material parental é muito mais alterado, mas ainda mantém uma forte ligação genética com a rocha matriz. Quando esta antiga superfície recebe fluxo de fragmentos de áreas adjacentes, adição de pó, depósitos de silte, argila, areia, ou ambos, o afloramento pode ser obscurecido pelos processos formadores dos solos. Assim, tem-se a formação de solos muito similares, mas com importantes diferenças genéticas. Segundo Retallack (1990, 1997b), a chave para distingui-los se encontra em acuradas descrições de campo e na análise micromorfológica do perfil. No segundo caso, as diferenças encontradas em horizontes de solo desenvolvidos sobre material parental de origem aluvial, podem ser reflexos da deposição de camadas de areia sobre argila, e/ou devido à iluviação de argila (Bt) em horizontes subsuperficiais (durante o processo de formação do solo). Se o horizonte subsuperficial argiloso foi inicialmente sedimento, então ele poderia ser reconhecido como jovem ou fracamente desenvolvido. Se, no entanto, a argila é totalmente pedogenética, então ele pode ser interpretado como fortemente desenvolvido ou antigo (RETALLACK, 1990, 1997b).

Os exemplos acima demonstram que estudos que visem subtrair dúvidas sobre a gênese do material parental devem ser baseados em quatro características desenvolvidas em solos e paleossolos: características do material parental inalterado, estabilidade dos constituintes, efeitos de compactação e uniformidade do material parental. A análise conjunta destes elementos pode indicar a verdadeira natureza dos solos e paleossolos.

3.1.4.8 O fator tempo

O tempo pode ser entendido como o período cronológico (dias, meses, anos, décadas, centenas, milhares ou milhões de anos) necessário para que os

fragmentos da rocha decomposta possa se comportar como solo (VIEIRA, 1975). O tempo pode ser considerado como uma variável independente, cujo deslocamento é contínuo e não sofre interferência do ambiente físico, químico ou biológico (RETALLACK, 1990). Entretanto, quando consideramos o solo como produto da interação entre os fatores formadores do solo, o tempo passa a comportar-se como uma variável dependente, porque nele se inclui o tempo de ação e intensidade do clima, do relevo, da atividade biológica e da própria resistência do material parental ao intemperismo. Portanto, a velocidade de formação ou amadurecimento de um perfil de solo é influenciada pela maior ou menor facilidade com que o material original se submete à decomposição, bem como pela ação dos vários agentes formadores (VIEIRA, 1975, PHILLIPS, 1990). Assim sendo, o tempo necessário para se formarem as diversas feições do solo podem variar consideravelmente. Superfícies ricas em matéria orgânica podem formar-se em dezenas ou centenas de anos, mas milhões de anos podem ser necessários para formar-se um horizonte profundamente alterado, como, por exemplo, um horizonte óxido (figura 4). Usualmente, a profundidade dos perfis e o número de classes ou horizontes do solo são indicativos do tempo de seu amadurecimento (BUURMAN, 1980). Solos mais profundamente intemperizados e com maior número de horizontes são mais antigos em idade, se comparados com solos delgados que apresentam horizontes pouco diversificados (PHILLIPS, 2001). A figura 4, extraída de Retallack (1990), apresenta um esquema do tempo necessário para formação de certas propriedades do solo. Entretanto, deve-se ter em mente, que a interpretação temporal de um solo deve sempre ser associada às condições ambientais a que ele foi submetido, como é o caso de ambientes tropicais úmidos, que podem produzir solos muito mais profundos do que ambientes temperados ou frios. Também não se pode desconsiderar que alterações nos fatores de formação do solo, durante sua evolução, resultam em mudanças nos processos dessa formação que, conseqüentemente, redirecionam suas taxas de formação (BOCKHEIM e GENNADIYEV, 2000). As mudanças nas taxas e processos formadores do solo podem ocorrer durante seu desenvolvimento mesmo sob condições de estabilidade ambiental (BUURMAN, 1975, RETALLACK, 1990).

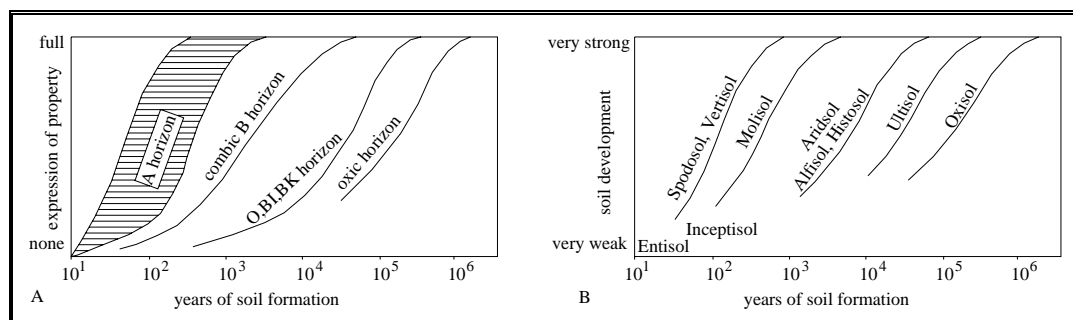


FIGURA 4 – a) Representação esquemática do tempo necessário para se atingir várias propriedades do solo; b) ordem de solos reconhecidos pelo *Soil conservation Service of the US Department of Agriculture*. Extraído de Retallack (1990, p. 263).

3.1.5 Solos hidromórficos como produto da interação dos fatores formadores do solo

A ocorrência de pequenas variações na interação entre os fatores formadores do solo pode produzir profundas mudanças nos processos formadores e em seu produto final, o solo. Isto explica, ao menos em parte, o comportamento heterogêneo do solo na paisagem (PHILLIPS, 2001). Um dos mais singulares exemplos de solos azonais são os solos hidromórficos, geralmente azulados ou cinza esverdeados, também conhecidos como solos glei (RETALLACK, 1990). A origem destes solos está associada a ambientes permanentemente saturados, com superfícies que podem, ou não, ser sazonalmente recobertos com água. A gleização, termo oriundo da Rússia indica a produção de minerais reduzidos em ambientes anóxicos que podem, ou não, estar associados à matéria orgânica. Geralmente, os solos glei são pobres em evidências de bioturbação devido à escassez de oxigênio livre, o que reprime a atividade biológica. As feições mais comuns da atividade biológica são raízes, geralmente concentradas nas camadas superiores do perfil. Esta posição é determinada pela necessidade de oxigênio que as plantas têm (RETALLACK, 1990, 1997b).

Solos encontrados acima do nível máximo do lençol freático se desenvolvem sob a influência percolante da água da chuva, com típicas feições de eluviação, iluviação, oxidação etc. Entretanto, quando a água fica estagnada, nesta mesma superfície, durante parte do ano, ela produz distintas feições no solo, feições estas denominadas de pseudogleis (BUURMAN, 1980). Neste caso, a presença da água

estagnada, durante alguns meses do ano, restringe-se à camada superior, não havendo saturação das camadas abaixo dessa água parada. O contato entre o nível saturado e os setores inferiores do solo se dá através de fraturas, raízes e outras inconformidades não capilares do subsolo, que podem conter oxigênio livre. A solução que se infiltra através desse sistema de canais transporta ferro e manganês no estado reduzido (BUURMAN, 1980; RETALLACK 1990). Esses canais, além de servirem como vias de comunicação, podem ter suas paredes preenchidas com ferro e manganês transportado. Como o manganês geralmente é transportado por distâncias maiores, sua deposição também se dará mais distante dos depósitos de ferro (BUURMAN, 1975, 1980; RETALLACK, 1990, 1997b). Em conjunto com os efeitos de redistribuição dos minerais, umedecimentos periódicos do solo têm uma forte influência na decomposição dos argilo-minerais, podendo, ao longo do tempo, alterar completamente a fração argila (BRINKMAN *et al.*, 1973). Os solos pseudoglei podem originar-se com o processo (figura 5A a 5D) de iluviação de argila e conseqüente formação de horizonte “B” textural (Bt). Dessa forma, o progressivo acúmulo de material fino pode comprometer seriamente a capacidade de percolação da água, iniciando o processo de pseudogleização com sua redistribuição de Fe e Mn e destruição das argilas (BRINKMAN *et al.*, 1973; BUURMAN, 1975, 1980). Uma característica de solos pseudoglei é sua disposição espacial na paisagem. Geralmente ficam restritos às superfícies planas ou depressões com drenagem impedida. Lateralmente, eles podem aparecer como um nível dentro de várias classes de solos, ou mesmo representar uma fase dentro de solos bem drenados com iluviação de argila (BUURMAN, 1980).

Os solos glei normalmente possuem horizonte subsuperficial reduzido que se formou abaixo do limite mínimo da zona de saturação de água, não raro possuem ferro oxidado preenchendo fraturas e traços de raízes (figura 5E). Já as porções do perfil localizadas acima do limite mínimo de saturação podem apresentar zonas alternadas de oxidação e redução, em função da segregação de ferro e manganês que também podem formar mosqueados⁴ (*mottles*) e concreções (BUURMAN, 1980;

⁴ Segundo Vieira (1975), o termo mosqueado significa marcado com manchas de cores contrastantes. Horizontes com matriz cinza com poucas manchas vermelhas ou brunadas, tecnicamente o mosqueado seria as manchas vermelhas e brunadas. Podem ocorrer horizontes que contenham elevado número de manchas vermelhas e brunadas que a cor cinza pode ser considerada como mosqueada. Combinações de mosqueados cinza e brunado podem sugerir drenagem impedida, tanto no passado, como no presente.0,

MARTINI e CHESWORTH, 1992). O material ao redor dos mosqueados (*mottles*) geralmente é cinza ou amarelo, e a transição para o horizonte reduzido abaixo pode ser abrupta ou gradual. Quando a variação da zona saturada é constante, envolvendo vários anos, o material tende a ser mais argiloso e a porção superior do horizonte pode desenvolver mosqueados (*mottles*) e concreções de manganês (figura 5E), sobrepondo-se aos mosqueados (*mottles*) de hidróxidos de ferro. Isso acontece porque o Mn^{2+} necessita de mais oxigênio para oxidar do que o Fe^{2+} . O desaparecimento dos mosqueados (*mottles*), na porção superior do perfil, indica o limite máximo ou o fim da área de domínio da zona saturada. Nesta porção do perfil, o solo torna-se mais bruno, amarelo ou vermelho, dependendo do grau de hidratação e oxidação do ferro. Se a superfície for recorrentemente coberta com água, pode haver forte acúmulo de matéria orgânica (BUURMAN, 1980).

Mudanças no nível do lençol freático representam um forte fator de desenvolvimento do perfil do solo, e seu estudo pode fornecer uma conexão entre o ambiente inicial de formação do solo, a paisagem atual, a hidrologia e talvez a morfologia (BUURMAN, 1980).

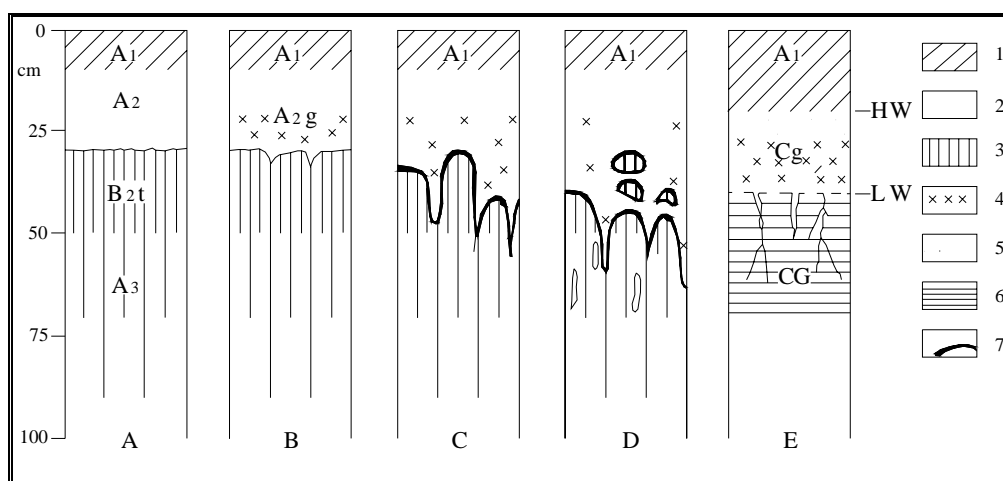


FIGURA 5 – Evolução de feições pseudoglei (A-D) comparado com perfil glei (E) 1. Horizonte superficial com acumulação de húmus; 2. horizonte com perda de argila; 3. acumulação de argila decresce com a profundidade; 4. concentrações de ferro (mosqueamentos e concreções); 5. concentração de manganês; 6. horizonte reduzido (glei); 7. acumulação de ferro formando capas e revestimentos. Extraído de (BUURMAN, 1980, p. 594).

CAPÍTULO IV

UNIDADES PEDOLÓGICAS, SEDIMENTARES E PALEOPEDOLÓGICAS

4 Paleossolos

De acordo com Buurman (1975), é consenso entre os paleopedólogos, que paleossolos são forte argumento a favor da continentalidade e da existência de relevos ondulados a suavemente ondulados, sobre os quais os solos se desenvolveram. Segundo Andreis (1981), essa idéia está baseada na compreensão dos processos pedogenéticos contemporâneos apoiados no conjunto das informações obtidas em campo e em laboratório, especialmente na micromorfologia. Essas informações permitem reconhecer a história evolutiva dos paleossolos e definir as condições paleoambientais que nortearam os processos pedogenéticos.

Segundo Fenwick (1985), por várias décadas, os estudiosos do solo e sedimentólogos têm empregado o termo paleossolo para designar entidades pedológicas cujos critérios de identificação ainda não são consensuais. Ruhe (1965) definiu paleossolo como “solo formado em uma paisagem do passado”. Entretanto, esta definição é genérica demais para poder exprimir com exatidão a complexidade das interações envolvidas no ambiente paleopedológico. Ela é insuficiente para distinguir, ou explicitar, as diferenças entre solos fósseis, paleossolos e solos antigos (BUURMAN, 1975). De fato, essas expressões têm sido utilizadas na literatura de duas maneiras diferentes: a) como sinônimos, quando baseados em critérios cronológicos, ou seja, para distinguir solos atuais de solos formados no passado; b) aplicados indistintamente a solos exumados, relictos ou soterrados (RUHE, 1965; TERUGGI e ANDREIS, 1971; ANDREIS, 1981; NETTLETON *et al.*, 2000). Entretanto, deve-se enfatizar que essas três últimas categorias de solo, estratigraficamente dispostas na paisagem, têm condições genéticas e evolutivas implícitas que envolvem períodos de tempo variáveis (RUELANN, 1971, ANDREIS, 1981; NETTLETON *et al.*, 2000; REUTER, 2000). Em função disso, é importante ter-se em mente o real significado de paleossolos relictos, soterrados e exumados.

É consenso geral considerar solos relictos aqueles que ficaram expostos na superfície do relevo desde sua formação (nunca foram recobertos por sedimentos jovens), e suas propriedades resultam de reiterados processos pedológicos ao longo do tempo (BUURMAN, 1975). Para que isso possa ocorrer, admite-se sua existência unicamente sobre superfícies muito antigas, que permaneceram estáveis e sujeitas a pouca erosão, desde o início dos processos pedogenéticos (BREWER, 1976; RUHE, 1965; BIRKELAND, 1974; ANDREIS, 1981). Estes solos relictos possuem feições ou propriedades cuja origem não está relacionada às condições de formação dos solos atuais (NETTLETON *et al.*, 2000).

Os paleossolos soterrados também se formaram no passado geológico, mas ao contrário do relictos, foram soterrados por sedimentos jovens; portanto sua gênese independe das condições ambientais atuais (HALL, 1983). Segundo Smith (1990), sob condições naturais um solo pode ser isolado do ambiente após ser soterrado por camadas de sedimentos suficientemente espessas para alterar os processos pedológicos. As mudanças físico-químicas, ocorridas no solo após o soterramento, podem resultar de seu isolamento ou de verdadeiros processos diagenéticos. Estes paleossolos (solos soterrados) podem ser considerados como produto da sobreposição de processos pedogenéticos que antecederam seu soterramento e que posteriormente sofreram transformação diagenética incipiente (RUELANN, 1971; ANDREIS 1981).

Solos exumados são unidades pedológicas que foram isoladas do ambiente no passado, por soterramento, e posteriormente expostos por erosão à nova pedogênese e novamente isolados (ANDREIS, 1981). Sua identificação em campo é difícil e geralmente ocorre por meios estratigráficos e topográficos. Grandes contrastes texturais de solos sobre uma mesma encosta podem, às vezes, indicar a presença de paleossolos exumados (NETTLETON *et al.*, 2000).

A distinção entre solos relictos e exumados é difícil. Na maioria das vezes, tanto as evidências de campo como as de laboratório (micromorfologia, ensaios químicos e físicos) são pouco conclusivas (GERASIMOV, 1971; ANDREIS, 1981). Por esse motivo, não é de se estranhar que seja dada maior atenção aos solos soterrados, que, de acordo com sua própria definição, permitem identificação rápida e segura em campo. Pelos motivos expostos até aqui, Andreis (1981) recomenda

restringir o conceito de paleossolo aos solos soterrados e isolados do ambiente, coincidindo dessa maneira com as idéias defendidas por Ruelann (1971), Bombin e Klampt (1976). Catt (1979) e Fenwick (1985) também enfatizam a necessidade de se restringir o termo paleossolos a solos que foram isolados dos processos pedogenéticos contemporâneos, através do soterramento.

Neste trabalho será utilizado o termo paleossolo, como sinônimo de solo soterrado e isolado dos processos pedogenéticos atuais, mesmo porque não existem, atualmente, indícios de campo ou laboratório, ou mesmo na bibliografia, que permitam uma classificação precisa dos paleossolos da área de estudo. Na verdade, o maior problema dos paleossolos não se limita a sua definição ou classificação. Por muitos anos, os pedólogos resistiram em fornecer classificação mais específica para paleossolos, em função de não se conhecer bem o tempo de permanência ou resistência das feições do solo, superimposição de processos formadores do solo, identificação de sucessivas mudanças nas propriedades do solo, etc. (BUURMAN, 1975; TERUGGI, *et al.*, 1974).

Um importante aspecto, que deve ser considerado ao se trabalhar com paleossolos, diz respeito ao caráter autóctone ou alóctone de seus materiais. O desconhecimento deste aspecto dificulta a interpretação de certas propriedades do solo (ex. concreções carbonáticas ou ferruginosas, *mottles*, etc.), bem como a interpretação genética dos paleossolos (ANDREIS, 1981). No que se refere à interpretação genética dos paleossolos, a literatura especializada tem apontado, insistentemente, para problemas diagenéticos dos paleossolos (BREWER, 1976; BUURMAN, 1975; BUURMAN, 1980; BIRKELAND, 1984; CATT, 1990; RETALLACK, 1990). A diagênese é reconhecida como estágio importante de transformação de sedimentos em rochas. Strakhow (1953), *apud* Catt (1990), reconheceu três estágios na história dos sedimentos, a saber: 1) sedimentogênese, ou formação de sedimentos; 2) diagênese, ou transformação do sedimento em rocha sedimentar; 3) catagênese, ou longo período de mudanças secundárias que ocorrem sob baixa pressão e temperatura em rochas sedimentares que estão profundamente soterradas, porém não sujeitas a pressão e temperatura que possam gerar metamorfismo (CATT, 1990). A diagênese tem sido utilizada para incluir todos os processos de alteração pós-deposicional, incluindo a pedogênese como parte inicial da diagênese (RETALLACK 1990), o que não parece ser lógico.

Segundo Catt (1990), esses processos não estão diretamente relacionados, podem ter efeitos opostos e não necessariamente um preceder ao outro. Esta distinção no estudo de solos soterrados é importante. A diagênese do solo inicia quando ele está tão profundamente enterrado, que novos processos passam a agir sobre ele, e se encerram no limite do metamorfismo (CATT, 1990). Mesmo concordando com os autores, é difícil descartar totalmente a ação dos processos diagenéticos em paleossolos quaternários, principalmente quando consideramos os efeitos da compactação no solo após o soterramento. Assim sendo, pode-se considerar os processos diagenéticos em paleossolos quaternários como incipientes, perante a ação dos processos pedogenéticos.

4.1 Elementos de identificação de paleossolos

Autores como Brewer (1976), Buurman (1975; 1980), Andreis (1981); Birkeland, (1984); Fenwick, (1985); Catt, (1990); Retallack, (1990); Nettleton, *et al.*, (2000) entre outros, são unânimes em afirmar que o reconhecimento de paleossolos inicia com descrições sistemáticas de perfis estratigráficos ou com o reconhecimento de paleocatenas em relevos quaternários. Porém, nem sempre os afloramentos contêm evidências pedogenéticas suficientes, o que acaba por impor inferências na interpretação da história geológica da área de estudo e, em particular, sobre as mudanças ambientais paleogeográficas que possam ter-se produzido através do tempo (ANDREIS, 1981). Além da identificação espacial dos paleossolos na paisagem, outros elementos contribuem para sua caracterização.

Um paleossolo, tal como é assumido neste trabalho, é o solo que foi soterrado no passado e, como qualquer solo, sua espessura é indício de condições apropriadas para sua formação (drenagem, clima, tempo, vegetação) (ANDREIS, 1981; RETALLACK, 1990; REUTER, 2000). No caso dos paleossolos, a espessura tem valor relativo, pois a compactação modifica sua importância. Em função das considerações anteriores, deduz-se que a natureza dos contatos entre paleossolos e os sedimentos subjacentes deve ser investigada cuidadosamente. O limite superior dos paleossolos pode apresentar uma transição gradual, sem indícios de erosão ou, ao contrário, ser abrupta devido às modificações produzidas pelo processo de sedimentação e erosão (ANDREIS, 1981). A observação do limite

superior dos paleossolos é importante, pois ela denota uma antiga topografia que pode, ou não, ser concordante com a topografia atual (TERUGGI e ANDREIS, 1971; BIKERLAND, 1974). A identificação dessas antigas superfícies geomorfológicas permite, muitas vezes, estabelecer correlações entre os corpos pedosedimentares dispersos na paisagem (ANDREIS 1981). Entretanto, se essas superfícies geomorfológicas são pouco extensas, elas podem ser confundidas com superfícies de erosão hídrica (TERUGGI e ANDREIS, 1971; ANDREIS, 1981). A distinção entre estas superfícies não é fácil, mas pode ser feita através da identificação das feições pedológicas do material, geralmente distintas daquelas dos sedimentos (TERUGGI *et al.*, 1974; FENWICK, 1985). Diferentemente do topo dos paleossolos, em geral, a base dos paleossolos é transicional para materiais não pedogeneizados (ANDREIS, 1981).

Apesar do amplo leque de mecanismos que podem estar envolvidos no soterramento de solos, a velocidade de soterramento pode ser inferida através do contato entre os corpos pedossedimentares. De acordo com Catt (1990), se um sedimento é lentamente depositado sobre um solo e não há mudanças nos fatores formadores do solo (clima, topografia, vegetação, material parental e tempo), a pedogênese pode acompanhar a deposição. Neste caso, apesar da deposição ser contínua, ela não é rápida o suficiente para impedir a continuidade dos mesmos processos pedogenéticos. Entretanto, se a taxa de deposição é acelerada, o horizonte "Aa" apresenta variação em direção ao sedimento inalterado (geralmente formam-se lâminas sobrepostas e intercaladas por sedimentos e solo. Nos casos de intensa deposição, ou se a deposição for muito rápida, a pedogênese não acompanha a deposição; daí duas conclusões podem ser tiradas: 1) o solo permanece soterrado abaixo de espesso sedimento e nunca será novamente influenciado por qualquer processo pedogenético, mas é modificado por variedade de novos processos (diagenéticos); 2) o solo é inicialmente soterrado sob sedimentos, que, subseqüentemente, são modificados completamente durante período posterior de estabilidade da superfície, assim que os processos pedogenéticos recomeçam no solo soterrado; o pedocomplexo⁵ resultante desse processo pode ser difícil ou, até mesmo impossível de ser distinguido de um

⁵ Pedocomplexo: O termo refere-se a solos soterrados, que foram submetidos à nova pedogênese, resultando na superimposição de novos horizontes sobre os horizontes iniciais (CATT, 1990).

pedocomplexo em que o solo anterior nunca teria sido soterrado (CATT, 1990). O reconhecimento desses pedocomplexos ocorre através da micromorfologia, com o reconhecimento de feições residuais (feições raras e sem relação com as que dominam o horizonte), ou através de análises químicas, como por exemplo, a identificação de ferro em horizontes que normalmente não contém esse material (CATT, 1990; NAHON, 1991).

Entre os critérios possíveis empregados para o reconhecimento da origem e natureza dos paleossolos, encontram-se: a distribuição de argilas e carbonatos, estrutura, cor, matéria orgânica, micromorfologia, mineralogia e granulometria. Entretanto deve-se ter em mente que nenhum desses elementos é completo por si só (FENWICK, 1985). Dentre os critérios de identificação de paleossolos, a presença de bandas ou estratos coloridos e estruturas pedológicas distintas constituem indício da presença de paleossolo (TERUGGI e ANDREIS, 1971). Entretanto de acordo com Teruggi *et al.*, (1974), Andreis (1981) e Retallack (1990), a cor é um indicativo pobre, pois ela pode estar relacionada a processos que estão desvinculados dos demais agentes formadores de solos. Geralmente, as cores dos paleossolos dependem das condições originais de drenagem, oxidação e de suas respectivas topografias. As cores bruno escuras, bruno avermelhadas, cinza, preta, vermelha, e mesmo diversos tons de rosado, são comuns em solos recentes (Holocênicos) (BUURMAN, 1980; ANDREIS, 1981; RETALLACK, 1990). À medida que a escala temporal se prolonga, os paleossolos avermelhados tornam-se mais freqüentes (BIRKELAND, 1974), isto é particularmente nítido, nos paleossolos pleistocênicos e do terciário superior (RUHE, 1965; TERUGGI, *et al.*, 1974) que apresentam horizonte argiloso (Bt) bem desenvolvido (ANDREIS, 1981). Os tons avermelhados geralmente são interpretados como produto da combinação de dois fatores principais: a) o tempo, que condiciona a intensidade (croma) da cor; b) altas temperaturas, que determinam a intensidade da alteração (BIRKELAND, 1974; ANDREIS 1981). Segundo Fenwich (1985), apesar de todos os problemas inerentes à pigmentação dos horizontes dos solos e paleossolos, os horizontes pedologicamente coloridos podem ser identificados por tenderem a apresentar limites inferiores difusos e cor mais intensa em direção ao topo.

Associada às cores do solo, outra importante propriedade utilizada na identificação dos paleossolos são os agregados. As partículas de solos (minerais,

matéria orgânica, poros), quando agrupadas, formam agregados estruturais denominados *peds*, torrões, ou simplesmente agregados. Em função de sua estrutura ser bastante estável, eles são usados como evidência da presença de paleossolos. Geralmente sua interpretação está baseada em condições de modificação pedogenéticas, ou mesmo, diagenética. Dessa forma, paleossolos platimorfos podem ser interpretados como produto de compactação e soterramento (ROESCHMANN, 1971) ou refletir estruturas laminares pré-existentes à formação do solo (BUCKMAN e BRADY, 1968, *apud* ANDREIS, 1981). As estruturas prismáticas e esferoidais (características do horizonte "A") parecem ser mais comuns em paleossolos quaternários do que em pré-quaternários (BREWER, 1976; TERUGG *et al.*, 1974; RETALLACK, 1992), provavelmente porque ainda preservam as características de sua formação. Solos ricos em matéria orgânica tendem a apresentar estruturas grumosas ou esferoidais, condição esta, que dificilmente será encontrada em paleossolos pré-quaternários (BUCKMANN e BRADY, 1968, *apud* ANDREIS, 1981). As estruturas prismáticas ou o produto de sua modificação por degradação incipiente (colunar) estão relacionados aos paleossolos que apresentam um horizonte argiloso (Bt), bem desenvolvido e geralmente vermelho, formado sob climas temperados com nítidas variações sazonais (BUCKMANN e BRADY, 1968 *apud* ANDREIS 1981). Paleossolos que apresentam estrutura maciça são fontes de verdadeiras incertezas, em função de nunca se saber se suas estruturas foram obliteradas por diagênese, ou ainda se elas realmente foram produzidas no solo original. Os solos maciços estão relacionados a processos de extrema alteração meteórica dos materiais originais (ANDREIS, 1981).

Dos horizontes pedológicos, geralmente encontrados em paleossolos quaternários e pré-quaternários, que conseguem ser individualizados, o "B" é o mais comum. Já o horizonte A dificilmente é preservado; ou ele é completamente eliminado pela erosão, antes do soterramento, ou, depois de soterrado, foi gradualmente reduzido até desaparecer, em função da lenta decomposição da matéria orgânica (BREWER, 1974; TERUGG e ANDREIS, 1981; BUURMAN, 1975). Algumas vezes, a presença de húmus pode ser inferida pela existência de zonas de descoloração geradas pela redução do Fe, ou pela formação de complexos Fe-orgânicos. Segundo Andreis (1981, p.72), é importante "reconhecer e diferenciar

verdadeiros horizontes 'A' de solos, de depósitos humíferos transportados e depositados em planícies aluviais ou formados em pântanos”.

Um dos mais óbvios indicadores de paleossolos são os horizontes soterrados enriquecidos com matéria orgânica. Entretanto, esses horizontes não são facilmente preservados ou mesmo identificados. Sua disposição na superfície topográfica torna-o suscetível à erosão e a posterior soterramento. Somado a esse problema, existe o fato de a matéria orgânica se decompor rapidamente por oxidação, deixando, na maioria dos casos, somente vestígios de sua presença. Infelizmente, tentativas de identificar matéria orgânica produzida pedologicamente, via micromorfologia, têm sido improdutivas em função de a fábrica orgânica ser vulnerável à compactação e a decomposição. Entretanto, quando o soterramento é relativamente recente e rápido, a identificação micromorfológica pode ser conclusiva (FENWICH, 1985).

A granulometria do material que compõe os paleossolos é um dado adicional importante para a identificação da unidade pedológica. Ela nos fornece a disposição do calibre do material da base ao topo. Quando determinada fração inexistente, ou sua quantidade é reduzida em relação às unidades circundantes, pode haver indícios de translocação, adição ou heterogeneidade do material parental (FENWICH, 1985).

4.2 Considerações sobre o reconhecimento de paleossolos

Algumas feições micromorfológicas, produzidas por reações químicas, são irreversíveis e podem ser preservadas por períodos de tempo mais longos do que outras. Estes produtos, como, por exemplo, incrustações de calcário e sílica são produtos permanentes e podem ser utilizados como indicadores ambientais. Por outro lado, mosqueamentos (*mottling*) e horizontes espódicos (podzólico Bs) são facilmente modificados por processos que ocorrem posteriormente a sua formação (FENWICH, 1985). No caso de paleossolos soterrados, nossa falta de conhecimento de modificações que ocorreram após soterramento é nossa maior preocupação. A modificação das propriedades do solo é provavelmente mais substancial onde a cobertura de sedimentos teve espessura insuficiente para isolar o solo dos efeitos dos processos modernos. Nestas circunstâncias, as propriedades

químicas são características particularmente pouco confiáveis, se interpretadas isoladamente. Por outro lado, a granulometria e a mineralogia de argilas, e a micromorfologia fornecem um indicador mais confiável da natureza real do solo soterrado em função das características intrínsecas desses elementos.

A interpretação dos registros contidos no interior dos paleossolos permite identificar as condições ambientais a que eles estiveram submetidos. Isto ocorre porque o desenvolvimento do solo atinge seu máximo quando a paisagem é mais estável, e as taxas de sedimentação são baixas, dessa forma, os processos pedogenéticos atuam na formação do solo até seu soterramento ou isolamento do ambiente. A presença de qualquer atributo, individualmente, não pode fornecer uma identificação conclusiva de um paleossolo soterrado. Somente a totalidade dos atributos (granulometria, cor, micromorfologia, contato, química total, etc.) poderá indicar as condições de formação do solo. Na interpretação de elementos do paleossolo, o conhecimento de feições micromorfológicas oferece uma das melhores ajudas. Por exemplo, pápulas têm sido atribuídas a condições climáticas (BULLOCK, 1985; RETALLACK, 1997a). Embora seja enfatizado que a micromorfologia tem um papel fundamental na interpretação dos paleossolos, fique bem entendido que ela deve ser complementada com o uso das informações prestadas pela granulometria, química total, e detalhadas descrições de campo.

4.3 Perfil do afloramento pedossedimentar localizado na baixa encosta monjolo

O perfil estudado esta (figura 6 e figura 6a) situado na baixa encosta, e se constitui em afloramento de paleossolos na parede direita da voçoroca denominada monjolo. Esta voçoroca possuía 45 m de comprimento, na época dos levantamentos. O afloramento se estende por 11,8 m, longitudinalmente ao eixo central da voçoroca. Neste ponto a voçoroca possui profundidade de 3,20m na parede do afloramento e 3,40 metros no eixo central da feição erosiva. O piso da voçoroca, neste setor, possui uma camada sedimentar de 1,0 m de espessura que se assenta diretamente sobre o arenito. A técnica empregada esta descrita no capítulo II. Na seqüência será apresentada a descrição macroscópica do perfil estudado com resultados parciais de laboratório, seguido de conclusão parcial.

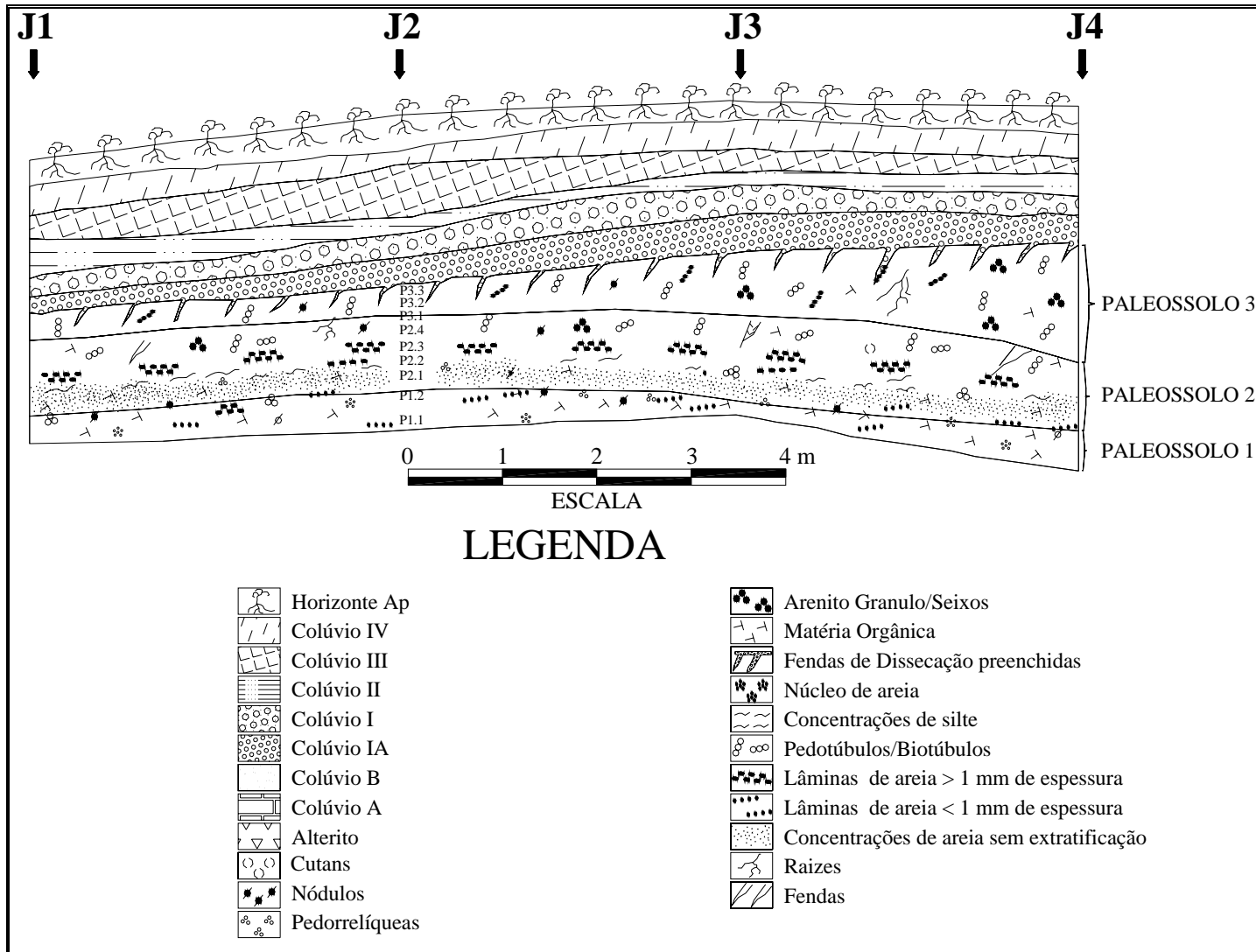


FIGURA 6 – Seção sistemática do afloramento pedossedimentar localizado na baixa encosta Monjolo.

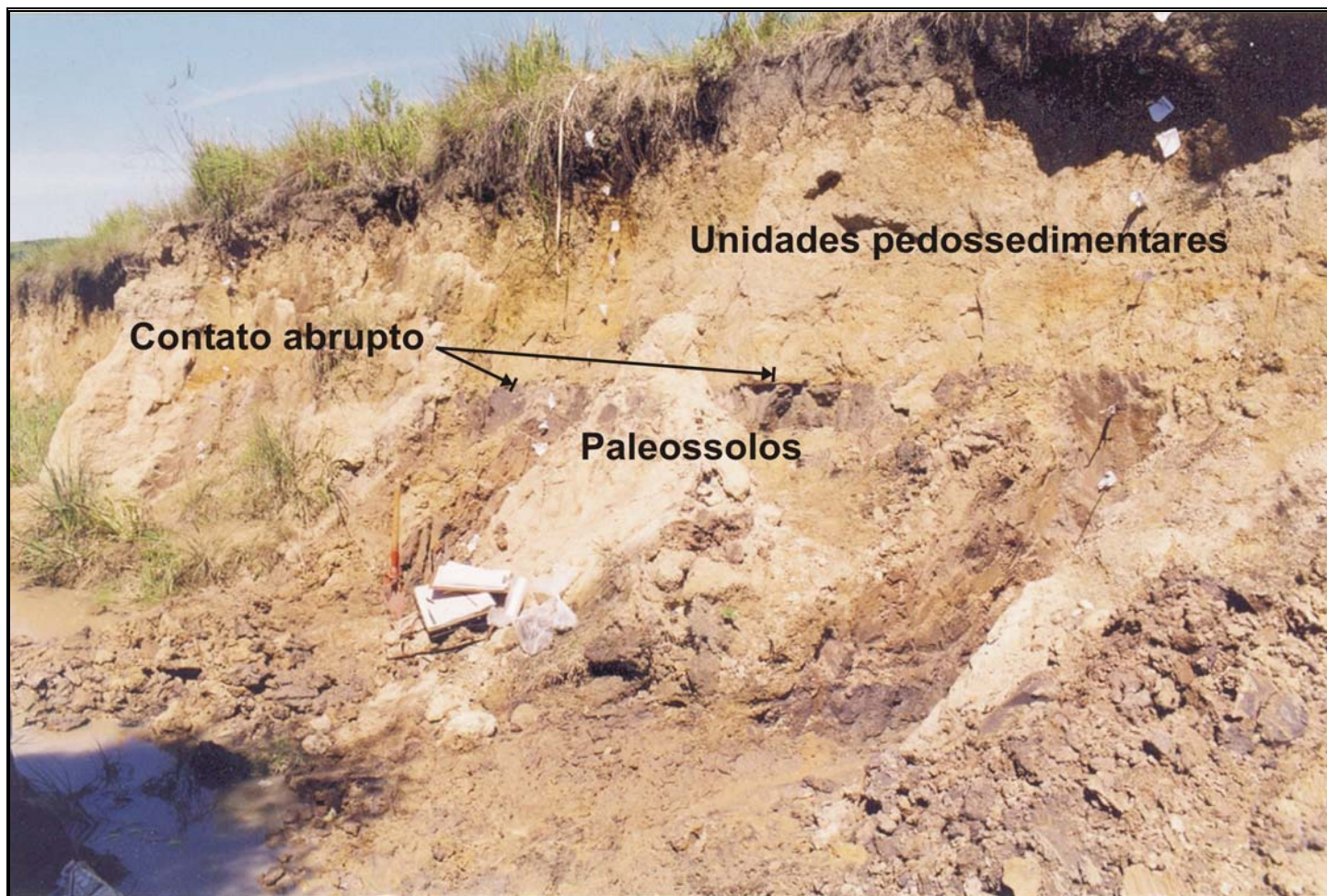


Figura 6a – Foto da Seção sistemática do afloramento pedossedimentar localizado na baixa

4.3.1 Paleossolo 1 (P1)

4.3.1.1 Descrição macroscópica

O topo do primeiro paleossolo (**P1**) está à profundidade em torno de 2,70 m e 3,0 m com cor predominantemente preta (7.5YR2.5/1), úmido e bruno (7.5YR4/2) quando seco. A textura é franco arenosa no topo (P1.2) da unidade e franco-argilo-arenosa na base, a qual é muito plástica e muito úmida. O contato com a unidade que o sobrepõe (paleossolo P2) é gradual. O limite inferior deste paleossolo é a rocha sedimentar denominada arenito conglomerático, cinzento esverdeado (1gley 6/2 e 5/2), a 4,0 m de profundidade. A porção exposta do paleossolo (P1) possui espessura que varia de 0,30 a 0,50m, apresentando gradação textural entre o topo e a base da unidade, e diferentes concentrações de conteúdo orgânico e biotúbulos macroscópicos. Apesar dessas diferenças, este paleossolo foi considerado como uma única unidade em função do arranjo do esqueleto e de o teor de húmus ser praticamente o mesmo.

Na base do paleossolo **P1** os resíduos de matéria orgânica (figura 7) macroscópicos são encontrados com tamanhos que variam de 1 a 5 mm e sempre na forma de carvão com aspecto fibroso. São alongados longitudinalmente e elípticos transversalmente. A posição desses fragmentos em relação à superfície do afloramento é subhorizontal e sua distribuição é aleatória até aproximadamente 3,0m de profundidade (janela 3), o que equivale a aproximadamente 50% da porção exposta do paleossolo P1. Nesta porção do paleossolo **P1** (P1.1), o esqueleto macroscópico (figura 8) é constituído por grânulos de quartzo e arenito sub-arredondados bem preservados. Também são encontrados fragmentos de folhelho vermelho escuro (2.5YR3/6), pouco alterados e distribuídos aleatoriamente na matriz. Entretanto, pequenas concentrações de areia média e fina, composta de quartzo, formam lâminas subhorizontais descontínuas e não paralelas (com aproximadamente 1 a 4 cm de comprimento por 1 a 5 mm de diâmetro) ou pequenos núcleos subarredondados dispersos na matriz (figura 8). As observações de campo demonstraram que em aproximadamente 90% dos casos observados, essas lâminas e núcleos encontravam-se embebidos em água proveniente do interior do afloramento. Este fato não significa que essas concentrações de areia média e fina, muito brancas e bem selecionadas, têm sua origem no retrabalhamento delas pelas

águas que circulam o afloramento. Na verdade, a forma dessas lâminas, sua distribuição nesta porção do paleossolo P1 e o fato de não apresentarem sinais de hidromorfia no entorno desses depósitos, sugere-nos origem relacionada a fluxos difusos pretéritos.

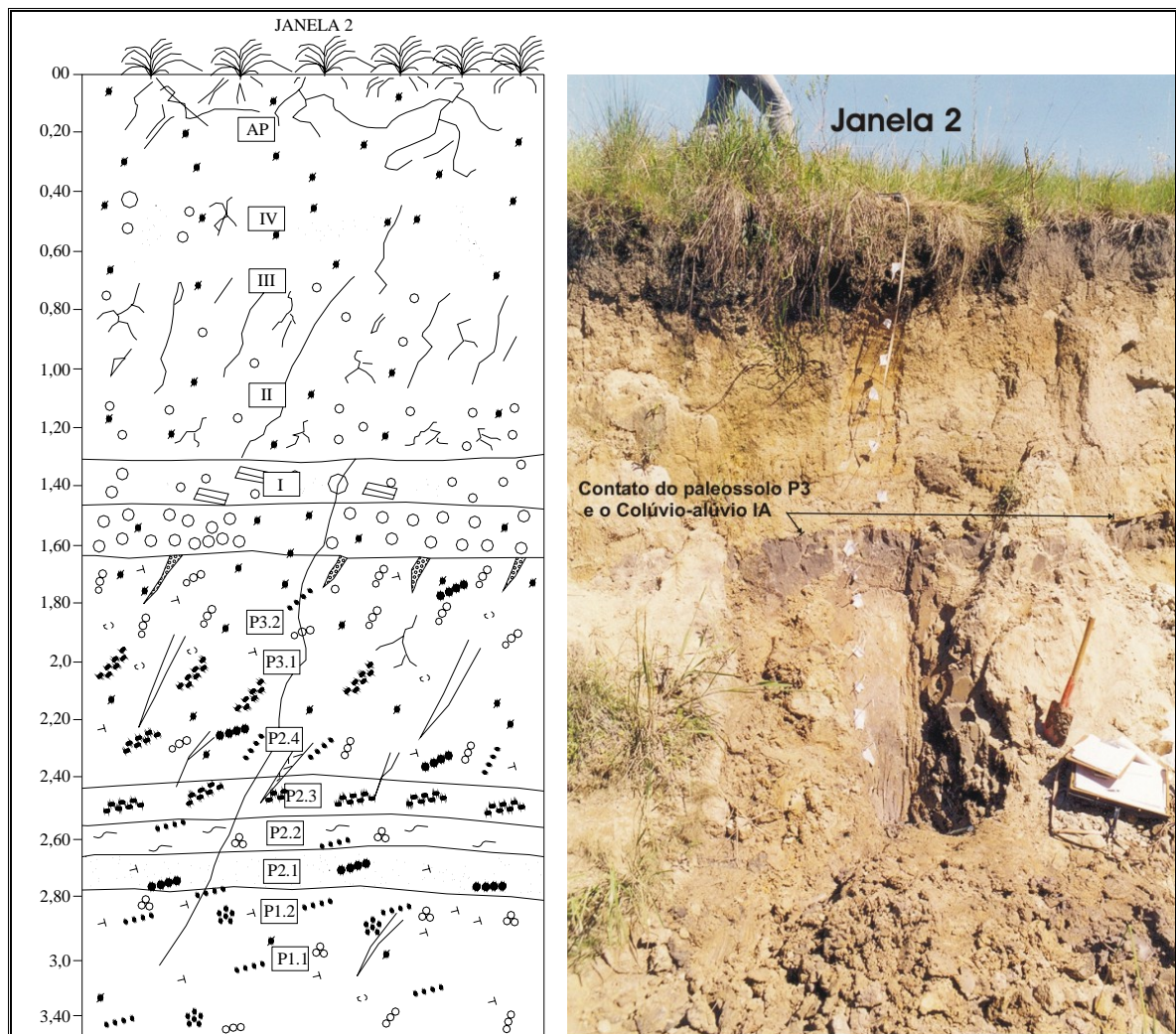


FIGURA 7 – Localização dos locais de amostragem na Janela 2 do perfil estudado.

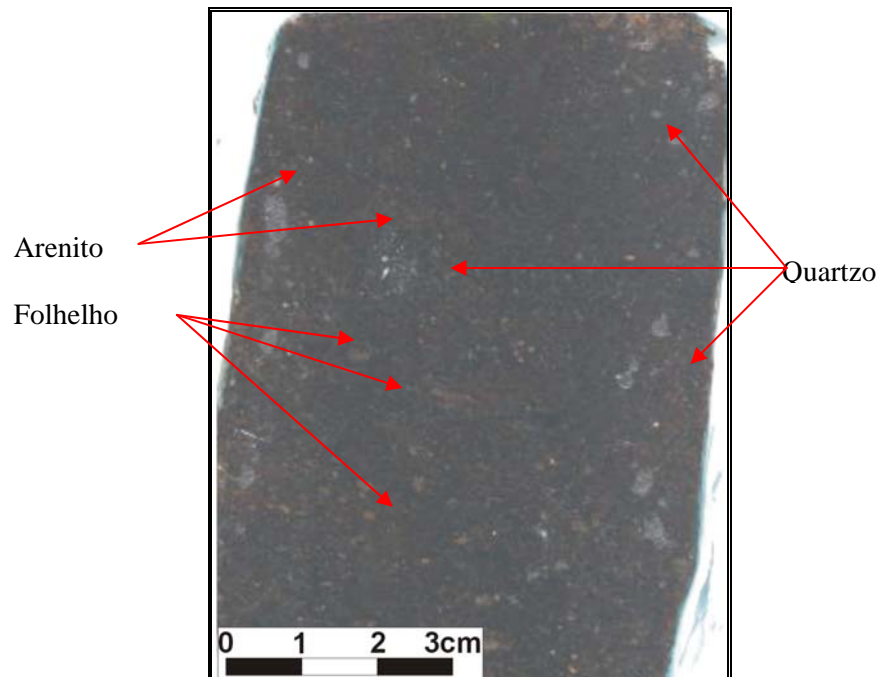
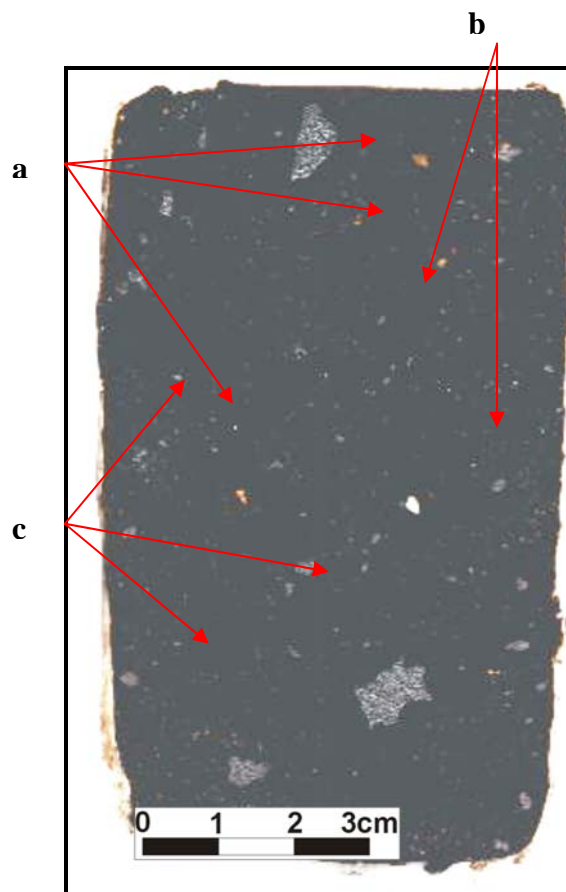


FIGURA 8 - Monólito da base do paleossolo 1 (P1.1), de cor preta (7.5YR2.5/1), indicando os principais componentes do esqueleto.

Já o topo do paleossolo **P1** (P1.2), de cor preta, (7.5YR2.5/1) úmido e bruno (7.5YR4/2) quando seco, tem textura franco arenosa e não possui fragmentos de matéria orgânica macroscópicos, como na base deste paleossolo (P1.1). O conteúdo orgânico macroscópico, dessa porção do paleossolo **P1**, é encontrado na forma de estratos subhorizontais descontínuos, com espessuras que variam de 1 a 4 mm e comprimentos que não ultrapassa 7 cm. Esses estratos são extremamente porosos, muito úmidos e geralmente ondulados. O conteúdo orgânico que constitui essas concentrações não é visível a olho nu. Entretanto, com auxílio de lupa de 20 aumentos é possível identificar fragmentos de carvão com aspecto fibroso, cuja concentração e arranjo formam uma malha de resíduos orgânicos. Já o esqueleto (figura 9) macroscópico é constituído por grânulos de arenito e quartzo, além de pouquíssimos fragmentos de arenito na fração seixo (menos de 1%). Também foram identificados nódulos de oxihidróxido de Fe, vermelho-claro (10R6/8) com aproximadamente 1 mm de diâmetro.

Essa porção do paleossolo **P1** (P1.2) é mais arenosa e possui lâminas descontínuas de areia média e fina com espessuras que variam de 1 a 2 mm e

inclinação entre 5° e 15°. Não menos importante é a presença de fendas de dessecação encontradas nesta porção do paleossolo. Estas parecem pertencer à estrutura do paleossolo (pedalidade), pois quando o material está seco, as fendas aparecem, porém quando se torna úmido novamente, elas desaparecem dando um aspecto maciço ao paleossolo. Neste caso é importante ressaltar que durante o período de realização dos trabalhos de campo essa unidade sempre esteve, ao menos em parte, parcialmente úmida. Este fato impediu que se definisse claramente se estas fendas estariam relacionadas à pedalidade do paleossolo ou relacionadas a outro fator qualquer.



**FIGURA 9 – Monólito do topo do paleossolo P1 (P1.2).
Na letra a – nódulos de oxidatado de Fe;
b – lentes sub-verticais de areia média; c –
grânulos e seixos de arenito.**

Apesar de ser menos úmida que a base, foram identificados pequenos pontos de hidromorfia no terço superior do paleossolo P1. Estes pontos se constituem nas paredes de macroporos que permanecem embebidos pela água que circula na unidade. Com a permanente saturação dos poros forma-se um ambiente redutor

(BREWER, 1976) que altera as paredes dos poros, os quais por sua vez, dão à unidade um aspecto mosqueado de cor cinzento-claro (1gley7/N).

4.3.1.2 Resultados laboratoriais parciais

Os resultados laboratoriais obtidos para cada unidade que compõe a seção Monjolo serão apresentados individualmente na seqüência e analisados em conjunto no capítulo VI. O método laboratorial empregado para determinar o teor de matéria orgânica está descrito no capítulo II. O conteúdo orgânico quantificado em laboratório é referido como porcentagem de matéria orgânica (%MO).

Os valores obtidos, em laboratório, para o teor de húmus do paleossolo P1, revelaram que o teor de carbono orgânico dessa porção do paleossolo é de 4,12%MO. Os resultados do pH demonstraram que a unidade é extremamente ácida, com pH de 3,91 para a base e 4,03 para o topo do paleossolo P1 (extremamente ácido). Dentre os resultados obtidos para os 10 maiores óxidos (QUADRO 5) destacar-se-ão, neste momento, os altos valores de SiO₂ que foram de 82,10% e 81,40% (peso molecular igual a 1,324 e 1,310), e os baixos índices de Fe₂O₃ que foram 1,32% e 1,28%, com peso molecular de 0,00825 e 0,008. O percentual do Al₂O₃ foi de 11,10% e 11,19% com peso molecular de 0,1088 e 0,1097. Esses resultados são referentes à base e topo do paleossolo 1.

A análise granulométrica (QUADRO 7) desse paleossolo demonstrou que sua base possui 21,4% de argila, 15% de silte, 63,3% de areia (3,87% areia grossa, 17,97% média, 21,46% areia fina, 20% areia muito fina), e 0,3% de grânulo. No topo da unidade, essa composição fica em 15,2% de argila (redução de 6,2% em relação à base do paleossolo), 18,3% de silte, 65,3% de areia (0,9% areia muito grossa, 6,2% areia grossa, 20,8% areia média, 21,2% areia fina, 16,10% areia muito fina), 1,1% de grânulo e 0,1% de seixo. A densidade real determinada para base e o topo deste paleossolo foi de 2,68g/cm³ e 2,72g/cm³, enquanto a densidade aparente foi de 1,719g/cm³ e 1,70g/cm³, respectivamente.

QUADRO 5 – Distribuição do pH, porcentagem e peso molecular do SiO₂ Al₂O₃ Fe₂O₃ no paleossolo P1

Profundidade Metros/amostra	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		pH
	%	P.Molec.	%	P.Molec.	%	P.Molec.	
2,72 – P1.2	81,40	1,310	11,19	0,1097	1,28	0,008	4,03
3,00 – P1.1	82,10	1,324	11,10	0,1088	1,32	0,00825	3,91

QUADRO 6 – Demonstrativo da distribuição granulométrica e densidade real e aparente do paleossolo P1

Profundidade Metros	Argila %	Silte %	Areia %	Grânulo %	Seixo %	Densidade g/cm ³	
						Real	Aparente
2,72 – P1.2	15,2%	18,3%	65,2%	1,1%	0,1%	2,72	1,70
3,00 – P1.1	21,4%	15,0%	63,3%	0,3%	0,0%	2,68	1,719

4.3.2 Paleossolo P2

4.3.2.1 Descrição macroscópica

O paleossolo **P2** (figura 6 e 6a), posicionado entre os paleossolos P1 e P3, tem espessura média de 0,75m, podendo chegar a 1,15 m na janela 4 (J4). A cor predominante desta unidade, quando seca, é bruna (7.5YR4/2) e preta (10YR2/1) quando úmida. Diferentemente do paleossolo P1, cujo mosqueamento restringia-se ao terço superior da unidade, esta possuiu mosqueados (aproximadamente 15%) amarelo-avermelhados (7.5YR6/8), amarelo-brunados (10YR6/8) e cinzentos (2.5Y6/1) que se distribuem ao longo da unidade. Com textura franco-argilo-arenosa a franco arenosa e baixa plasticidade este paleossolo possui concentrações de areia média e fina, muito branca, que formam lâminas descontínuas, subhorizontais a atual superfície do afloramento. Nele também foram identificados pedotúbulos impregnados de oxihidróxido de Fe, nódulos de Fe₂O₃ e molibdenita quelatizada com matéria orgânica (M.E.V. ver Capítulo VII). A área de distribuição dessas feições determinou a individualização dessa unidade 4 subunidades, denominadas de P2.1, P2.2, P2.3, P2.4.

A base do paleossolo **P2**, que compreende a subunidade **P2.1** e está a 2,70m na janela 3 (J3), tem cor predominante, quando seca, bruna (7.5YR4/2) e quando úmida preta (7.5YR2.5/1), mosqueadas com amarelo-avermelhado (7.5YR6/8), amarelo-brunado (10YR6/8) e bruno-amarelo-escuro (10YR4/6). O caráter mosqueado (20%), que se distribui pelo paleossolo, é dado, preferencialmente, por concentrações de oxihidróxido de Fe que preenchem os poros da unidade. Apesar da aparência, a vista desarmada, sugerir a presença nódulos ferruginosos, estas concentrações são, na verdade, cutãs de poros, cujas espessuras não ultrapassam

1 mm de diâmetro. O conteúdo orgânico macroscópico é constituído por fragmentos de carvão de aspecto fibroso e dimensões que não ultrapassam 1 mm de diâmetro e 2 mm de comprimento, dispostos subhorizontalmente à superfície do afloramento. Diferentemente do paleossolo P1 esses fragmentos orgânicos são individualizados e pouco comuns nesta subunidade. Parte deles (aproximadamente 10%) encontra-se envolta por cutãs oxiidróxidos de Fe na cor vermelha (10R4/8) e amarelo-brunada (10YR6/8).

Com textura franco argilo arenosa e baixa umidade, esta porção do paleossolo é a que apresenta maior concentração de lâminas descontínuas não paralelas compostas de fragmentos de quartzo na fração areia grossa e média. As lâminas são onduladas, não paralelas, subhorizontais e têm entre 1 e 2 mm de espessura, podendo chegar a 6 cm de comprimento. A areia que forma essas lâminas é branca (1gley8/N) e bem selecionada. Sua origem parece estar relacionada a fluxos difusos pretéritos. A fração grânulo é constituída basicamente por quartzo e por raros fragmentos de folhelho. Digno de nota é o fato de não ter sido identificada à presença de fragmentos de arenito nesta porção do paleossolo P2, ao passo que este material era relativamente abundante no paleossolo P1. Esta discrepância parece estar relacionada a mudanças no ambiente de contribuição dos clastos.

A subunidade **P2.2** situada entre 2,70 m e 2,60 m de profundidade, mais úmida que a P2.1, tem cor cinzento-escura (7.5YR4/1) quando seca, e preta (10YR2/1) quando úmida. O mosqueamento (25%) amarelo-brunado (10YR6/8) e vermelho (10R4/8) é fornecido pelas concentrações de oxiidróxidos de Fe, cujas espessuras não ultrapassam 1 mm. Já o mosqueado (10%) cinzento-oliváceo (2.5YR6/1) compreende as paredes dos macroporos saturados de água circulante. Proporcionalmente, esta subunidade é muito mais mosqueada do que a P2.1. Em relação ao seu conteúdo orgânico, este se restringe ao material coloidal, diferentemente do ocorre na subunidade P2.1 e do paleossolo P1. A textura é franco-arenosa, com predomínio de areia média e areia fina dispersa na matriz. Pontualmente apresenta pequenas concentrações de silte, muito compactas, com até 5cm de espessura e 10 a 12 cm de comprimento. Essas estruturas, de cor bruna (7.5YR4/4), apesar de visíveis apresentam limites difusos e não possuem nenhum padrão de distribuição.

A subunidade **P2.3**, situada entre 2,60 m e 2,40 m de profundidade, menos úmida que a camada subjacente (P2.2), é cinzento-escuro (7.5YR4/1) quando seca e bruno-acinzentado muito escuro (10YR3/2), quando úmida. As cores do mosqueamento (20%) são cinzento (2.5Y6/1), amarelo-oliváceo (2.5Y6/8) e amarelo-brunado (10YR6/6). A origem deste mosqueamento é a mesma da subunidade P2.2. O conteúdo orgânico restringe-se à fração coloidal, ou seja, não foi identificado nenhum fragmento orgânico nesta porção do paleossolo P2.3. A textura da subunidade é franco argilo-arenosa, com pouquíssimos grânulos de quartzo (menos de 1%). A areia média e fina pode ser encontrada em concentrações que formam estratos descontínuos, ondulados e subhorizontais a superfície do afloramento. Possuem espessuras de 1 a 3 mm e, não raro, 7 cm de comprimento. São areias brancas (10YR8/N), bem selecionadas, isentas de umidade local e sem nenhuma forma de cutã entremeando ou cimentando os espaços intergrãos. A forma e a distribuição desses estratos descontínuos sugerem acúmulo ou deposição via escoamento superficial difuso.

Situado entre 2,40 m e 2,20 m de profundidade, o paleossolo **P2.4** tem cor cinzenta (10YR6/1) quando seca e cinzento-escuro (10YR4/1) quando úmido. Essas cores são mosqueadas com amarelo-avermelhadas (5YR 6/8; 7/8) e vermelho-claras (10R 6/8; 7/8). Os resíduos orgânicos identificados pertencem a fragmentos de raízes atuais, que podem estar parcialmente preenchidos (*infilling*) por argila ou por cutãs típicos (no *sensu* de BULLOCK *et al.*, 1985). Já os biotúbulos (feições tubulares originadas por atividades bióticas – raízes ou insetos e animais escavadores) têm espessuras entre 1 e 2 mm, e estão preenchidas por oxiidratado de Fe ou por molibdenita quelatizada com carbono orgânico. Embora pouco abundantes na unidade, elas podem ser encontradas tanto em posição de vida (subvertical a vertical) como dispostas subhorizontalmente a atual superfície do afloramento. A umidade é baixa e está condicionada aos períodos de maior ou menor precipitação. Com textura franco arenosa e pouquíssimos grânulos (menos de 1%) de quartzo e arenito, além nódulos de oxiidróxidos de Fe, esta subunidade possui concentrações de areia fina, branca (10YR8/N) com espessuras de 1mm a 3mm e comprimento até 5 cm. Bem selecionadas e muito friáveis ao tato, elas tanto podem ser subhorizontais como subverticais e, até mesmo, em meia lua. A forma

dessas concentrações parece estar associada a fendas de dessecação pretéritas e a bioturbação (figura 10).

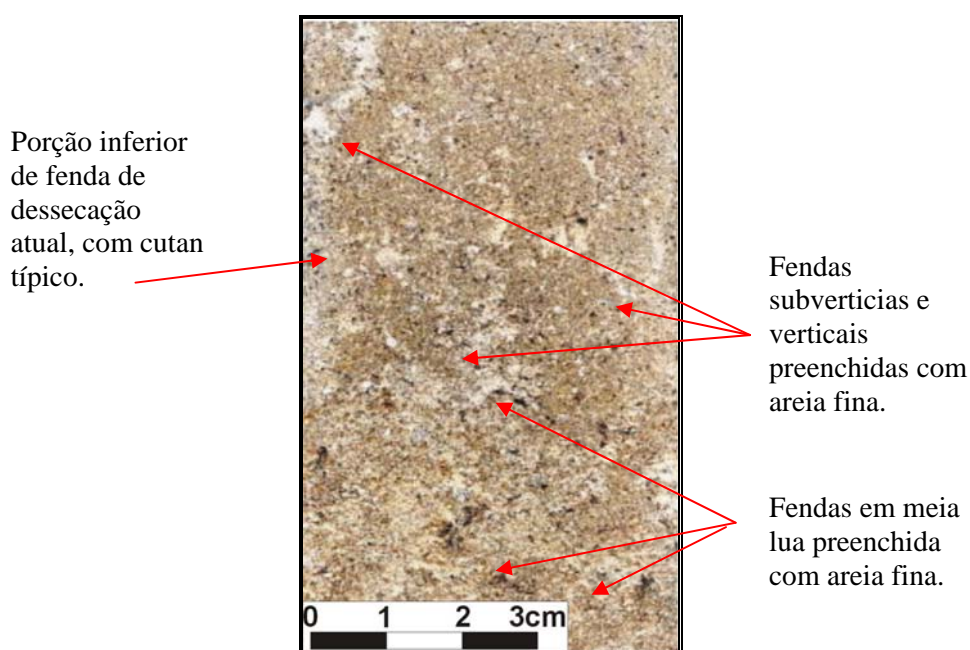


FIGURA 10 – Monólito do paleossolo P2.4. Note as concentrações de areia fina, branca e bem selecionada em forma de meia-lua, e preenchendo fendas verticais e subverticais.

As fendas atuais (figura 10) transpassam o paleossolo **P2.4** e as unidades que lhe sobrepõem, podendo atingir até 1m de comprimento por 8mm de largura. Apesar de a base dessas fendas não ser nítida, devido à presença de umidade, que mascara os limites verticais, as paredes geralmente são preenchidas por cutãs de argila translocada dos níveis superiores. A presença de areia média ou mesmo fina preenchendo essas fendas é rara. Já as concentrações subverticais a verticais de areia fina não apresentam cutãs em suas paredes, são mais curtas e estreitas que as atuais. As concentrações em meia-lua parecem ter-se originado pela perturbação pós-deposicional de raízes, ou pela formação de novas fendas que promoveram a

movimentação desta subunidade. No caso das concentrações subhorizontais estas também devem estar relacionadas às fendas de dessecação subverticais que geram ramificações hierarquizadas.

4.3.2.2 Resultados parciais de laboratório

O teor de matéria orgânica (quadro 7), determinado em laboratório para as subunidades que compõem o paleossolo P2, apresentou pouca variação, ficando em média com 4,62%MO. A análise do pH indicou ser a unidade extremamente ácida, com pH 3,98 na base e 4,02 no topo. Dentre os resultados obtidos para os 10 maiores óxidos (quadro 7) destacar-se-ão, neste momento, os teores de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 . O percentual de participação do SiO_2 na subunidade P2.4 e P2.1 (topo e base do paleossolo P2), foi de 77%, enquanto nas subunidades P2.3 e P2.2, que compreende a porção central do paleossolo, foi de 80% e 67% respectivamente. O Al_2O_3 foi de 11% para o P2.4 e P2.1, e 7% e 14% para o P2.3 e P2.2. Tanto a SiO_2 quanto o Al_2O_3 mantêm os mesmos percentuais para o topo e a base, sofrendo alterações apenas na porção central do Paleossolo. Já o Fe_2O_3 mantém o percentual de 2,16% para as subunidades P2.4 e P2.3, dobrando sua participação na P2.2 com 4,75% e caindo, novamente, para 3,20% na subunidade P2.2.

Os resultados da análise granulométrica (quadro 8) demonstraram que na base do paleossolo P2, 22,6% do material é composto por argila, 13,5% de silte, 63,4% de areia (5,7% areia grossa, 20,9% areia média, 25% areia fina e 11,8% areia muito fina), e 0,6% de grânulo. Já a P2.2 possui 16,4% de argila, 18,5% de silte, 64,7% de areia (5,4% areia grossa, 18,8% areia média, 28,5% areia fina e 12% de areia muito fina), e 0,4% de grânulo. A subunidade P2.3 possui 22,4% de argila, 23,3% de silte, 53,5% de areia (7,3% areia grossa, 15,8% areia média, 14,1% areia fina e 15,3% de areia muito fina), 0,8% de grânulo e 0,1% de seixo. A P2.4 tem 17,7% de argila, 15,7% de silte, 66,2% de areia (5,5% areia grossa, 17,1% areia média, 23,8% areia fina e 19,8% areia muito fina) e 0,3% de grânulo. A maior densidade real determinada foi $2,8\text{g/cm}^3$ nas subunidades P2.1 e P3.3, e a menor na P2.2 ($2,66\text{g/cm}^3$). A densidade aparente determinada para base e o topo deste paleossolo (P2) foi de $1,40\text{g/cm}^3$ e $1,42\text{g/cm}^3$, enquanto na porção central foi $1,35\text{g/cm}^3$ e $1,33\text{g/cm}^3$.

QUADRO 7 - Comparativo de óxidos de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, carbono orgânico; pH; densidade e textura das subunidades componentes do paleossolo P2

Sub-unidades do paleossolo P2	Óxidos % moléculas grama			Matéria Orgânica %MO	pH	Densidade g/cm ³		Textura
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			Real	Aparente	
	P2.4	77,45% 1,290	11,46% 0,112			2,16% 0,013	4,72	
P2.3	80,86% 1,347	7,34% 0,071	2,16% 0,013	4,05	3,9	2,71	1,93	Franco argilo arenosa
P2.2	67,72% 1,128	14,09% 0,138	4,75% 0,029	4,88	3,9	2,66	1,60	Franco arenosa
P2.1	77,03% 1,283	11,54% 0,113	3,20% 0,020	4,85	3,9	2,82	1,78	Franco argilo arenosa

QUADRO 8 – Demonstrativo da composição granulométrica nas subunidades que formam o paleossolo P2

Profundidade	subunidade	Argila	Silte	Areia	Granulo	Seixo
2,24m	P2.4	17,7%	15,7%	66,2%	0,3%	0,0%
2,40m	P2.3	22,4%	23,3%	53,5%	0,8%	0,1%
2,50m	P2.2	16,4%	18,5%	64,7%	0,4%	0,0%
2,60m	P2.1	22,6%	13,5%	63,4%	0,6%	0,0%

4.3.3 Paleossolo P3

4.3.3.1 Descrição macroscópica

O terceiro paleossolo (**P3**) tem cor bruno-muito-escura (10YR2/2) quando seco, e cinza (10YR5/1) quando úmido, é mosqueado com amarelo-avermelhado (5YR6/8), vermelho-claro (2.5YR6/8) e amarelo (2.5Y7/6). Situado à profundidade de média de 2,00 m, esta unidade se sobrepõe aos demais paleossolos (P1 e P2) e é sobreposto por cinco unidades pedossedimentares, mais o horizonte “Ap”. O contato inferior deste paleossolo (P3) é gradual e o superior abrupto, formando uma linha horizontal subparalela à superfície do afloramento. A espessura desta unidade vai de 0,30 m na janela um a 0,90 m na janela três (figura 6). Nesta última janela, parte

da parede da voçoroca não avançou lateralmente, revelando a inclinação de 7° do paleossolo P3, em direção ao eixo central da voçoroca. Esta inclinação sugere a presença de uma paleoconcauidade ou paleocanal de primeira ordem no local ocupado, atualmente pela voçoroca Monjolo.

Como na unidade subjacente, o paleossolo **P3** foi subdividido em três subunidades P3.1, P3.2 e P3.3. Estas subunidades correspondem à base, o centro e o topo do paleossolo P3. Este procedimento torna a descrição macroscópica e análises laboratoriais mais detalhadas, favorecendo a interpretação deste paleossolo e da seção Monjolo.

A subunidade ou paleossolo **P3.1** compreende a base do paleossolo P3, situado entre 2,20 m e 2,24 m de profundidade. A cor é cinza (10YR5/1) quando úmida e cinzento-brunado-clara (10YR6/2) quando seca. O mosqueamento é amarelo-oliváceo (5YR6/8) e amarelo (2.5Y7/6). O mosqueamento (aproximadamente 25%) é devido à presença de nódulos de oxiidratados Fe com 1 a 2 mm de diâmetro e a macroporos parcialmente preenchidos com Fe ou com as paredes hidromorfizadas. A textura é franco arenosa, com predomínio de areia fina e muito fina. Os fragmentos orgânicos identificados pertencem a fragmentos de raízes da vegetação atual. Fendas sub-verticais atuais transpassam o paleossolo e o corpo pedossedimentar servindo de vasocomunicador entre as unidades. Através delas são translocadas argila e areia fina, que tanto podem formar películas nas paredes das fendas, como preenchê-las. Neste caso, o material mais comumente encontrado é areia fina a muito fina. Dissociadas dessas fendas, estão às concentrações sub-verticais de areia fina, cuja forma e distribuição sugerem a presença de fendas de dessecação pretéritas.

O paleossolo **P3.2**, situado entre 2,0 m e 1,84 m tem cor cinza (10YR5/1) quando úmido e cinzento-brunado-claro (10YR6/2) quando seco. O mosqueamento é amarelo-oliváceo (5YR6/8), amarelo (2.5Y7/6) e vermelho (2.5YR5/8). De textura franco-arenosa, esta subunidade difere da P3.1 por seu conteúdo em pedotúbulos e no mosqueamento (30%) mais intenso. Nesta porção do paleossolo P3, aproximadamente 70% dos pedotúbulos identificados se encontram em posição de vida, ou seja, dispostos subverticalmente à superfície do afloramento. Estas feições têm dimensões de 1 a 3 mm de diâmetro e até 30 mm de comprimento e são total ou

parcialmente preenchidas por oxiidratados de Fe. A forma tubular irregular, com cone para baixo e a posição majoritariamente subvertical, corrobora a hipótese de esses pedotúbulos terem-se originado a partir de raízes pretéritas.

De acordo com Retallack (1997), resíduos orgânicos geralmente são preservados sob condições altamente redutora (Eh negativo). Para esse autor, na ausência de resíduos orgânicos preservados, as seguintes feições podem ser utilizadas para reconhecer traços de raízes de tocas de insetos escavadores ou outras feições do solo:

a) forma tubular irregular, com cone para baixo;

b) ramificações para baixo ou do centro para fora; e

c) forma semelhante à sanfona, devido à compactação dos sedimentos que circulam lateralmente ou ao redor das raízes.

Segundo Brewer (1976), quando as raízes morrem, o tubo formado por elas pode ser preenchido por argila, areia fina ou oxiidratados de Fe, a partir da água percolante. Um exemplo é o ferro solúvel (Fe^{2+} - cinza ferroso), que é mobilizado dentro da rizosfera⁶ saturada de água. Nos períodos secos, a rizosfera pode ser oxidada e ferro transformado para Fe^{2+} (amarelo a vermelho, ferro férrico), cimentando o entorno das raízes, dando origem a rizoncreções ferruginosas (RETALLACK, 1997).

A subunidade **P3.3**, que compreende o topo do paleossolo P3, situado entre 1,84 m e 1,62 m de profundidade tem cor bruna muito escura (10YR 2/2) e cinza (10YR 5/1) mosqueada com amarelo (2.5Y 7/6) e vermelho (2.5YR 5/8). O contato com a unidade sobrejacente é abrupto (figura 11), formando uma linha horizontal, suavemente ondulada e paralela à superfície do afloramento. De textura franco-arenosa, com predomínio de areia fina, grânulos de quartzo e arenito, com baixa umidade; esta unidade possui fendas de dessecação pretéritas que se formaram antes da deposição do pacote sedimentar Colúvio IA. São feições subverticais com eqüidistância em torno de 20 cm e 30 cm, com comprimento de 40 cm e largura de 1

⁶ A rizosfera segundo Richards (1987), *apud* Retallack (1997), é a área de influência da raiz no solo. Ela inclui a zona gelatinosa (*mucigel*) rica em fungos e bactérias do entorno da raiz, bem como as áreas influenciadas pelas soluções diluídas que partem da raiz.

a 15 mm. O material que as preenche é composto por quartzo na fração areia fina, nódulos de argila e cutãs típicos de oxiidratado de ferro eluviados do Colúvio 1. Apesar da exposição bidimensional destas fendas, a eqüidistância, a forma de cone para baixo, as dimensões e a qualidade do material que as preenchem, corroboram a hipótese de fendas de dessecação interligadas, formando polígonos. Em outras palavras, são fendas de dessecação associadas a gretas de contração.

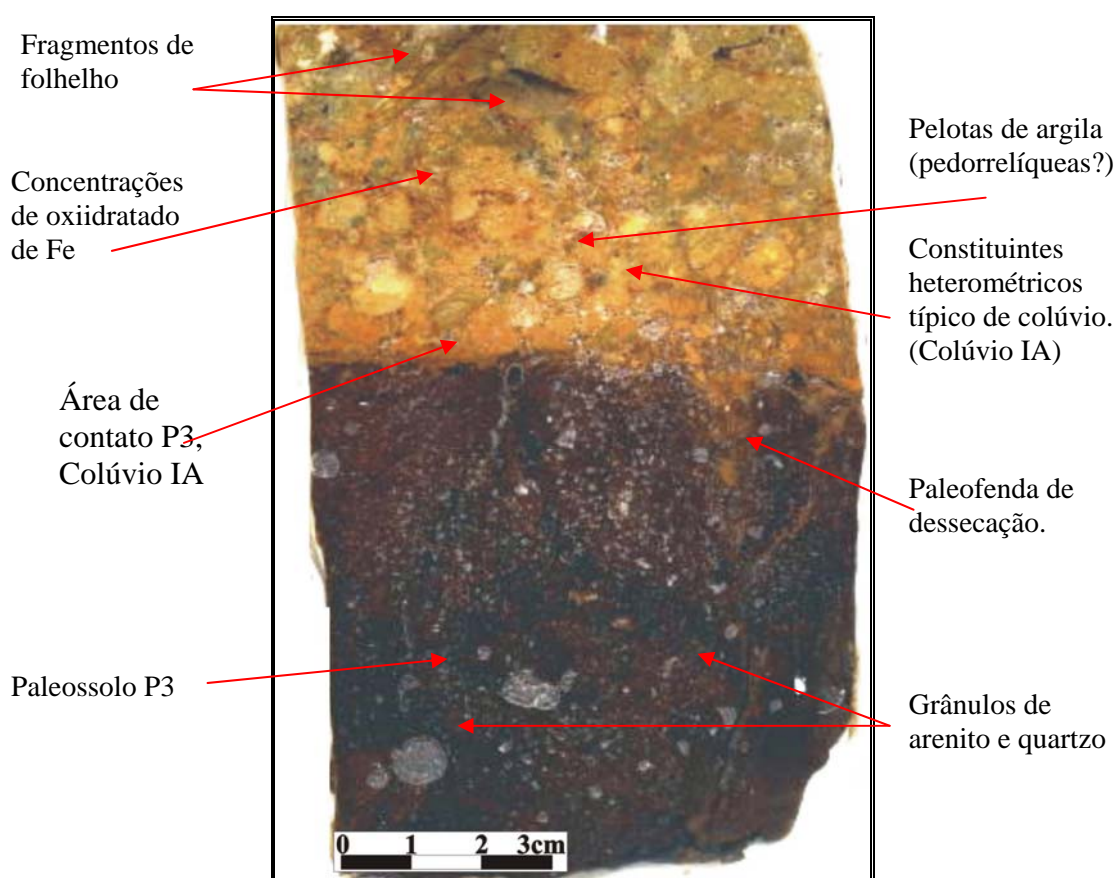


FIGURA 11 – Monólito da área de contato entre o Paleossolo P3 e o Colúvio 1A. Note as paleofendas de dessecação preenchidas com material oriundo do Colúvio I.

Esta hipótese considera a teoria de que fendas de dessecação (figura 12) se formam em meio argiloso, tendo forma cônica inclinada, são preenchidas por areia ou outros fragmentos de material alóctone e em planta são poligonais. Fendas individuais têm larguras centimétricas. Os polígonos podem ter 0,5 cm e as fendas podem estender-se por distâncias equivalentes. Segundo Picard (1966), *apud* Selley

(1988) fendas de dessecação lineares e descontínuas podem não ter nenhuma ligação com os polígonos, mas têm orientação paralela a paleolama. Fendas de dessecação podem ser diferenciadas de fendas de contração (sinerése), se elas estiverem associadas com impressão de chuva, pistas de vertebrados ou outros indicadores de exposição subaérea (SELLEY, 1988).

De acordo com Selley (1988), fendas de contração são formadas em argila por perda espontânea de umidade abaixo de um corpo de água. Elas são distinguidas das fendas de dessecação pelo fato de elas serem preenchidas por argila similar ao material do polígono, ou ainda pela presença de pouquíssimos materiais grossos. Além disso, fendas de contração geralmente são muito menores que as fendas de dessecação.

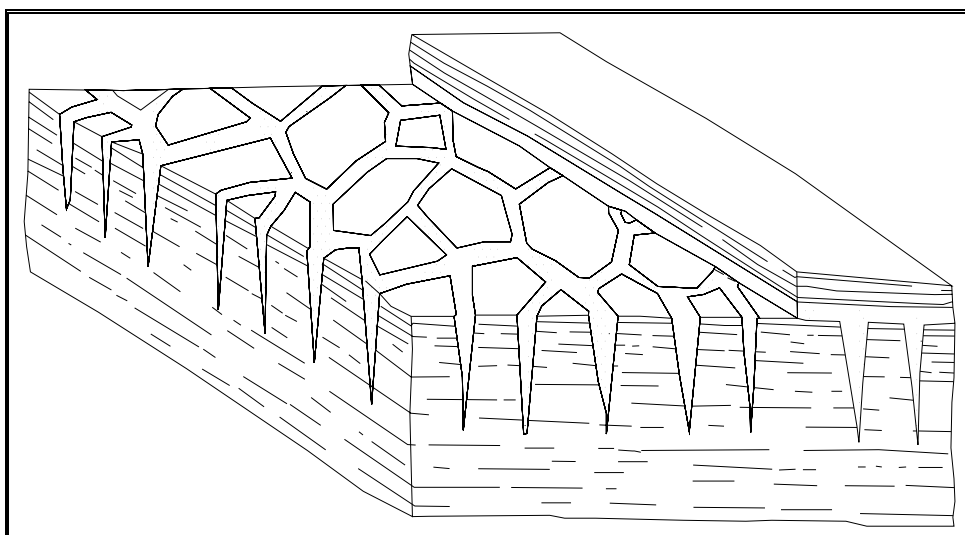


FIGURA 12 – Fendas de dessecação segundo Selley (1988).

Para Selley (1988), a distinção entre fendas de dessecação subaérea e sinérese subaquática não é fácil de fazer. Principalmente porque os grandes polígonos de praias modernas, por exemplo, têm sua origem na combinação de desidratação subaérea e subaquática com complexas histórias relacionadas a mudanças climáticas quaternárias.

As fendas atuais que cortam os paleossolos e as unidades coluviais que os sobrepõem se originam da desidratação da face exposta à atmosfera (parede da voçoroca) e da tração exercida pelo deslocamento das paredes da voçoroca em

direção ao eixo central da voçoroca. Essas fendas são preenchidas por argila e areia fina. Diferenciam-se das fendas pretéritas (do sistema de fendas de dessecação) pelo material que as preenche e por constituírem feições que se destroem ao toque.

Os pedotúbulos identificação são tubos irregulares e cônicos com aproximadamente 1mm a 3mm de espessura e até 30 mm de comprimento, preenchidos por oxiidratado de ferro. Dispostos em posição de vida e subhorizontalmente estão dispersos pela unidade.

4.3.3.2 Resultados parciais de laboratório

A matéria orgânica quantificada no paleossolo P3 demonstrou uma menor concentração na base desta unidade (3,8%MO), enquanto o centro e o topo da unidade mantiveram a mesma proporção 4,80%MO. Como nos demais paleossolos, o pH é extremamente ácido, 3,90 na subunidade P3.1, 4,09 na P3.2 e 4,16 na P3.3.

Dentre os 10 maiores óxidos os percentuais de SiO_2 encontrados na base (P3.1) e centro (P3.2) da unidade foram 86,58% e 88,14%, enquanto no P3.3 foi de 77,16% (quadro 9). Para o Al_2O_3 obteve-se 8,91% e 8,58% para o P3.1 e P3.2 respectivamente, e 2,35% para o Fe_2O_3 . Tanto o óxido de silício, quanto o óxido de alumínio mantiveram certa estabilidade na base e centro do paleossolo, variando apenas no topo deste. Entretanto, a relação molécula-grama entre o SiO_2 e o Al_2O_3 ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) no paleossolo P3 sugere uma zona de enriquecimento de argila no P3.3 (quadro 9).

Os resultados da análise granulométrica (quadro 10) demonstraram que a unidade possui textura franco arenosa. Na base da unidade (P3.1), o material é composto por 12,8% de argila, 20,6% de silte, 65,9% de areia (5% areia grossa, 15% areia média, 20% areia fina e 22% areia muito fina) e 0,6% de grânulo. A porção central (P3.2) possui 9,6% de argila, 28,2% de silte, 61,1% de areia (6% areia grossa, 18% areia média, 15% areia fina, 20% areia muito fina) e 1,1% de grânulo. No topo do paleossolo P3, a argila participa com 19,4%, silte com 21,1%, areia com 58,4% (9% areia grossa, 20% areia média, 17% areia fina, 10% areia muito fina), grânulo com 0,9% e seixo com 0,2%. A fração seixo aparece somente na porção superior do paleossolo P3.

QUADRO 9 - Comparativo de óxidos de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃; Matéria orgânica; pH; densidade e textura das subunidades componentes do paleossolo P3

Sub-unidades do paleossolo P3	Óxidos % moléculas grama			Matéria Orgânica %MO	pH	Densidade g/cm ³		Textura
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			Real	Aparente	
P3.3	77,16% 1,286	12,23 0,119	2,35% 0,014	4,80	4,1	2,8	1,607	Franco arenosa
P3.2	88,14% 1,469	8,58% 0,084	1,84% 0,011	4,80	4,0	2,62	1,58	Franco arenosa
P3.1	88,58% 1,476	8,91 0,087	1,98% 0,012	3,80	3,9	2,72	1,789	Franco arenosa

QUADRO 10 – Demonstrativo da composição granulométrica nas subunidades que formam o paleossolo P3

Profundidade	Unidade	Argila	Silte	Areia	Granulo	Seixo
1,62 m	P3.3	19,4%	21,1%	58,4%	0,9%	0,2%
1,84 m	P3.2	9,6%	28,2%	61,1%	1,1%	0,0
2,00 m	P3.1	12,8%	20,6%	65,9%	0,6%	0,0

4.3.4 Colúvio IA

4.3.4.1 Descrição macroscópica

Esta unidade coluvial recebeu o número arábico seguido da letra “A”, em função de não ter sido possível identificá-la nas sondagens que originaram as toposseqüências e pelo fato de ser extremamente similar ao Colúvio I. O Colúvio IA (figura 6) depositado sobre o paleossolo P3 tem cor amarelo-olivácea (2.5Y6/8) e amarela (2.5Y7/8), mosqueada (15% a 20%) com amarela (5Y8/8) e amarelo-avermelhada (7.5YR7/8). O contanto inferior é abrupto e o superior é difuso. Situado entre 1,62 m e 1,46 m na janela 2, com espessura média de 0,20 m, ele se espessa na altura da janela 3 e reduz, novamente, sua espessura na janela 4. Na altura desta janela (J4) a unidade acompanha a inclinação de 7° do paleossolo P3 em direção ao eixo central da voçoroca. A textura é areno-siltosa, com grânulos formados, principalmente, por fragmentos subarredondados argilo-arenosos, poucos

fragmentos de arenito, quartzo e alguns nódulos oxiidratados de ferro. A forma da unidade e o arranjo de seus constituintes sugerem a presença de fluxo com constituintes heterométricos, típico de colúvio. Entremeando o material clástico, ocorrem concentrações de oxiidratado de Fe, provavelmente formando cutans. A unidade não possui resíduos orgânicos macroscópicos atuais ou pretéritos.

4.3.4.2 Resultados parciais de laboratório

A matéria orgânica quantificada nesta unidade foi 0,8%MO. Como nas demais unidades subjacentes, o pH é extremamente ácido, 4,00. Dentre os 10 maiores óxidos, o percentual de SiO₂ encontrado foi de 75,35% (acima do limite superior da curva), com molécula-grama de 1,255. Já o percentual quantificado para o Al₂O₃ foi 12,23% com molécula grama de 0,119 e o Fe₂O₃ 2,45% ou 0,0153 molécula-grama. A densidade real está em 2,8g/cm³ e a densidade aparente em 1,62723g/cm³.

A análise granulométrica identificou os seguintes percentuais: argila 11,1%, silte 15,8%, areia 68% (3,91% areia muito grossa, 18,32% areia grossa, 19,32% areia média, 16,45% areia fina e 10% areia muito fina), grânulo 4,7% e seixo com 0,4%. Cabe ressaltar que, devido à impossibilidade de separarem-se as pelotas ou fragmentos de argila da matriz fina da amostra, estas são, em grande parte, destruídas pelo processo de moagem das amostras. Conseqüentemente, argila, silte e areia nelas contidas, acabam sendo computadas como componentes da fração fina da amostra. Portanto os resultados laboratoriais, neste caso, podem induzir o erro de interpretação. Este problema foi solucionado através da interpretação conjunta da análise granulométrica, micromorfológica e anotações de campo.

4.3.5 Colúvio I

4.3.5.1 Descrição macroscópica

O Colúvio I tem cor amarela (2.5Y7/8) quando seco e amarela (5Y8/8) quando úmido. O mosqueamento (30%) é branco (5Y8/1) e vermelho (10R4/8). O contato sobrejacente e subjacente é difuso. Situado entre 1,46 m e 1,30 m na janela 2, ele mantém a espessura em torno de 0,20m ao longo da seção. Na altura da janela 4,

ele possui inclinação de aproximadamente 3° em direção ao eixo central da voçoroca.

A textura é areno-siltosa, com grânulos formados principalmente por fragmentos subarredondados argilo-arenosos, com poucos fragmentos de arenito, folhelho, quartzo e pouquíssimos nódulos oxiidratados de ferro. A base e o topo da unidade possuem clastos suportados e polimodais, sem gradação definida. Entretanto, a porção central da unidade possui concentrações de areia fina, muito branca (5Y8/1) que, em alguns casos, envolvem grânulos subarredondados argilo-arenosos. Essas concentrações têm características de matriz suportada polimodal com gradação normal (figura 13). A forma, constituição física e o arranjo desses clastos sugerem a presença de fluxos densos em eixo de paleocanal. Como no Colúvio IA, embora em menor intensidade, ocorrem concentrações de oxiidratado de Fe entremeando o material clástico. Não há registros de resíduos orgânicos macroscópicos na unidade.

4.3.5.2 Resultados parciais de laboratório

O teor de matéria orgânica do Colúvio I é de 0,3%MO. Como em outras unidades, o pH é extremamente ácido 4,22. Dos 10 maiores óxidos, o percentual de SiO₂ foi de 72,28%, com molécula-grama de 1,204, o Al₂O₃ 14,54% com molécula grama de 0,142 e o Fe₂O₃ 2,95% ou 0,0184 molécula-grama. A densidade real está em 2,72g/cm³ e a densidade aparente em 1,5586g/cm³.

Os percentuais obtidos na análise granulométrica foram: argila 12%, silte 21,1%, areia 65,6% (1,2% areia muito grossa, 12,1%, areia grossa, 21,9% areia média, 16,2% areia fina e 14,2% areia muito fina) e grânulo 1,2%. Como no Colúvio 1, a impossibilidade de separarem-se as pelotas ou fragmentos de argila da matriz fina da amostra, grande parte delas foi destruída pelo processo de moagem. Conseqüentemente argila, silte e areia nelas contidas acabam sendo computadas como componentes da fração fina da amostra. Portanto, os resultados laboratoriais, neste caso, podem induzir o erro de interpretação, se desconsiderados outros parâmetros como análise de campo e micromorfologia.

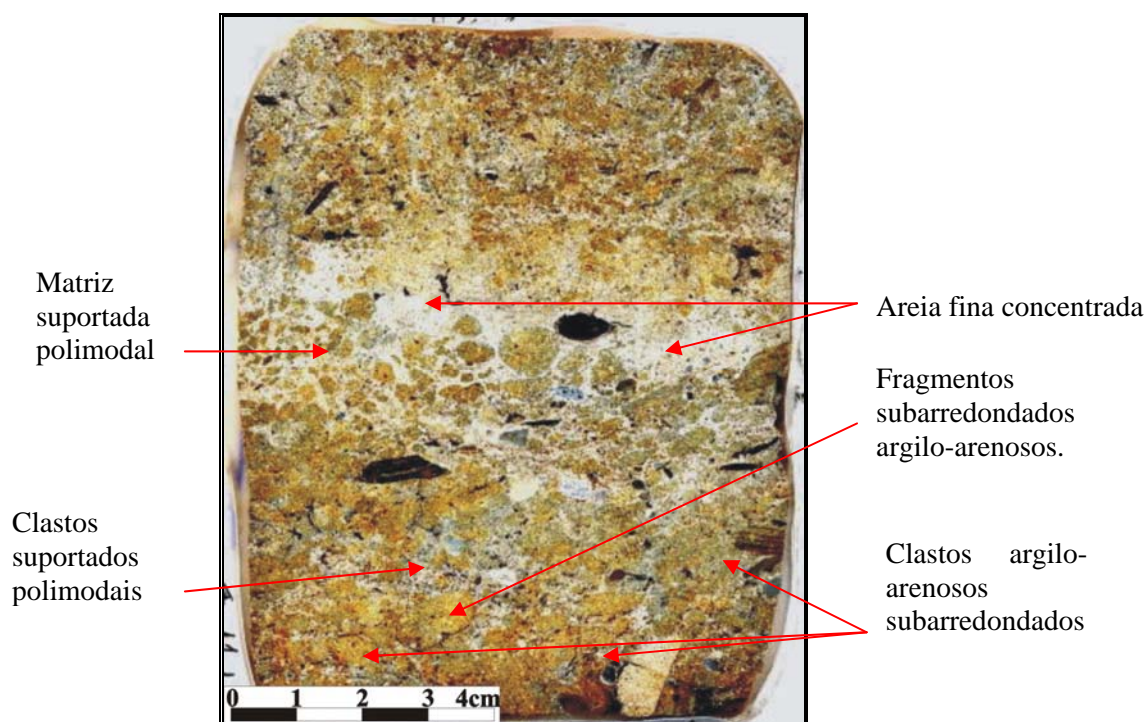


FIGURA 13 – Monólito Colúvio I. Note o padrão de distribuição dos clastos e concentração de areia média.

4.3.6 Colúvio II

4.3.6.1 Descrição macroscópica

O Colúvio II tem cor amarela (5Y8/8) quando seco e bruno-clara (5Y7/2) quando úmida. O mosqueamento (25%) é amarelo (10YR7/8) e amarelo-brunado (10YR6/8). O contato sobrejacente e subjacente é difuso. Situado entre 1,30 m e 1,10 m na janela 2 possui espessura média de 0,25m ao longo da seção. A textura é areno-siltosa, com grânulos formados por fragmentos subarredondados argilo-arenosos, arenito, argilito e quartzo. Diferentemente do Colúvio I, não ocorrem grandes concentrações de oxiidratado de ferro, embora possam ser encontrados capeando parte dos grânulos. A unidade possui alto teor de umidade. O material orgânico é composto por fragmentos de raízes atuais e restos de insetos.

4.3.6.2 Resultados parciais de laboratório

O teor de matéria orgânica para o Colúvio II é de 0,8%MO. Similar às outras unidades, o pH é extremamente ácido 4,08. Dos 10 maiores óxidos, o percentual de SiO_2 foi de 71,88%, com molécula-grama de 1,198, o Al_2O_3 13,87% com molécula grama de 0,135 e o Fe_2O_3 3,93% ou 0,024 molécula-grama. A densidade real está em $2,76\text{g/cm}^3$ e a densidade aparente em $1,623\text{g/cm}^3$.

Os percentuais obtidos na análise granulométrica foram: argila 15,1%, silte 22,8%, areia 58,6% (2,1% areia muito grossa, 12,3%, areia grossa, 19,1% areia média, 13,9% areia fina e 11,2% areia muito fina), grânulo 3,2% e seixo 0,4%. Como no Colúvio I, a impossibilidade de separarem-se as pelotas ou fragmentos de argila da matriz fina da amostra, grande parte delas foi destruída pelo processo de moagem. Conseqüentemente argila, silte e areia nelas contidas, acabam sendo computadas como componentes da fração fina da amostra. Portanto, os resultados laboratoriais, neste caso, podem induzir a erro de interpretação, se desconsiderados outros parâmetros como análise de campo e micromorfologia.

4.3.7 Colúvio III

4.3.7.1 Descrição macroscópica

O Colúvio III tem cor amarela (5Y8/8) quando seco e bruno-clara (5Y7/2), quando úmido. O mosqueamento (30%) é amarelo (10YR7/8) e amarelo-brunado (10YR6/8). O contato sobrejacente e subjacente é difuso. Situado entre 1,00e 0,60m na janela 2 possui espessura média de 0,15m ao longo da seção 1. Diferentemente das outras unidades, esta possui estrutura prismática. As fendas de dessecação que individualizam esta estrutura têm, nas porções mais estreitas, cutans típicos e delgados depósitos de areia média. A textura é areno-siltosa, com mais de 10% de grânulos constituídos de fragmentos subarredondados argilo-arenosos, arenito, folhelho e quartzo. Diferentemente do Colúvio I não ocorrem concentrações oxidatado de ferro, embora capeiem parte dos grânulos. O material orgânico é composto por fragmentos de raízes atuais e restos de insetos.

4.3.7.2 Resultados parciais de laboratório

O teor de matéria orgânica identificados no colúvio foi 0,8%MO. O pH é de 4,00 extremamente ácido. Dentre 10 maiores óxidos, o percentual de SiO_2 foi de 73,11%, com molécula-grama de 1,218, o Al_2O_3 12,33% com molécula grama de 0,120 e o Fe_2O_3 4,71% ou 0,029 molécula-grama. A densidade real está em $2,71\text{g/cm}^3$ e a densidade aparente em $1,6707\text{g/cm}^3$.

Na composição granulométrica da unidade a argila participa com 13,6%, a silte com 19,7%, areia com 53,5% (3,9% areia muito grossa, 15,5% areia grossa, 16,4% areia média, 10,5% areia fina e 7,2% areia muito fina), 12,6% grânulo e 0,6% de seixo. Parte da fração grânulo (fragmentos subarredondados areno-argilosos) foi destruída pelo processo de moagem. Conseqüentemente, a argila, a silte e a areia nelas contidas acabam sendo computadas como componentes da fração fina da amostra.

4.3.8 Colúvio IV

5.3.8.1 Descrição macroscópica

O Colúvio IV (figura 6) tem cor amarelo-olivácea (2.5Y6/8) quando seco e amarelo (2.5Y7/6), quando úmido. O mosqueamento (20%) é amarelo (10YR7/8) e vermelho (2.5YR4/8). O contato sobrejacente e subjacente é difuso. Situado entre e 0,55 m e 0,40 m na janela 2, possui espessura média de 0,12 cm ao longo da seção. A textura é areno-siltosa, com grânulos formados por fragmentos subarredondados argilo-arenosos, arenito, argillito e quartzo. Na base da unidade a distribuição é bimodal com clastos suportados subarredondados. Já a porção central (figura 14), apesar da concentração de material fino de cor oliva-bruno-escura (2.5YR3/3), tem distribuição polimodal de clastos suportados, assim como o topo desta unidade. Esta unidade tem praticamente as mesmas características do Colúvio III, porém mais pedogenizado e sob maior influência do horizonte Ap que o sobrepõe. O material orgânico é composto por fragmentos de raízes atuais e restos de insetos.

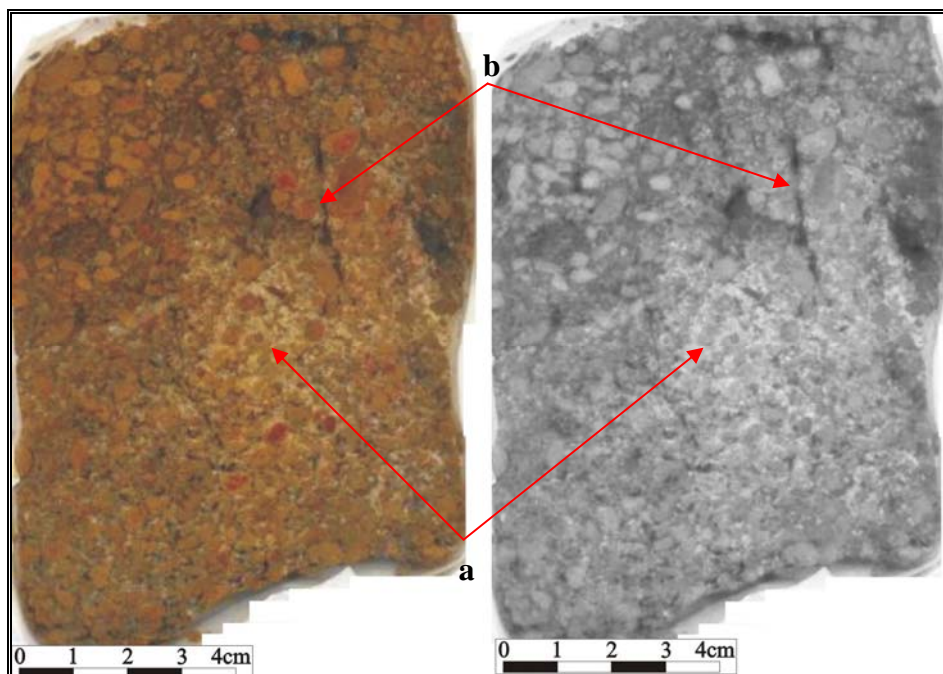


FIGURA 14 – Monólito do Colúvio IV. Imagem positiva a esquerda e negativa à direita. Clastos suportados, polimodal em “a”; fendas verticais e subverticais atuais sem preenchimento “b”.

4.3.8.2 Resultados parciais de laboratório

O teor de matéria orgânica do Colúvio IV é de 3,8%MO. O pH é extremamente ácido 4,08 e dentre os 10 maiores óxidos o percentual da SiO_2 é de 71,15%, com molécula-grama de 1,158, o Al_2O_3 13,02% com molécula grama de 0,127 e o Fe_2O_3 4,44% ou 0,027 molécula-grama. A densidade real está em $2,74\text{g/cm}^3$ e a densidade aparente em $1,820\text{g/cm}^3$.

O percentual de participação das frações granulométricas foi: argila 13,2%, silte 16,8%, areia 58,5% (5,8% areia muito grossa, 21,8% areia grossa, 18,7% areia média, 7,1% areia fina e 5,1% de areia muito fina), grânulo 10,2% e seixo 1,3%. Como nas unidades colúvias, parte dos grânulos é constituída por fragmentos argilo-arenosos alóctones, pouco resistentes à ação mecânica do destorroamento. Apesar desse problema, o erro encontrado está entre 3% e 5% na fração grânulo e em torno de 3% para as demais frações.

4.3.9 Horizonte Ap

4.3.9.1 Descrição macroscópica

A camada superficial desta seção sistemática é formada pelo horizonte Ap (figura 15), cujas espessuras variam entre 0,40 m e 0,15 m. A estrutura é indefinida, apesar das fendas de dessecação subverticais que transpassam a unidade. A indefinição da estrutura desse horizonte deve-se ao fato da mesma ser área agricultável, portanto, sujeita periódicas intervenções antrópicas. A cor é preta (10YR2/1) quando úmido e bruno-acinzentado-escuro (10YR4/2) seco. A textura é argilo-arenosa, com menos de 1% de grânulos de arenito e quartzo. Embora não apresentem estratificações é possível notar zonas ou áreas com maiores concentrações de areia média e fina. O conteúdo orgânico é composto por raízes de gramíneas e raras raízes de arbustos, ambas atuais. Além desses resíduos vegetais foram identificados fragmentos de insetos em biotúbulos. Os solos da área são classificados pela EMBRAPA como Cambissolo.

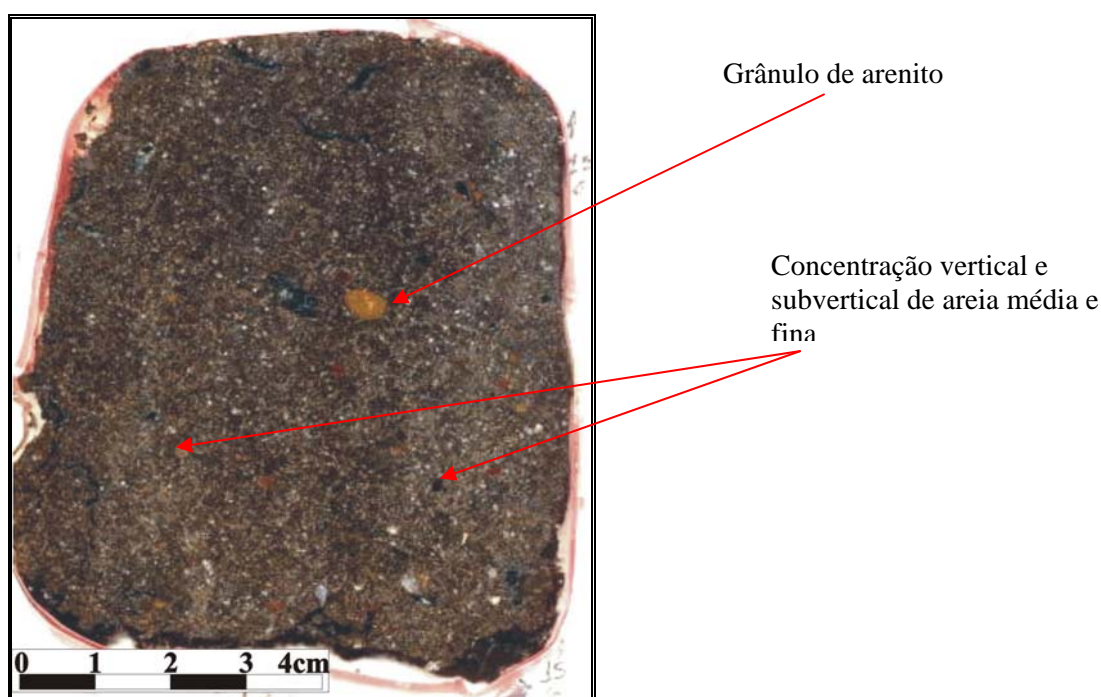


FIGURA 15 – Monólito do Horizonte Ap Cambissolo.

4.3.9.2 Resultados parciais de laboratório

Os resultados granulométricos indicam a argila com 25,2%, silte com 20%, areia com 54,5% (areia muito grossa 0,6%, 10,2% areia grossa, 23,1% areia média, 12,5% areia fina, 8,1% areia muito fina) e grânulo 0,2%.

4.4 Conclusões parciais

Cruzando longitudinalmente a encosta Monjolo, há uma concavidade para onde convergem os fluxos aquosos originados pela chuva. A partir do terço inferior da média encosta o centro da concavidade torna-se plano, muito úmido, com pequenas ravinas que evoluem para voçoroca na baixa encosta. Em parte da parede direita desta voçoroca, denominada Monjolo, os paleossolos foram expostos, permitindo a descrição e análise deles. A discussão apresentada a seguir é baseada nas descrições macroscópicas de campo e nos resultados laboratoriais parciais aqui descritos.

A litologia da encosta é constituída por arenito, folhelho, e arenito conglomerático. O arenito conglomerático aflora na base da encosta e são sobrepostos até a média encosta por folhelho. Este, por sua vez, é recoberto por arenito fino. Na baixa encosta está situada à voçoroca Monjolo e os depósitos de paleossolos e unidades colúviais estudadas.

Sondagens efetuadas no interior e borda da voçoroca Monjolo, com o objetivo de identificar a profundidade e o contato do paleossolo P1, determinaram que o mesmo se desenvolveu diretamente sobre a rocha (arenito conglomerático) sem ocorrência de alterito. A base do paleossolo P1 possui clastos constituídos por fragmentos de arenito e folhelho, o qual tem sua fonte localizada na média encosta. Entretanto, para que esse material chegue à baixa encosta bem preservado, como no caso dos folhelhos, é de supor-se que as rochas se encontravam, ao menos em parte, expostas na superfície e que a cobertura vegetal poderia ser mais rarefeita que a atual. Durante o período de formação deste paleossolo sucessivas acreções de materiais ocorreram concomitantemente à pedogênese. Dentre estas deposições,

destacam-se as concentrações de areia média e fina formando lâminas descontínuas, onduladas e subhorizontais, cuja origem parece estar relacionada à formação de fluxos difusos. A presença de material orgânico fibroso, concentrado em forma de estratos, sugere a presença de uma superfície pretérita. A presença de resíduos macroscópicos de carvão orgânico, de acordo com Retallack (1997) pode ser interpretado como indicativo de condições altamente redutoras (Eh negativo). Segundo o autor, condições de Eh negativo são muito comuns em solos, que em algum período do ano, permanecem saturados de água ou submersos. A datação por ^{14}C determinou idade acima de 44.000 AP, para esta unidade.

Com cor predominantemente bruna (7.5YR4/2), o paleossolo P2 representa uma significativa mudança no pedoambiente. Embora praticamente contenha o mesmo teor de matéria orgânica que o paleossolo P1, os resíduos de carvão orgânico encontram-se dispersos e restritos à base da unidade. Nas demais porções do paleossolo P2 esse tipo de material é inexistente ou extremamente raro. Entretanto, apresenta as mesmas concentrações de areia média e fina em forma de lâminas subhorizontais e até mesmo subverticais. Em ambos os casos a origem dessas feições parece estar relacionada aos fluxos difusos. Já a presença de fendas de dessecação pretérita indica períodos de intensa redução na disponibilidade de água no pedoambiente e exposição deste à atmosfera. Essas fendas, localizadas no topo da unidade, sugerem novas mudanças no ambiente, que se torna mais seco. Sendo o mais espesso dos paleossolos, o P2 representa um longo período de estabilidade do ambiente, pois a contínua deposição de material, vindo das porções mais elevadas do terreno, não supera a pedogênese.

O paleossolo P3 é singular, em relação aos demais paleossolos. Esta unidade detém informações que não se restringem ao pedoambiente, vai além, revela informações da topografia da baixa encosta. Na época de formação dos paleossolos, estima-se que a área atualmente ocupada pela voçoroca Monjolo, era um setor de convergência e retenção de fluxos do tipo subsuperficiais, se constituindo numa área de espessamento dos paleossolos. Neste período, o P3 deveria ficar saturado de água, durante certo período do ano. A cobertura vegetal desse paleossolo deveria ser relativamente densa, pois foram identificados resíduos de carvão e pedotúbulos em posição de vida. A presença de paleofendas de dessecação, relacionadas às gretas de contração, indica que esta unidade foi

submetida à intensa dessecação. Provavelmente por prolongada mudança no regime hidrológico da encosta.

Segundo Dorronsoro (2002), em períodos de seca intensa, as argilas do solo produzem amplas e profundas gretas de contração que transpassam o solo até sua superfície. Estas fendas de dessecação são preenchidas por material que cai da superfície ou das próprias paredes superiores. Isto ocorre devido ao vento, ação de insetos e animais e da própria dessecação erosiva. Desta forma, as fendas tornam-se parcialmente preenchidas, principalmente em profundidade. Quando há o retorno da umidade, estas argilas tornam a hidratar-se aumentando seu volume. Este inchaço promove o fechamento da fenda, agora parcialmente ocupada por novos materiais. A pressão gerada pelo intumescimento das argilas (figura 16), empurra parte do material para a superfície do solo, produzindo novos montículos denominados *Gilgai*. Para que este processo ocorra, é de supor-se que o solo tenha altos teores de argila e que o clima seja muito contrastado, com períodos de seca alternados por períodos úmidos.

No caso dos depósitos da baixa encosta Monjolo, os teores de argila são baixos e não houve identificação positiva de fendas de dessecação oriundas de sucessivos processos de dilatação e contração. As principais fendas de dessecação estão localizadas no contato entre o paleossolo P3 e o Colúvio IA, cujas características, já mencionadas, não indicam o processo sugerido por Dorronsoro (2002). Aparentemente, estas fendas foram rapidamente recobertas pela unidade Colúvio IA, sem que houvesse um período prévio de umedecimento do paleossolo. O retorno da umidade foi precedido de forte erosão que decapitou parte do paleossolo P3.

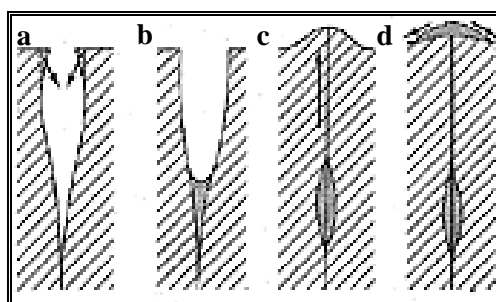


FIGURA 16 – Alternância de abertura e fechamento de fendas de dessecação em razão de maior

ou menor presença de umidade no sistema; a) abertura da fenda e queda de material da parede; b) preenchimento da fenda por material alóctone e das paredes da fenda; c) o retorno da umidade promove o fechamento da fenda e a expulsão de parte do material que a preenchia; d)- encapsulamento final do material que preenchia a fenda e formação de montículo na superfície do solo. (Extraído de Dorronsoro, 2002).

A unidade coluvial IA é constituída por grânulos formados por fragmentos subarredondados argilo-arenosos, poucos fragmentos de arenito, quartzo e alguns nódulos oxidatados de ferro. O arranjo e o caráter heterométrico dos materiais atestam à origem coluvial da unidade.

Entremeando o material clástico, ocorrem concentrações de oxidatado de Fe, provavelmente formando cutans. A unidade não possui resíduos orgânicos macroscópicos atuais ou pretéritos. Com o evento do Colúvio IA, a encosta passa por um processo mais intenso de erosão na alta e média encosta e de deposição na baixa encosta, que origina as demais unidades coluviais I, II, III e IV.

CAPÍTULO V

DISTRIBUIÇÃO TRIDIMENSIONAL DE UNIDADES SEDIMENTARES, PEDOLÓGICAS E HORIZONTE ORGANO-MINERAL NA ENCOSTA MONJOLO

5 Topossequências

A encosta do Monjolo estende-se, longitudinalmente, por aproximadamente 586,79 metros e possui perfil convexo retilíneo, passando a côncavo-retilíneo da média para a baixa encosta. Neste setor da encosta há incisão (voçoroca) que expôs parte do corpo pedológico e sedimentar. Nas paredes expostas pela erosão foi possível identificar três níveis de horizontes organo-mineral soterrados por aproximadamente 1,80m de sedimentos e solo. A partir deste afloramento foi construída uma rede de topossequências na base da encosta com o objetivo de identificar a distribuição tridimensional dos horizontes organo-mineral e unidades pedológicas e sedimentares associadas. Ao todo são quatro topossequências posicionadas de forma longitudinal à encosta e subparalelas ao afloramento (denominado perfil estudado) e quatro topossequências transversais à encosta (figura 17). O método empregado na construção das topossequências está descrito no capítulo II.

A individualização das unidades de solo e sedimentos foi efetuada a partir de descrições de campo, e análises granulométricas, de pH e teor de matéria orgânica. Assim as grandes unidades reconhecidas na encosta foram alterito, unidades coluviais, horizontes organo-minerais soterrados e horizonte A. O conceito utilizado para cada uma dessas unidades encontra-se descrito no capítulo II. Na seqüência, serão apresentadas as principais características das topossequências, seguidas pela caracterização geral das unidades e sua distribuição tridimensional na encosta. A exceção é a descrição da litologia que apresenta pouca variação; por este motivo, será descrita na seqüência; e suas características são as mesmas em todas as topossequências.

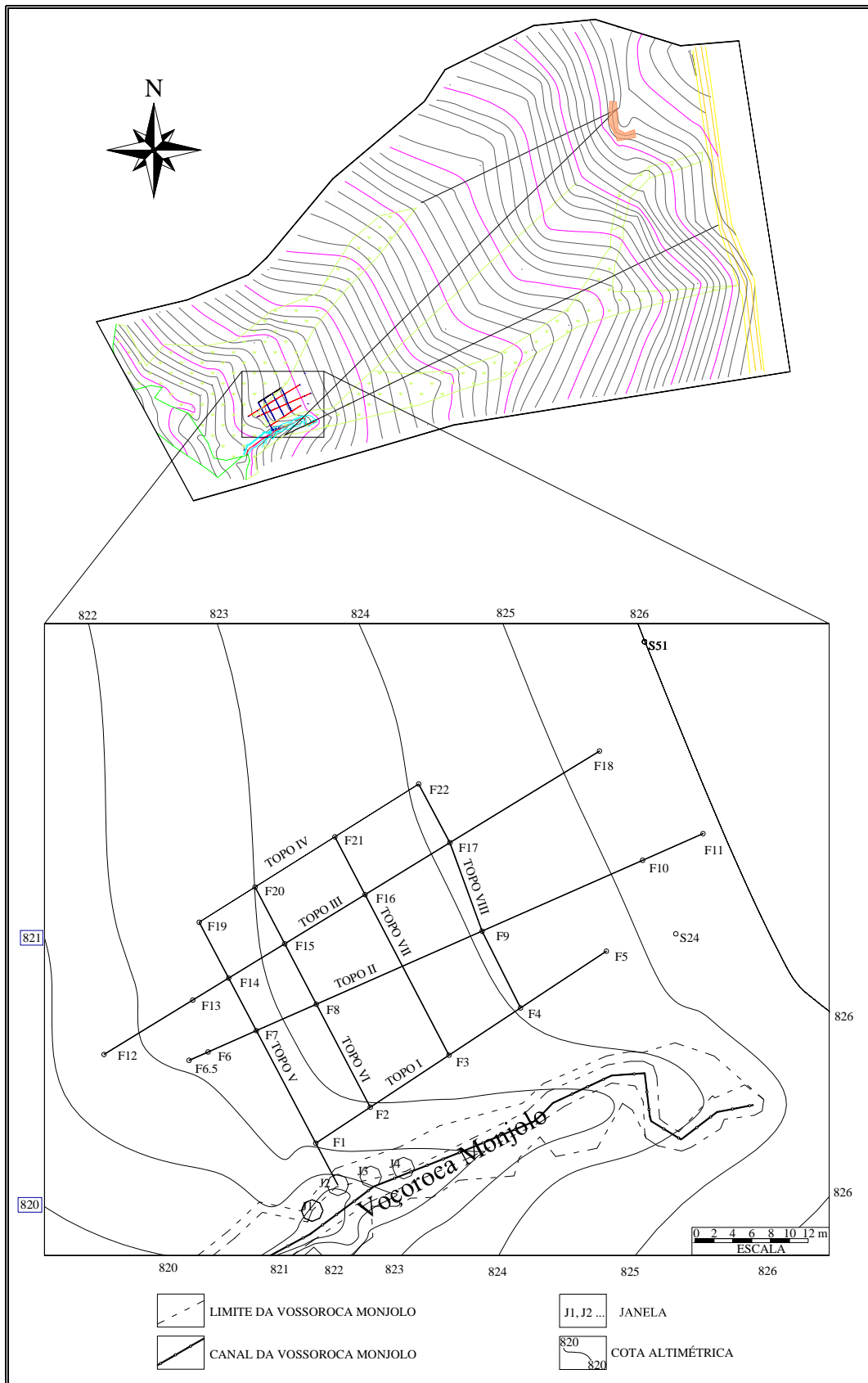


Figura 17 - Localização da rede de toposseqüências construídas na encosta Monjolo. Lateralmente a elas está a voçoroca onde aflora espesso horizonte organo-mineral.

A litologia da área engloba arenito com esqueleto constituído, principalmente por quartzo na fração areia fina e média, que capeia o topo da encosta, geralmente se apresentam nas cores amarelo-claro-acinzentado (5Y8/3) e amarelo 2.5Y7/8). Em direção à média encosta, a partir do terço inferior da alta encosta ocorrem depósitos de folhelho, muito fraturado na cor vermelha (10YR4/8). Nas proximidades da média encosta, a cor desta rocha muda para verde-claro-acinzentado (1gley 8/2). Da média para a baixa encosta, ocorre arenito conglomerático nas cores cinzento (1gley8/2) e bruno-amarelado-claro (2.5Y6/4). No setor da encosta onde foram construídas as toposseqüências, a rocha é representada somente pelo arenito, por isso serão descritas as características gerais do alterito e sua espessura.

5.1 Toposseqüências longitudinais

Compreende as toposseqüências I, II, III e IV, construídas subparalelamente a seção 1 e longitudinalmente à encosta.

5.1.1 Toposseqüência I

A toposseqüência I (figura 18) se estende por 37 metros, com desnível de 2,45 metros, entre os furos F5 e F1. O alterito tem textura arenosa, com muitos seixos e grânulos arenito, não raro envoltos por fina película de oxiidratado de ferro vermelho-claro (10R6/8), que lhes confere o aspecto manchado. Sobrejacente com contato gradual (em função da cor) ocorre o horizonte organo-mineral com textura franco arenosa, com valores médios 16% de grânulos, e seixos de 1% a 11%. As cores escuras – bruno-oliváceo, bruno-muito-escuro, cinzento-muito escuro- fazem esta unidade destoar das demais. A presença de umidade é constante neste nível. Os seixos de arenito e folhelho geralmente são sub-arredondados e bem preservados. A fração grânulo é constituída por arenito, folhelho e quartzo, freqüentemente muito bem preservados com pequena porcentagem envoltos por película de oxiidratado de ferro. Vestígios de vida ou de atividades biológicas macroscópicas, restringem-se à presença de fragmentos de carvão com aspecto fibroso e de 1 mm a 2 mm de comprimento. O teor médio da matéria orgânica na

unidade está em torno de 5%. A unidade é fortemente ácida, com pH em torno de 4,4.

Sobrejacente, com contato abrupto (menos de 2,5 cm de espessura) ocorre a unidade colúvio I com textura areno-siltosa com seixos de arenitos, folhelho e quartzo. Os clastos estão em geral bem preservados freqüentemente manchados de oxiidratado de ferro. O material de cor cinzenta e amarelo-claro-acinzentado apresenta bandas alternadas de amarelo e cinza. A formação destas bandas está associada à flutuação da zona de saturação de água no Colúvio I. Acima, em direção à média encosta, entre o Colúvio I e o II, ocorre sucessão de lentes arenosas e areno-siltosas destituídas de clastos e com espessura inferior a 5 cm. Com contato abrupto, a camada sobrejacente é o Colúvio II com textura areno-siltosa com seixos e grânulos de arenito, bem preservados e sub-arredondados. Foram identificadas bandas de oxirredução, sugerindo oscilação na zona de saturação de água, nesta unidade. O componente orgânico macroscópico é praticamente inexistente. Acima ocorre o Colúvio III com textura arenosa e clastos de rocha manchados por oxihidratado de ferro vermelho-claro (2.5YR6/8). O material de origem orgânica restringe-se a poucos fragmentos de carvão (menos de 1%), e algumas raízes de vegetais atuais. Digna de nota é a presença nódulos de manganês e de bandas alternadas de oxidação e redução na base da encosta, com espessuras de 1 a 2 mm. Sobrejacente e com contato abrupto ocorre o Colúvio IV. Esta unidade é a mais delgada de todas e, assim como a unidade sobrejacente, recebe forte influência das atividades antrópicas da superfície. Praticamente isento de umidade, o Colúvio IV possui coloração relativamente constante. A textura é areno-siltosa, com grânulos de folhelho, arenito e quartzo. Acima o horizonte Ap caracteriza-se por grande concentração de matéria biológica, na forma de raízes de vegetais atuais e fragmentos de matéria vegetal morta devido à formação de cama de palha, técnica de plantio direto empregada por agricultores da região. As características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades nesta toposseqüência estão sintetizadas no quadro 11.

5.1.1.1 Considerações sobre a Toposseqüência I

Resumindo, as sete unidades que formam o corpo pedológico e sedimentar desta porção da encosta apresentam textura arenosa, areno-siltosa e areno-argilosa, com percentual de grânulos variando de 5 a 21% e de seixos de 1 a 11%. Os seixos e grânulos apresentam-se em geral bem preservados. A umidade na toposseqüência varia em função das variações texturais e da disponibilidade de água no sistema. O nível de alteração dos sedimentos devido à oscilação do lençol e da franja freática ocorre a partir do Colúvio III. O horizonte organo-mineral apresenta raras pedofeições macroscópicas e baixos teores de matéria orgânica, cuja tendência é de acréscimo para o topo da unidade. O contato entre as diferentes unidades ocorre, em geral, de forma abrupta. O contato entre o nível organo-mineral e o alterito é gradual uma vez que esta fica progressivamente mais clara com a profundidade. Os contatos abruptos indicam superfície de erosão. Entende-se que contato entre o horizonte organo-mineral e colúvio subjacente e a superfície plana daquela unidade sugere intenso processo erosivo, que provavelmente decapitou o horizonte organo-mineral, seguido da deposição do Colúvio I. Os diferentes bandeamentos visíveis nas unidades indicam oscilação do nível freático. A variação granulométrica ao longo da toposseqüência é maior na fração argila e silte que fica progressivamente menor com a profundidade. Os valores de acidez encontrados na toposseqüência demonstram que as unidades pedossedimentares são de extremamente ácidas a fortemente ácidas.

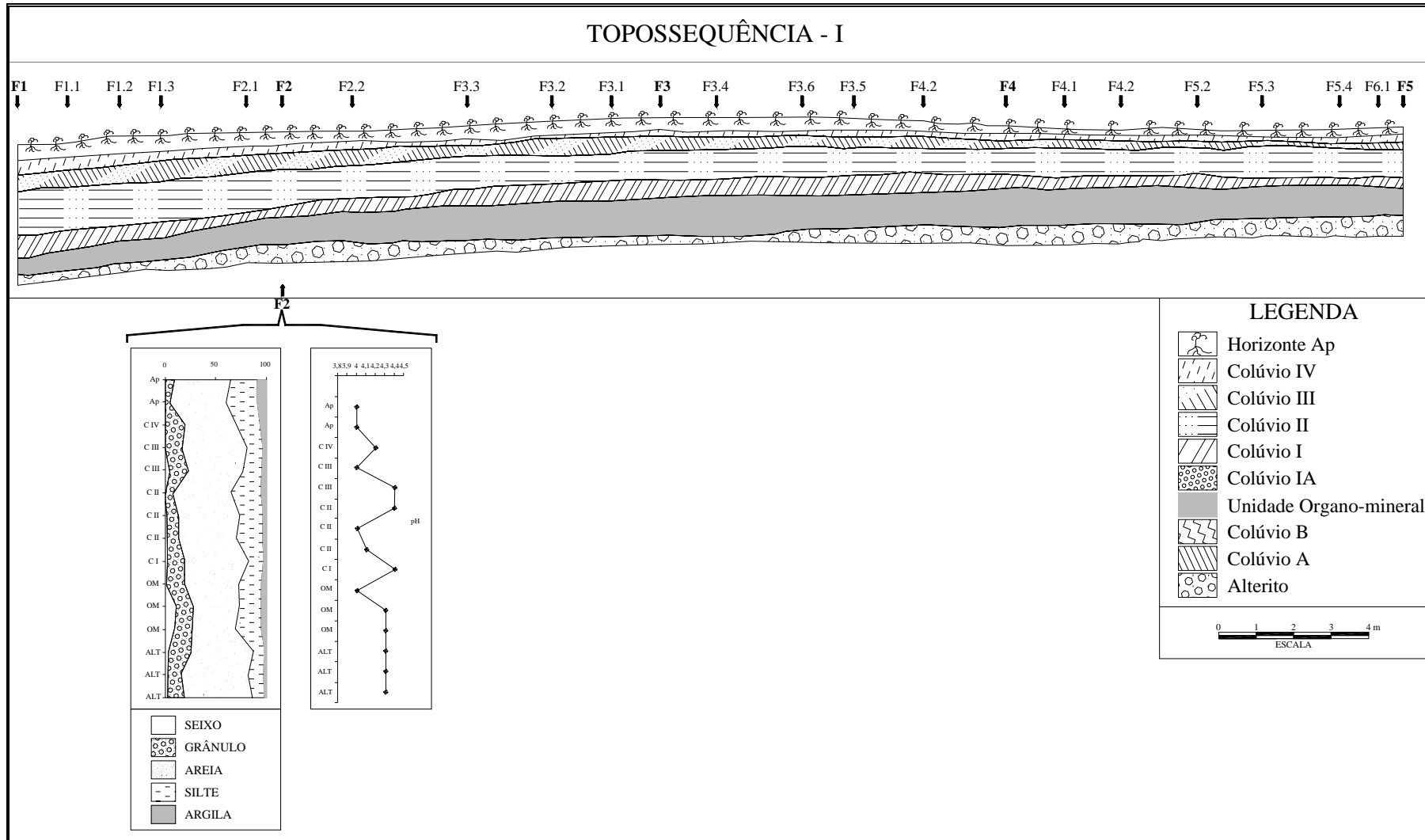


Figura 18 - Topossequência I com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica.

QUADRO 11 - Síntese das características morfológicas, texturais, cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades da toposseqüência I

Unidade	Ocorrência metros	Variação da espessura (metros)	Textura	Granulometria média	Cor dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Transição topo base	Característica principal	Plasticidade umidade	Queima %MO	pH
Horizonte Ap	39m	0,10m 0,35m	Franco-arenosa	7% argila, 27,4% silte, 54,6% areia, 10,1% grânulo, 0,2% seixo	Bruno-acinzentado-muito-escuro, bruno-muito-escuro, bruno-escuro	10YR3/2, 10YR2/2, 10YR3/3	10 vermelho (10YR4/8, 2,5YR5/8)	gradual	Conteúdo de resíduos orgânicos é alto e com muitos fragmentos de vegetais	Baixa umidade		4,0
Colúvio IV	39m	0,10m 0,45m	Areno-siltosa	24% de areia grossa, 5% de nódulos de oxihidratado de ferro	Bruno-acinzentado-muito-escuro, bruno-amarelado-escuro, bruno-escuro	10YR3/2, 10YR4/4, 10YR3/3		gradual abrupto	Unidade mais delgada de todas; recebe forte influência antrópica; grande quantidade de raízes atuais	Praticamente sem umidade		4,0 (Média)
Colúvio III	37m de extensão	0,64 0,86	Arenosa	Seixos de arenito e folhelho	Bruno-forte, amarelo-claro-acinzentado, bruno-amarelado-claro, cinzento-claro	7,5YR5/8, 2,5Y7/4, 2,5Y6/4, 5Y7/2		Abrupto gradual	Bandas alteradas de oxidação e redução, nódulos de manganês de cor preta	F3 e F5 é seca		4,0 a 4,4
Colúvio II	Toda a toposseqüência	1,10 0,65	Areno-argilosa	Seixos de arenito, grânulos de folhelho, 30% de areia média, 17% areia grossa	Cinza-bruno-claro, cinzento-oliváceo-claro, cinzento-claro, bruno-forte, vermelho-amarelado, amarelo-claro-acinzentado, amarelo-brunado	2,5Y6/2, 5Y6/2, 5Y7/2,7, 5YR5/6, 5YR5/8, 2,5Y7/4, 10YR6/8		Claro à gradual abrupto	Bandas de oxirredução, sugerindo oscilação nas zonas de saturação de águas	Porção média: saturada de água Inferior = saturada de água Superior = muito úmido		4,2 (Média)
Colúvio I	37m da toposseqüência	0,55 0,25	Areno-siltosa	Seixos de arenito, grânulos de folhelho, 32% areia média	Cinzento-claro e cinzento	2,5YR7/1 e 5YR6/1	5% amarelo-avermelhado (7,5YR7/8)	Abrupto abrupto		Alta (muito úmido)		4,3 a 5,3
Paleossolo	Toda a extensão da toposseqüência (39m)	0,90 0,45	Franco-arenosa	Seixos de arenito e folhelho	Vermelho-escuro-acinzentado, bruno-amarelado-claro, bruno-oliváceo, bruno-muito-escuro, cinzento-muito	10R3/3, 10YR3/6 2,5Y4/4, 2,5YR3/1, 10YR3/4	10% vermelho (2,5YR5/8) amarelo-avermelhado (7,5YR6/8)	Com o alterito é difuso Com o colúvio é abrupta	Vestígios de vida ou de atividades biológicas macroscópicas		4,5% (F2); 4,66% (F3); 5,57% (F5)	4,3 (F2); 4,4 (F3); 4,5 (F5)

											4,5% (F2); 4,78% (F3); 5,0%(F5)	4,4 (F2); 4,5 (F3); 5 (F5)
											4,6% (F2)	4,4 (F2); 4,5 (F3); 4,8 (F5)
Alterito	F5		arenosa	60% - areia, 2,5% - seixos, 20% - grânulos de arenito	Amarelo – avermelhado, bruno-amarelado- claro	5YR6/8, 2,5YR6/4				Envolvido por uma fina camada de oxihidratado de ferro vermelho claro (10YR6/8)	Baixa	
	F1	0,30	arenosa									
	F4	0,45	arenosa									

5.1.2 Toposseqüência II

A toposseqüência II tem 60,5m de extensão, profundidade entre 3,20 e 4,15 m com desnível de 1,75 m entre as extremidades (figura 19). Da base para o topo da seção tem-se o alterito, seguido pelo Colúvio A. Esta unidade estende-se em direção ao divisor com geometria de lente. A textura é arenosa e areno-siltosa com cerca de 20% de grânulos e 3% de seixos. Destacam-se as concentrações de manganês de cor cinzento-oliváceo-escuro (5Y3/2), que ocorrem isoladas formando nódulos concêntricos ou capeando fragmentos de folhelho. Não foram identificados resíduos de carvão, fragmentos de raízes ou rizoconcreções, que possam indicar qualquer perturbação de origem biológica nesta unidade. Sobrejacente aparece o horizonte organo-mineral soterrado que se estende praticamente por toda seção, portanto é de se esperar variações laterais e verticais desta unidade. Isto fica evidente na composição granulométrica, teor de carbono orgânico, pH e coloração, entre outros. Contudo, como o objetivo das toposseqüências é a identificação tridimensional desse horizonte (organo-mineral), optou-se por apresentá-lo como uma única unidade neste capítulo. A textura no topo é areno-siltosa, com menos de 1% de grânulo constituído de arenito e folhelho. As cores em geral são bruno-acinzentado e bruno-oliváceo, com mosqueamento de até 30%. A origem do mosqueamento parece estar relacionada a concentrações de oxiidratado de Fe no entorno de fragmentos de folhelho, arenito, e ao preenchimento de poros ou até mesmo a descoloração das paredes destes. Em toda a unidade há ocorrência de concentrações lenticulares, de espessura de 1 a 3 cm, de areia média e areia fina, brancas e bem selecionadas. Embora a tradagem deforme e misture o material, essas areias raramente são encontradas envoltas por películas de argila. Além desse material, é comum a presença de fragmentos de folhelho na fração grânulo, com grau de preservação relacionado a sua posição no perfil. Os grânulos formados por folhelho encontrados na base do horizonte organo-mineral, em sua maioria, são subarredondados, muito alterados, pouco resistentes ao destorroamento à mão. Não raro são encontrados envoltos por película de oxiidratado de ferro. Entretanto, este mesmo material encontrado na porção superior do horizonte organo-mineral é predominantemente, anguloso, bem preservado, de cor vermelho-escuro (10R3/6). Além do folhelho, outro elemento comum na fração grânulo são os fragmentos de arenito subarredondados geralmente embebidos em oxihidratado de ferro, que lhes

fornece o aspecto manchado de vermelho-claro ou amarelo-avermelhado. Presente em quase todo o horizonte organo-mineral, a mica é encontrada em maior quantidade entre os furos F8 e F7. Entre esses furos, a mica é mais freqüente na base do horizonte organo-mineral, entre 3,80m e 4,10m de profundidade, com tamanhos que variam de 1 a 2 mm. Nas demais sondagens, apesar de presente, ela é difícil de ser identificada à vista desarmada. Os resíduos orgânicos macroscópicos, encontrados neste horizonte, são constituídos de carvão com aspecto fibroso ocorre de forma generalizada, sem qualquer padrão de distribuição. Os teores de matéria orgânica variaram de 6% na base a 4,6% no topo. Na média encosta, o horizonte organo-mineral está encapsulado pelo Colúvio A, na base, e pelo colúvio alúvio B, no topo. O contato entre as unidades é abrupto, ou seja, com limites nítido e inferior a 2,5 cm de espessura. A área de contato destas unidades possui elevado teor de umidade e alta concentração de oxiidratado de ferro, na cor vermelha (10R5/8). A unidade sobrejacente é o Colúvio B, o qual está depositado sobre o horizonte organo-mineral e o Colúvio A. O contato é abrupto com ambas as unidades. A textura é areno-siltosa com delgadas lentes de areia média, muito branca. Sua geometria é lenticular. Acima ocorre o Colúvio I que se estende por toda a seção sobrepondo-se ao horizonte organo-mineral em contato abrupto. As cores são variadas ao longo da encosta e estão relacionadas ao maior ou menor teor de umidade na unidade. A textura é areno-siltosa, com a fração grânulo constituída por folhelho, quartzo e arenito. Acima ocorre o Colúvio II com baixo teor de argila, presença de grânulos de folhelho e arenito e predomínio de areia grossa e média, a unidade possui textura areno-siltosa e areno-argilosa na baixa encosta. O conteúdo orgânico macroscópico restringe-se a fragmentos de raízes atuais, bem preservadas. A coloração dos sedimentos está condicionada à oscilação da água livre, presente na unidade. A base saturada de água apresenta cor cinzento-claro, enquanto a porção que se encontra acima do limite de água livre possui coloração amarelo-brunado e amarela com mosqueamento de 10%, geralmente mosqueada. Na porção superior da unidade, entre os furos F8 e F7 foram identificados nódulos de oxiidratado de ferro com diâmetro de 1 a 2 mm, em média. Sobrejacente ocorre o Colúvio III com espessura média de 0,50m, com baixo teor de umidade e, conseqüentemente, baixa plasticidade. A textura é areno-siltosa e argilo-arenosa na baixa encosta. De forma geral a unidade possui alta percentagem de grânulos constituídos predominantemente por quartzo. Via de regra, os grânulos são

arredondados e subarredondados e muito bem preservados. A presença de areia é elevada (49%), com predomínio de areia grossa e média. Indício de atividade ou de resíduos orgânicos foram evidenciados somente na baixa encosta. Entre os furos F7 e F6.5, foram identificadas raízes de vegetais atuais envoltas por finas películas e argila ou oxiidratados de ferro. Separando esta unidade do Colúvio IV apareceram lentes arenosas com espessura de 3 a 5 cm. O Colúvio IV é a mais delgada das unidades que compõem a seção (0,20 m). A textura é areno-siltosa, com predomínio de areia grossa e média. A fração grânulo é composta por folhelho, arenito e quartzo, que geralmente estão envolvidos por delgada película de oxiidratado de ferro de cor vermelha-amarelada. A cor da unidade é bruno-amarelada. Digno de nota é o fato de esta unidade estar sob influência direta do cultivo realizado na superfície da encosta. O horizonte Ap tem cor bruno-acinzentada muito escura. A textura é franco-arenosa, com predomínio de areia média. A fração grânulo é constituída por fragmentos de quartzo e folhelho. A matéria orgânica é composta por resíduos vegetais incorporados ao solo via cama de palha. As características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades nesta toposseqüência estão sintetizadas no quadro 12.

5.1.2.1 Considerações sobre a Toposseqüência II

As nove unidades pedológicas e sedimentares possuem textura predominantemente areno-siltosa, com seixos e grânulos de arenito e folhelho, que podem ser encontrados manchados de oxiidróxido de ferro. A umidade está presente em todas as unidades com locais de saturação bem definidos e flutuantes. Em algumas unidades é possível se identificar bandas de oxirredução que atestam oscilação da umidade no perfil. O maior ou menor teor de umidade interfere na coloração das unidades e na preservação dos fragmentos de rocha. O horizonte organo-mineral muito úmido e com áreas saturadas de umidade possui baixos teores de matéria orgânica e escassez de pedofeições macroscópicas. Predomina o contato abrupto entre as camadas. O Colúvio A e B ocorrem em forma de lente nas extremidades da seção, são unidades areno-siltosas, com composição granulométrica heterométrica e ausência de pedofeições macroscópicas. Entre o Colúvio III e IV ocorrem três lentes arenosas.

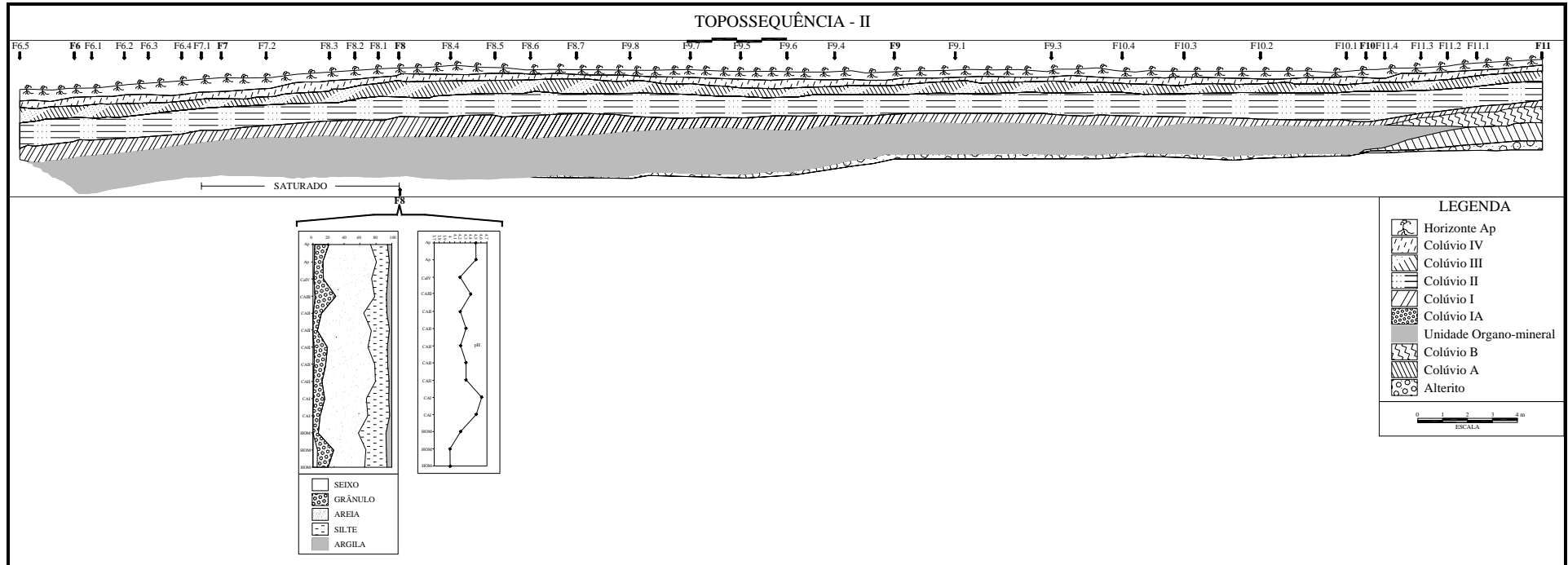


Figura 19 - Topossequência II com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica.

QUADRO 12 - Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da toposseqüência II

Unidade	Ocorrência	Variação da espessura (metros)	Textura	Granulometria média	Cor dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Transição topo base	Característica principal	Plasticidade	Queima %MO	pH
Horizonte Ap	Toda a toposseqüência 60,5m	0,14 0,29	Franco-arenosa	areia	Bruno-acinzentado-muito-escuro, bruno-acinzentado-escuro	10YR3/2, 10YR4/2	10% Bruno-forte (7,5YR5/8)	Gradual	A encosta é usada para grandes culturas e criação de gado de corte			
Colúvio IV	Toda a toposseqüência	0,41 0,32		Areia grossa e média, 5,3% de argila e 20,7% de silte	Bruno-amarelado (F11), bruno-amarelado-claro, bruno-oliváceo-claro (F6.5)	10YR3/2 2,5Y6/3, 2,5Y6/4	20% Bruno-amarelado (10YR6/8)	Gradual a clara Gradual a clara	É a mais delgada das unidades da toposseqüência II			4,3
Colúvio III	59,60m da toposseqüência II	0,50 0,30	Areno-siltosa e argilo-arenosa	49% de areia	Amarelo-brunado, bruno-muito-claro-acinzentado, bruno-amarelado	10YR6/8, 10YR7/4	20% Amarelo-avermelhado (7,5YR6/8)	Gradual a clara Gradual a clara	Indício de atividade ou de resíduos orgânicos (baixa encosta)	Baixa		
Colúvio II	Toda a toposseqüência	0,50 0,75	Areno-siltosa e areno-argilosa	Areia grossa média e	Cinzeno-claro, amarelo-brunado, amarela	2,5Y7/1 e 2,5Y7/2, 10YR6/8, 10YR7/6 e 10YR7/8	20% Amarelo-avermelhado (5YR6/8 e 5YR6/6)	gradual	água livre em toda a sua extensão; nódulos de oxihidratados de ferro			4,3 (Média)
Colúvio I	Por toda a toposseqüência, sobrepondo o paleossolo	0,42 0,30	Areno-siltosa		Bruno-amarelada (F11), bruno-oliváceo-claro, cinzeno-claro, amarelo, bruno-amarelado	10YR5/6, 2,5Y5/4, 5Y7/2, 2,5Y7/6, 10YR5/8	10% (F10 e F9) Vermelho (10YR4/8) 20% Bruno-amarelado (10YR5/8) 10% Amarelo-brunado (10YR5/8) 10% Vermelho-amarelado (5YR5/1)	Abrupto e gradual com o Colúvio II		Umidade em todo o colúvio		4,5 (Média)
Colúvio B	Sobre o paleossolo e o Colúvio A	+0,55 (F11) -0,10 (F11.4)	Areno-siltosa	Areia média	Bruno-amarelado	10YR5/6	5% Amarelo (10YR7/8)	abrupto	Forma em rampa			

Paleossolo	55,6m de extensão	1,50 (F8)							Apresenta variações laterais e de perfil			
		0,25						abrupto	Entre F1 e F11.4 ele está encapsulado (na base) por colúvio A e (no topo) por colúvio B	Alta umidade		
	Entre os furos: F11.1 e F10		Areno-siltosa		Bruno-acinzentado	2,5YR5/2	2% a 20% Vermelho-amarelado (5YR5/8)					
	Em direção a baixa encosta				Bruno-acinzentado, bruno-oliváceo, bruno-oliváceo-claro	2,5YR5/2, 2,5YR4/4, 2,5YR5/4						
	F8 e F7		Areno-siltosa e areno-argilosa (porção central)	Areia média e fina	F8 Cinza (base), amarelo-claro-acinzentado (topo) F7 Preto (base), bruno (topo)	F8 2,5Y5/1, 2,5Y7/3 F7 5YR2,5/1, 7,5YR5/4	10% (base do F7) Vermelho (10R5/8), amarelo-avermelhado (5YR6/8)		Maiores alterações de cor	Umidade em todo o paleossolo, saturando-o nos furos F8 e F7.1	F9 = 4,7% F8 = 4,6% F7 = 4,0%	F9 = 4,5 F8 = 4,2 F7 = 4,1
Colúvio A	Estende-se por aproximadamente 7m		Areno-siltosa	Areia média	Bruno-amarelado	5YR5/6	vermelho (2,5Y5/6) vermelho-amarelado (5YR6/6) cinzento-oliváceo-escuro (5Y3/2)	Abrupto abrupto	Não há sinais de perturbação biológica nesta unidade			
Alterito	4m de extensão	0,35 (F11)	Areno-siltosa	Areia grossa e média	Bruno-amarelado	10YR5/6		Abrupto no contato com o Colúvio A		Muito úmido		

5.1.3 Toposseqüência III

Esta toposseqüência estende-se por 60,0 m (figura 20) com desnível altimétrico de 3,60 m entre as extremidades. A superfície topográfica da rocha apresenta irregularidades que formam uma ruptura de declive ou interseção em direção a baixa encosta. Acima do alterito que ocorre em toda a seção está o Colúvio A que se configura como lente de 1,8 m de extensão, com textura areno-siltosa. Não foram identificados resíduos de carvão, fragmentos de raízes ou rizoconcreções, que possam indicar qualquer perturbação de origem biológica nesta unidade. Acima, com geometria de lente ocorre o horizonte organo-mineral. Ele é limitado em direção à baixa encosta por ressalto na rocha. O contato com as camadas suprajacente é abrupto e subjacente é gradual. A cor desta unidade varia do bruno-escuro ao cinzento-olivácea. A textura é franco arenosa e/ou areia franca. As frações seixo e grânulo são compostos principalmente por: folhelho vermelho e verde-claro-acinzentado, freqüentemente encontrado próximo ao topo da unidade fragmentos de quartzo são encontrados tanto na fração grânulo, quanto nas frações areia, são subarredondados e geralmente manchados de oxiidratado de ferro. O conteúdo orgânico macroscópico da unidade restringe-se a poucos fragmentos de carvão com dimensões que variam de 1 a 2 mm. Geralmente possuem aspecto fibroso, são muito úmidos e friáveis ao toque dos dedos. O Colúvio B ocorre como pequena lente na extremidade direita da seção, sua textura é areno-siltosa. Acima ocorre o Colúvio I que apresenta espessura variável (0,35 a 1m). A textura é areno-siltosa, com grânulos de folhelho e arenito bem preservados. Não foram identificados resíduos orgânicos macroscópicos na unidade. O Colúvio II estende-se por toda seção, sua textura é areno-siltosa e arenosa. Nódulos de oxiidratado de ferro vermelho (10R4/8) foram identificados na fração areia muito grossa. Não foram identificados resíduos macroscópicos de matéria orgânica ou indícios de atividade biológica nesta unidade. Acima ocorre o Colúvio III, a textura é areno-siltosa, com fragmentos de folhelho, arenito e quartzo na fração grânulo. Na fração areia muito grossa, há ocorrência em todos os furos de nódulos de oxiidratado de ferro, friáveis ao toque dos dedos. A presença de fragmentos orgânicos macroscópicos é restrita a fragmentos de raízes, atuais, cujas dimensões de 1 e 2 mm. Freqüentemente estão manchadas com oxiidratado de ferro. Sobrejacente, o Colúvio IV apresenta textura areno-siltosa e grânulos de quartzo, arenito e folhelho bem preservados. Digna de nota é a presença de mica na fração areia média e fina (identificação sob lupa 20x).

A matéria orgânica macroscópica é constituída por fragmentos de vegetais e raízes atuais. O horizonte Ap ocorre em contato gradual com a camada subjacente, sua textura é franco-arenosa. O teor de material orgânico é elevado, sendo constituído por fragmentos de vegetais, principalmente de resíduos de grandes culturas.

As características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades nesta toposseqüência estão sintetizadas no quadro 13.

5.1.3.1 Considerações sobre a toposseqüência III

A geometria lenticular do Colúvio A e a sobreposição dela pelo horizonte organo-mineral, a partir do furo F18.1, sugere que o Colúvio A, foi parcialmente erodido. A textura das unidades pedológicas e sedimentares é predominantemente areno-siltosa, com tendência a arenosa ou areia franca no horizonte organo-mineral. A fração seixo é formada por arenito e folhelho. Na fração grânulo, além desses fragmentos de rocha, o quartzo tem importante participação. No horizonte Ap, a fração grânulo é constituída basicamente por arenito. Este predomínio do arenito, nesta fração e neste horizonte, parece estar relacionado ao afloramento de arenito na alta encosta, o qual é sistematicamente fragmentado por implementos agrícolas. Independente de seu diâmetro, os fragmentos de arenito e folhelho podem ser encontrados bem preservados a muito mal preservados. Isto parece estar vinculado a sua posição espacial dentro das unidades e da toposseqüência. No caso específico do horizonte organo-mineral soterrado, esses fragmentos são pouco preservados, geralmente cilíndricos e lenticulares, arredondados e sub-arredondados. Comumente são manchados (envoltos) por oxiidratado de ferro de cor bruno-amarelado e amarelo-brunado. O conteúdo orgânico macroscópico restringe-se a poucos fragmentos de carvão com dimensões que variam de 1 a 2 mm encontrados no horizonte organo-mineral. Geralmente possuem aspecto fibroso, são muito úmidos e friáveis ao toque dos dedos. O teor de matéria orgânica é de 4 a 5%. O pH do corpo pedológico e sedimentar é fortemente ácido. Nesta toposseqüência, em direção à superfície as unidades se sobrepõem, via de regra com contato abrupto.

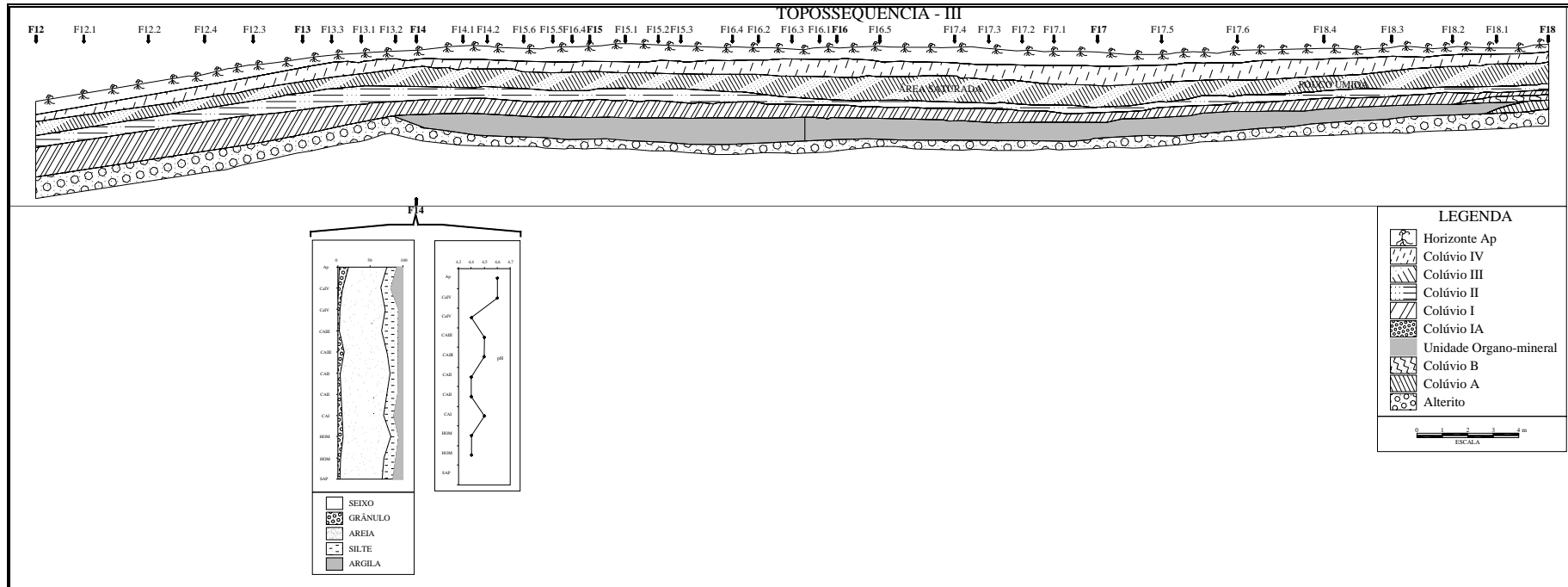


FIGURA 20 - Topossequência III com as diferentes unidades pedossedimentares que a formam e a variação vertical de componentes granulométricos, de pH e de teor de matéria orgânica.

QUADRO 13 - Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da toposseqüência III

Unidade	Ocorrência	Espessura (m)	Textura	Granulometria	Cor dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Transição topo base	Característica principal	Plasticidade	Queima %MO	pH
Horizonte Ap	60m Toda a toposseqüência		Franco-arenosa		Bruno, bruno-amarelado, bruno-acinzentado-escuro	10YR4/3, 10YR5/4, 10YR4/2		Gradual	Teor de matéria orgânica elevado	Baixa		4,1 a 4,6
Colúvio IV	Toda a toposseqüência	+0,70 -0,30	Arenosiltosa	19% de areia média e 17% de areia grossa	Bruno, bruno-amarelado-claro, amarelo, amarelo-claro-acinzentado	7,5Y5/3, 2,5Y6/3, 2,5Y7/6 e 2,5Y7/3 e 2,5Y7/4		Gradual Clara a gradual	Presença de mica na areia fina e média	baixa		F14= 4,6 F15= 4,1 F16=4,1 F17= 4,3
												F15= 4,1 F16=4,1 F17= 4,3
Colúvio III	Toda a toposseqüência	+0,95 (F12) -0,35 (F18)	Arenosiltosa		Cinzeno-brunado-claro, amarelo-brunado, amarelo-claro-acinzentado, bruno-amarelado-claro	10YR6/2, 10YR6/8, 2,5Y7/4 e 2,5Y7/3, 2,5Y6/4		Gradual gradual	Fragmentos de raízes atuais	Umidade heterogênea		F14= 4,5 F15= 4,1 F16=4,3 F17= 4,7
												F15= 4,2 F16= 4,3 F17= 4,7
Colúvio II	Toda a toposseqüência	+0,70 (F13.2) -0,25 (F18)	Arenosiltosa e arenosa	70% areia	Oliva, cinzeno-oliváceo-claro, oliva-claro-acinzentado, amarelo-brunado	5Y5/6, 5Y6/2, 5Y6/4, 10YR6/8	20% Cinzeno-claro (7,5Y7/1) Cinzeno (7,5YR6/1)	Gradual gradual	Água livre nos furos: F14 e F16.4; sem indícios de atividade biológica			4,4 a 4,6
Colúvio I	61,60m da toposseqüência III	+1,00 (F12) -0,35 (F18)	Arenosiltosa	19% de areia média e 17% de areia grossa	Bruno-amarelado, bruno-oliváceo-claro, amarelo-oliváceo, amarelo-brunado	10YR5/6, 2,5Y5/6 (F18), 2,5Y7/4, 10YR6/8 (F17 a F15)		Clara a gradual = Colúvio II Abrupto = com o paleossolo		Umidade nos furos: F17.5 e F13.1		4,5

Colúvio B			Areno-siltosa		Bruno-amarelado	10YR5/6		abrupto	Está em forma de rampa inclinada			
Paleossolo	46m da topossequência III	+0,85 -0,10	Franco-arenosa		Bruno-escuro, bruno-amarelado-escuro, bruno-oliváceo, cinzento-oliváceo	7,5YR3/2, 10YR4/4, 2,5Y4/4, 5Y5/2		Gradual = alterito Abrupto = colúvio		Umidade em toda a seção	F14= 4% F15= 4% F16= 7% F17= 8%	F14= 4,4 F15= 4,5 F16= 4,5 F17= 4,4
Colúvio A	Estende-se por 1,80m	+0,45 -0,07	Areno-siltosa	Areia média	Bruno-amarelada	10YR5/6	10% Vermelho (2,5YR5/6)	Abrupto e gradual	Está em forma de rampa			
Alterito		+0,95 (F12) -0,25 (F18)	Areno-siltosa	20% de areia média	Bruno-amarelado, cinzento (F18), cinzento-claro, bruno-amarelado-claro, cinzento	10YR5/8, 2,5Y5/1, 5Y7/2 e 10YR7/1, 2,5Y6/3 e 2,5Y6/4, 10YR7/1		gradual		Umidade em toda a extensão		

5.1.4 Topossequência IV

Esta seção tem 26,5 m de extensão, com desnível de 0,90 m (figura 21). O horizonte organo-mineral não ocorre nesta seção. As unidades que a compõem apresentam geometria tabular, orientadas de acordo com a declividade. A unidade sobrejacente ao alterito é o Colúvio A que apresenta como característica dominante, acima do nível freático, a presença de bandas de oxiidratado de ferro vermelho-claro (10R6/8), alternados por ferro reduzido de cor cinzento-azulada (2gley 6/1). Fragmentos de mica, na fração areia média, foram identificados em todos os furos. Nesta unidade não foram encontrados resíduos orgânicos macroscópicos. O Colúvio B apresenta textura areno-siltosa. Fragmentos de folhelho bem preservados, lenticulares, subarredondados e subangulosos, ocorrem na fração seixo e grânulo. A cor é variegada amarela, cinzento-clara, amarelo-olivácea e bruno-amarelo-clara. Há ocorrência de bandas de oxirredução de cor vermelho-clara (10R6/8), alternada por cinzento-azulada (2gley 6/1) com oxiidratado de ferro amarelo (10YR7/8). Fragmentos macroscópicos de resíduos orgânicos foram identificados em todo o Colúvio B. São constituídos por pedaços de raízes com dimensões de 1 a 3 mm. No Colúvio I a textura é areno-siltosa, com fragmentos de arenito e folhelho na fração seixo. Os fragmentos de folhelho possuem forma lenticular e cilíndrica, são subarredondados e muito alterados. Já os fragmentos de arenito são subarredondados e pouco alterados. A presença de mica está restrita à fração areia média e fina (identificado sob lupa 20x). O material orgânico macroscópico é constituído por pedaços cilíndricos de raízes com diâmetros de 1 a 3 mm, muito bem preservados, sem sinais evidentes de deterioração orgânica. O Colúvio II possui textura areno-siltosa, com seixos de arenito e folhelho mal preservados. No topo da unidade, entre os furos F20.4 e F19, a cor é cinzento-clara e branca (2.5Y7/1; 8/1), sugerindo a presença de ambiente redutor com eluviação de material. Resíduos orgânicos macroscópicos são raros e, quando encontrados têm entre 1 e 2 mm de diâmetro, pertencentes a raízes de vegetais atuais. O Colúvio III apresenta textura areno-siltosa com seixos de arenito arredondados e subarredondados e folhelho pouco preservados. A fração grânulo, além desses materiais, contém quartzo subarredondado e arredondado bem preservado. O material de origem biológica restringe-se a raros fragmentos de raízes. A umidade é relativamente baixa, quando comparada com as unidades subjacentes. A cor é variegada, com bruno-

acinzentada, cinzento-clara e branca. No topo da unidade aparecem raras lentes arenosas de 2 a 4 cm de espessura. O Colúvio IV ocorre como estrato delgado de 0,20 a 0,30 m de espessura. A textura é areno-siltosa com fragmentos de arenito e folhelho muito alterados. O quartzo é encontrado na fração grânulo e em todas as frações de areia. O conteúdo orgânico macroscópico é formado por pedaços milimétricos de resíduos vegetais com aspecto fibroso. Além desses componentes orgânicos, raízes de gramíneas vivas são comuns e freqüentemente manchadas por oxiidratado de ferro amarelo-brunado e vermelho-claro (2.5YR6/8). Acima o horizonte Ap apresenta textura franco-arenosa. Seixos e grânulos são constituídos por arenitos e folhelhos alterados. Clastos de quartzo dominam a fração grânulo e demais frações de areia. O conteúdo orgânico macroscópico é rico, constituído por pedaços de vegetais e inúmeras raízes de gramíneas vivas. As características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades nesta toposseqüência estão sintetizadas no quadro 14.

5.1.4.1 Considerações sobre a Toposseqüência IV

Resumindo, parte desta toposseqüência compreende o limite de uma zona de convergência de umidade, a qual permanece úmida a maior parte do ano. Em subsuperfície, os efeitos da drenagem impedida ou de fluxos extremamente lentos estão materializados nos bandeamentos típicos de ambiente oxirredutor, além de zonas de intensa iluviação, que conferem coloração branca ao sedimento. As unidades sedimentares Colúvio I, II, III, IV, A e B são fortemente reduzidas e apresentam maiores concentrações de silte a grânulo que nas demais toposseqüência longitudinais. A individualização e reconhecimento delas são difíceis, ocorrendo somente com o auxílio de vários furos complementares de confirmação de unidade. Esta toposseqüência tem características que podem definir algumas camadas, senão todas, como pseudo-gley.

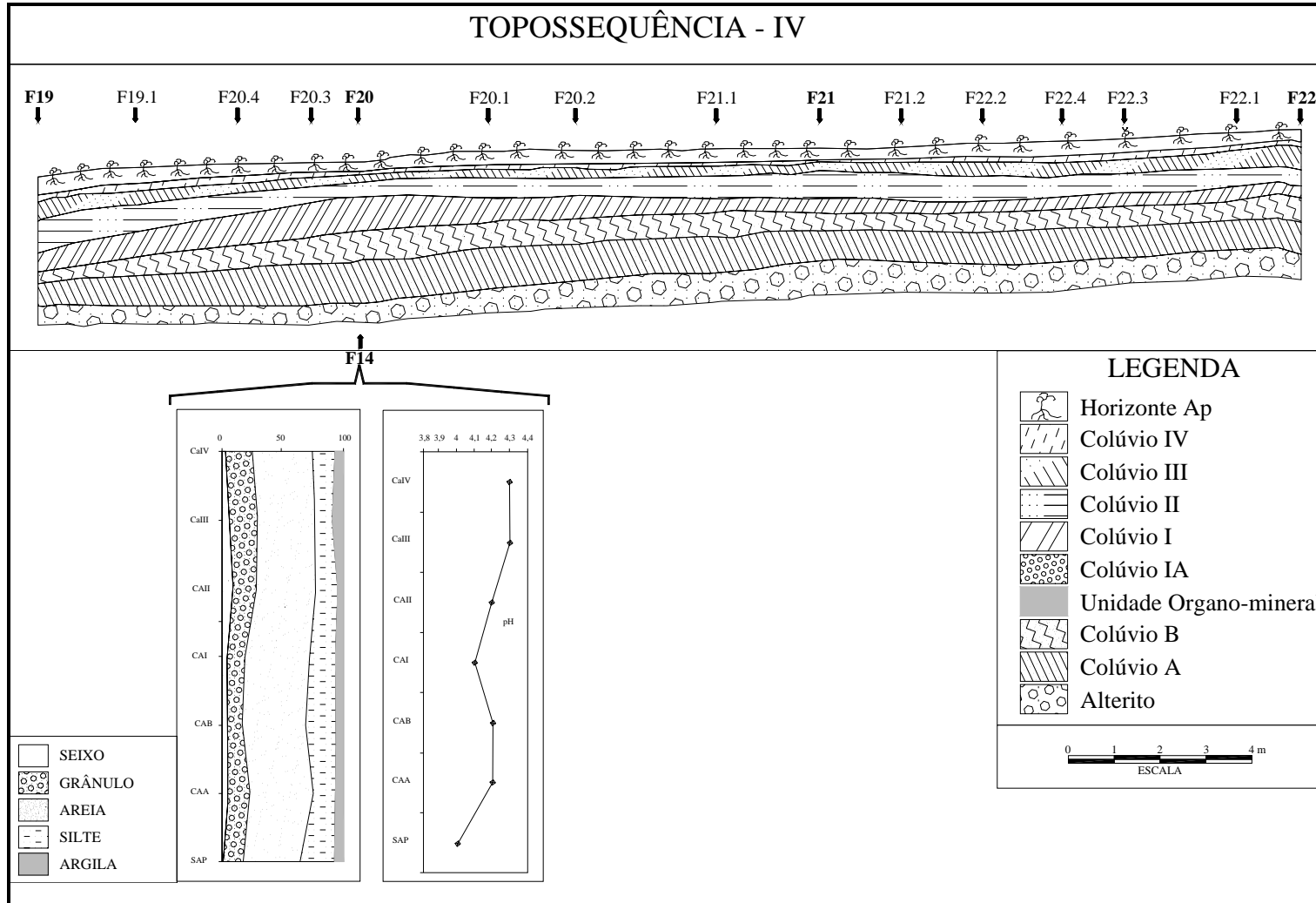


FIGURA 21 - Topossequência IV com as diferentes unidades pedossedimentares.

QUADRO 14 - Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da toposseqüência IV

Unidade	Ocorrência	Espessura (m)	Textura	Granulometria média	Cor dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Transição	Característica principal	Plasticidade	Queima %MO	pH
Horizonte Ap	26,5m, toda a toposseqüência	0,30	Franco-arenosa		Bruno-escuro, cinzento-muito-escuro, Bruno-acinzentado-muito-escuro	10YR3/3, 10YR3/1, 10YR3/2		Abrupto	Área utilizada atualmente para atividades agropastoris	Alta		4,2 e 4,3
Colúvio IV	Faixa estreita	0,30 0,20			Bruno-acinzentado, Bruno-oliváceo-claro	10YR5/2, 2,5Y3/5		Abrupto Abrupto		Alta		4,1 e 4,2
Colúvio III	Toda a toposseqüência	0,50 0,25	Areno-siltosa		Bruno-acinzentado, cinzento-claro e branco	10YR5/2, 2,5Y7/1, 2,5Y8/1,		Abrupto Gradual a claro		Baixa umidade em relação a anterior		4,1 e 4,3
Colúvio II	Toda a toposseqüência	0,15 0,37	Areno-siltosa		Bruno-amarelado-claro, cinzento-claro, bruno-amarelado-claro	2,5Y6/4, 2,5Y7/2, 5Y7/1, 10YR6/4		Gradual a claro Gradual a claro		Alta umidade		4,1 e 3,9
Colúvio I	Toda a toposseqüência	0,24	Areno-siltosa		Amarelo, Bruno-amarelado-claro, cinzento-claro	2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/2, 5Y7/1		Gradual a claro Gradual a claro	Raros resíduos orgânicos	Alta umidade		4,1 e 4,2
Colúvio B	Toda a toposseqüência	0,75 0,20		Areia grossa e areia média	Amarelo, cinzento-claro, amarelo-oliváceo, Bruno-amarelado-claro e Bruno-amarelado	2,5Y7/8, 2,5Y7/2, 2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/1, 10YR5/6		Gradual a claro Abrupto	Resíduos orgânicos constituídos por pedaços de raízes	Muito úmido		4,3 e 4,1
Colúvio A	Toda a toposseqüência	0,90 0,45	Areno-siltosa	Grânulos e areia	Bruno-amarelado-claro, cinzento-bruno-claro, cinzento e amarelo	2,5Y6/3, 2,5Y7/3, 2,5Y7/4, 2,5Y6/2, 2,5Y6/1 e 10YR7/8		Abrupto Gradual	Água em toda a extensão F21= 2,0m F20= 2,30m F19= 2,5m			4,5 a 4,7
Alterito	Toda a toposseqüência	0,60 0,30	Areno-siltosa	24% de areia média	cinza	5Y6/1		Gradual		Alta umidade		

5.2 Toposseqüências transversais

As toposseqüência V, VI VII e VIII estão posicionadas transversalmente à encosta; a partir dos furos das toposseqüências longitudinais, elas permitem observar o comportamento lateral do horizonte organo-mineral, das unidades pedológicas e sedimentares, da água livre e das zonas de oxirredução, nesta porção da encosta. As descrições das unidades a seguir, serão restritas ao comportamento espacial delas na toposseqüência. O detalhamento das unidades consta nas descrições das toposseqüências longitudinais e na caracterização geral destas unidades no final deste capítulo.

5.2.1 Toposseqüência V

Com 26,5 metros de extensão, esta toposseqüência é formada por seis unidades coluviais, horizonte Ap, alterito e pela rocha (figura 22). O alterito não aparece continuamente na seção, há um hiato na porção central. Sua geometria é lenticular, com espessura variando entre 55 e 5 cm. A textura do alterito é areno-siltosa, com grânulos de arenito, freqüentemente manchados por oxidratado de ferro. O Colúvio A assenta-se acima por 2,60 m em contato abrupto e geometria lenticular. A presença de água livre está restrita a esta unidade, não havendo indícios de saturação em direção ao horizonte organo-mineral. O horizonte organo-mineral estende-se praticamente por toda seção não ocorrendo apenas na extremidade. Ele apresenta espessamento em direção ao centro da seção condicionado pela topografia das unidades subjacentes. Sobrejacente, o Colúvio B apresenta geometria de lente com 20 cm de espessura e 2,70 m de comprimento. O contato é abrupto com as unidades sub e sobrejacente. O Colúvio I estende-se por toda seção, com espessura média de 35 cm, exibindo concavidade no perfil. Este pedoambiente redutor já foi referido na toposseqüência IV. A unidade sobrejacente, o Colúvio II apresenta espessura irregular na seção. O teor de umidade aumenta em direção à depressão, à direita, assim como a presença de bandas de oxirredução. O Colúvio III assume geometria tabular com a base irregular definida pela topografia de subsuperfície, a partir da qual os sedimentos se depositaram. O topo não apresenta importantes irregularidades, conferindo-lhe uma superfície plana. A unidade é muito

úmida com água livre entre os furos F1c e F1. A textura é predominantemente areno-siltosa. O Colúvio IV apesar de ser a mais delgada das unidades, apresenta o mesmo padrão de espessamento das demais. Deve-se ressaltar que o furo F19 se encontra no limite de uma zona de convergência de fluxo atual, com pedoambiente saturado de água a maior parte do ano. Acima o horizonte Ap apresenta em geral seco. O solo sustenta grandes culturas (soja, milho, batata), intercaladas por períodos de pastagem (pecuária). As características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades nesta toposseqüência estão sintetizadas no quadro 15.

5.2.1.1 Comentários sobre a toposseqüência V

Esta toposseqüência evidencia o hiato existente no alterito na porção central da área estudada. Neste setor da toposseqüência, o horizonte organo-mineral, sobreposto ao alterito, está disposto diretamente sobre a rocha. O alterito nos dois segmentos apresenta geometria lenticular, assim como as unidades coluviais A e B. No Colúvio I, com superfície côncava entre os furos F19 e F14c, pode estar relacionado à presença de área de convergência de fluxo superficial.

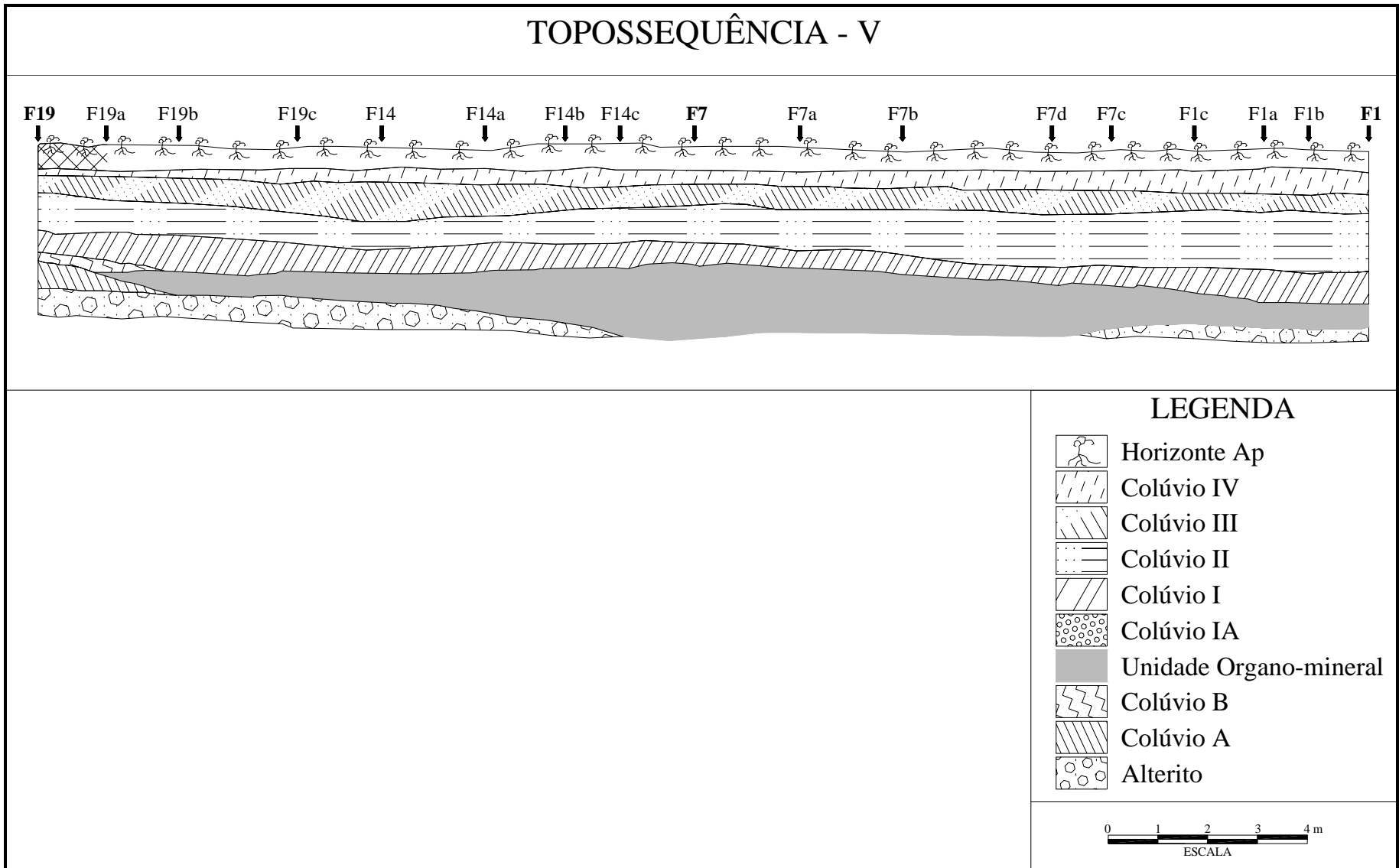


FIGURA 22 - Topossequência V com as diferentes unidades pedossedimentares.

QUADRO 15 - Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da topossequência V

Unidade	Ocorrência	Espessura metros	Textura	Granulometria	Cor dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Transição	Característica principal	Plasticidade	Queima %MO	pH
Horizonte Ap	Toda a topossequência	0,45 0,25			Bruno-escuro, cinzento-muito-escuro, Bruno-acinzentado-muito-escuro	10YR3/3, 10YR3/1, 10YR3/2		Gradual	O solo sustenta grandes culturas, intercaladas por períodos de pastagem	Considerada seca, com exceção da área compreendida entre os furos F19 e F19a		
Colúvio IV	Toda a topossequência	0,45 0,20	Areno-siltosa					Gradual Abrupto		Saturado de água a maior parte do ano		
Colúvio III		0,80 0,30	Areno-siltosa		Bruno-acinzentado, cinzento-claro e branco	10YR5/2, 2,5Y7/1, 2,5Y8/1,		Abrupto Gradual a claro		Alta, com presença de água livre entre F1c e F1		
Colúvio II	Por 0,70m da topossequência V	0,15 0,45		Concentração de silte entre os furos F19c e F14b	Cinza-bruno-claro, cinzento-oliváceo-claro, cinzento-claro, Bruno-forte, vermelho-amarelado, amarelo-claro-acinzentado, amarelo-brunado	2,5Y6/2, 5Y6/2, 5Y7/2,7, 5YR5/6, 5YR5/8, 2,5Y7/4, 10YR6/8		Gradual a claro Abrupto	Tem formato côncavo	Baixa		
Colúvio I	Por toda a topossequência	0,40 0,30	Argilo-siltosa (na lente)		Cinzento-azulado-claro (na lente)	2gley7/1		Abrupto e gradual com o Colúvio II				
Colúvio B	Estende-se por 2,70m dos 26,50m da topossequência	0,20			Amarelo, cinzento-claro, amarelo-oliváceo, Bruno-amarelado-claro e Bruno-amarelado	2,5Y7/8, 2,5Y7/2, 2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/1, 10YR5/6		Gradual a claro Abrupto	Constitui um importante registro de evento erosivo deposicional pós-formação paleossoo			
Paleossolo	Estende-se por 26,50m	0,25 0,10 1,40 (F7) 0,45 (F1)			Cinza (base), amarelo-claro-acinzentado (topo) Preto (base), bruno (topo)	2,5Y5/1, 2,5Y7/3 5YR2,5/1, 7,5YR5/4		Abrupto Abrupto				
Colúvio A	Estende-se por 2,60m							Abrupto Clara com o alterito	Presença de água livre entre os furos F19 e F19a, não havendo indícios de saturação em direção ao			

									paleossolo			
Alterito	Estende-se por 13,10m	0,55 0,10	Areno- siltosa e arenosa (F1 e F7c)	Grânulos de arenito				Com o paleossolo é abrupto e clara com o Colúvio A				
Rocha				Fração areia fina e média	Amarelo-claro- acinzentado, amarelo	5Y8/3, 2,5Y7/8						

5.2.2 Toposseqüência VI

A toposseqüência VI (figura 23) com 26,5 m, é constituída por seis depósitos coluviais, horizonte Ap e alterito. O alterito encontra-se interrompido na parte central, e as extremidades apresentam geometria de lente. O Colúvio A aparece como lente na extremidade direita da seção. Acima o horizonte organo-mineral está presente praticamente em toda a seção, espessando-se em direção ao centro da toposseqüência. A base da unidade tem formato côncavo, e o topo é aproximadamente retilíneo. Sobrejacente o Colúvio B apresenta forma lenticular. A disposição espacial desta unidade e o tipo de contato com as demais, são similares àquela encontrada na toposseqüência V. O Colúvio I apresenta forte inclinação entre os furos F20 e F15; aparentemente refletindo a superfície inclinada do Colúvio B. Entre os furos F2b e F2 há ocorrência de água livre na porção basal da unidade. O Colúvio II ocorre em toda seção, é muito úmido e possui água livre entre os furos F8 e F2. O Colúvio III como nas demais unidades subjacentes, é fortemente inclinado entre os furos F20 e F15. Ao contrário das duas unidades coluviais subjacentes, o Colúvio III não possui água livre. O Colúvio IV apresenta-se extremamente úmido no furo F20, em função desta porção da toposseqüência se encontrar em uma zona de convergência de fluxo superficial. O horizonte Ap tem profundidades que variam de 0,20 a 0,40 m, apresentando-se relativamente seco. As características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades nesta toposseqüência estão sintetizadas no quadro 16.

5.2.2.1 Considerações sobre a Toposseqüência VI

As unidades coluviais A e B, como na toposseqüência V, são restritas à porção norte da toposseqüência, entre os furos F20 e F15. Entre estes furos, as demais unidades coluviais apresentam forte inclinação, aparentemente refletindo superfície inclinada do Colúvio B. A base do horizonte organo-mineral apresenta concavidade entre os furos F8d e F8a, enquanto o topo da unidade possui forte tendência retilínea. O contato entre as unidades é predominantemente abrupto. A distribuição de umidade na seção não é homogêneo lateral ou verticalmente; no primeiro caso as extremidades da seção são mais úmidas ou saturadas que o centro e no segundo caso, zonas de saturação intercala-se com zonas de menor umidade.

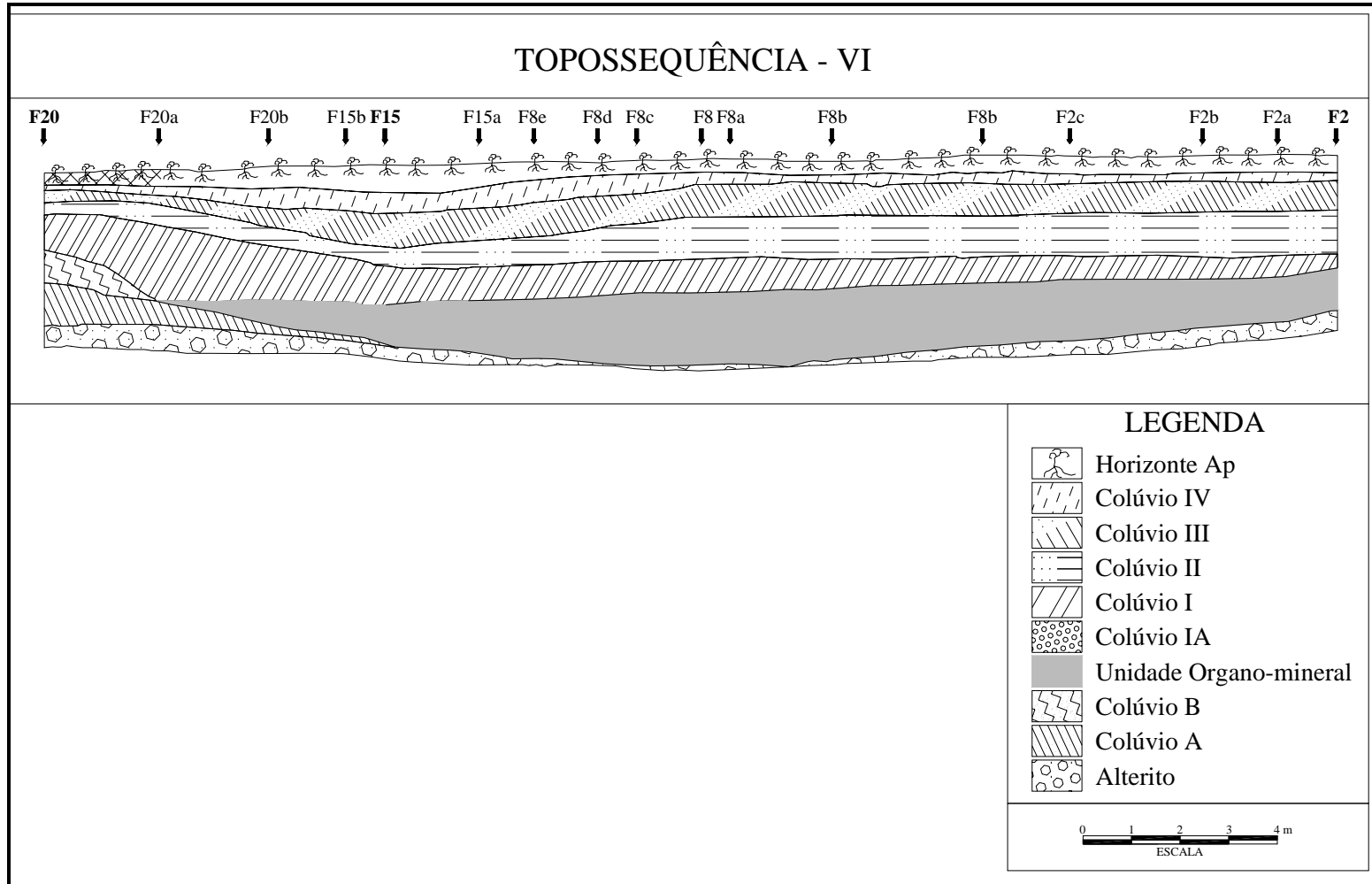


FIGURA 23 - Topossequência VI com as diferentes unidades pedossedimentares.

QUADRO 16 - Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da toposseqüência VI

Unidade	Ocorrência	Espessura metros	Textura	Granulometria	Cor dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Transição	Característica principal	Plasticidade	Queima %MO	pH
Horizonte Ap	26,5m em toda a toposseqüência				Bruno-escuro, cinzento-muito-escuro, Bruno-acinzentado-muito-escuro	10YR3/3, 10YR3/1, 10YR3/2		Gradual	O solo é utilizado por grandes culturas e pastagens	Seca		
Colúvio IV	Toda a toposseqüência	+0,35 (F15) -0,10 (F20)	Areno-siltosa		Bruno-amarelado (F11), bruno-amarelado-claro, bruno-oliváceo-claro (F6.5)	10YR3/2 2,5Y6/3, 2,5Y6/4		Gradual a clara Gradual a clara		Muito úmida (F20)		
Colúvio III	Toda a toposseqüência	+0,70 (F15) 0,50 (F2) -0,25 (F20)	Areno-siltosa		Bruno-acinzentado, cinzento-claro e branco	10YR5/2, 2,5Y7/1, 2,5Y8/1,		Gradual a clara Gradual a clara		Não possui água livre		
Colúvio II	Toda a toposseqüência	+0,85 -0,25 (F20)			Cinza-bruno-claro, cinzento-oliváceo-claro, cinzento-claro, Bruno-forte, vermelho-amarelado, amarelo-claro-acinzentado, amarelo-brunado	2,5Y6/2, 5Y6/2, 5Y7/2,7, 5YR5/6, 5YR5/8, 2,5Y7/4, 10YR6/8		Gradual a clara Gradual a clara		Muito úmida; Água livre entre os furos F8 e F8a e entre F2b e F2		
Colúvio I	Toda a toposseqüência	+0,85 (F15) 0,65 (F20) -0,30 (F2)			Amarelo, Bruno-amarelado-claro, cinzento-claro	2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/2, 5Y7/1		Gradual com o ColúvioII e abrupto com as unidades subjacentes	A unidade apresenta forte inclinação entre os furos F20 e F15	Água livre a partir da porção central da unidade		
Colúvio B	Entre os furos F20 a F20a	+0,70 (F20) -0,10 (F15b)			Amarelo, cinzento-claro, amarelo-oliváceo, Bruno-amarelado-claro e Bruno-amarelado	2,5Y7/8, 2,5Y7/2, 2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/1, 10YR5/6		Abrupto	O contato e a disposição espacial é similar ao da toposseqüência V			
Paleossolo	Nos furos F20 e F20a	+1,55 (F8) -0,10 (F20a)			Cinza (base), amarelo-claro-acinzentado (topo) Preto (base), bruno (topo)	2,5Y5/1, 2,5Y7/3 5YR2,5/1, 7,5YR5/4		Abrupto	A base da unidade tem formato côncavo e o topo retilíneo			
Colúvio A	Entre os furos F20 e F8	0,90 (F20)	Areno-siltosa		Bruno-amarelado-claro, cinzento-bruno-claro, cinzento	2,5Y6/3, 2,5Y7/3, 2,5Y7/4,		Abrupto com o paleossolo e o Colúvio B		Úmida com água livre a partir da		

					e amarelo	2,5Y6/2, 2,5Y6/1 e 10YR7/8				porção central do Colúvio A		
Alterito		+0,45 (F20) -0,10 (F8d)	Areno- siltosa e arenosa (F2 e F8b)					Abrupto com o paleossolo e gradual com Colúvio A	A unidade tem forma de rampa em direção ao centro da toposseqüência			

5.2.3 Toposseqüência VII

Esta toposseqüência possui 26,5 m de extensão e é formada por todas as unidades pedossedimentares que ocorrem na encosta (figura 24). O alterito tem entre cinco e dez centímetros de espessura máxima e ocorre nas extremidades da seção sendo seccionado na porção central. O Colúvio A possui 7 metros de extensão e apresenta geometria lenticular. Entre os furos F21 e F21a há ocorrência de água livre. Em contato abrupto ocorre o horizonte organo-mineral com espessura de até 90 cm e com a mesma geometria verificada nas toposseqüências V e VI. Acima, com 3,10 m de extensão e geometria de lente, ocorre o Colúvio B. O Colúvio I aparece em toda seção com forte ruptura de declive à esquerda. A unidade concentra-se nas extremidades do perfil. O Colúvio II apresenta a mesma ruptura de declive citada anteriormente. Acima, o Colúvio III tem a forma côncava com lados assimétricos. Sobrejacente, a geometria e a espessura do Colúvio IV são similares àquelas identificadas na toposseqüência. A forma da base desta unidade é côncava com lados assimétricos. Entretanto, o topo sugere superfície plana. O horizonte Ap apresenta em geral unidade reduzida. As características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades nesta toposseqüência estão sintetizadas no quadro 17.

5.2.3.1 Considerações sobre a toposseqüência VII

Nesta seção as unidades coluviais A e B ocorrem apenas na extremidade esquerda da seção. Neste setor as demais unidades coluviais apresentam forte inclinação para o centro, aparentemente refletindo a forma lenticular do Colúvio B. O horizonte organo-mineral tem base convexa com extremidades assimétricas. As demais unidades sobrejacentes são suavemente côncavas entre os furos F16 e F16e.

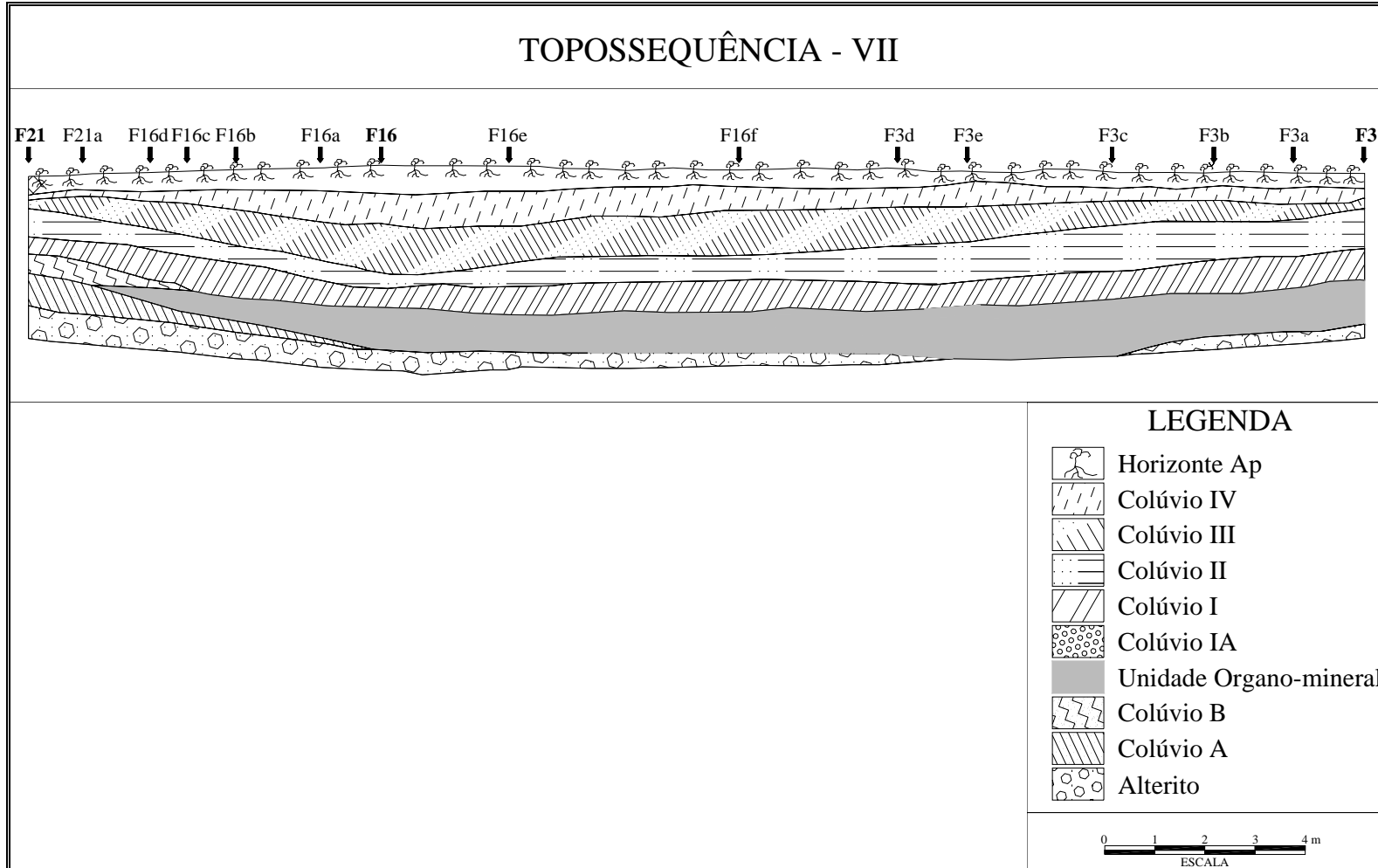


FIGURA 24 - Topossequência VII com as diferentes unidades pedossedimentares.

QUADRO 17 - Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da toposseqüência VII

Unidade	Ocorrência	Espessura (m)	Textura	Granulometria	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Transição	Característica principal	Plasticidade	Queima %MO	pH
Horizonte Ap	Toda a toposseqüência	0,25 0,45			Bruno-escuro, cinzento-muito-escuro, Bruno-acinzentado-muito-escuro	10YR3/3, 10YR3/1, 10YR3/2		Gradual a claro	O solo é utilizado por grandes culturas e pastagem	Extremamente úmido		
Colúvio IV	Toda a toposseqüência	0,70 0,15			Bruno-amarelado (F11), bruno-amarelado-claro, bruno-oliváceo-claro (F6.5)	10YR3/2 2,5Y6/3, 2,5Y6/4		Gradual a claro Abrupto	A base desta unidade é côncava de lados assimétricos			
Colúvio III	Toda a toposseqüência	0,80 0,30			Bruno-acinzentado, cinzento-claro e branco	10YR5/2, 2,5Y7/1, 2,5Y8/1,		Abrupto Gradual a claro	Tem forma côncava com lados assimétricos			
Colúvio II	Toda a toposseqüência				Cinza-bruno-claro, cinzento-oliváceo-claro, cinzento-claro, Bruno-forte, vermelho-amarelado, amarelo-claro-acinzentado, amarelo-brunado	2,5Y6/2, 5Y6/2, 5Y7/2,7, 5YR5/6, 5YR5/8, 2,5Y7/4, 10YR6/8		Gradual com o Colúvio III	Possui forte inclinação entre os furos F21 e F16	Alto teor de umidade com água livre nos furos F3a e F3		
Colúvio I	26,50m de extensão	0,50 0,30			Amarelo, Bruno-amarelado-claro, cinzento-claro	2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/2, 5Y7/1		Gradual com o Colúvio II e abrupto com as unidades subjacentes	Possui forte inclinação			
Colúvio B	3,10m de extensão	0,30 0,10	Areno-siltosa		Amarelo, cinzento-claro, amarelo-oliváceo, Bruno-amarelado-claro e Bruno-amarelado	2,5Y7/8, 2,5Y7/2, 2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/1, 10YR5/6		Abrupto				
Paleossolo	25,10m desta toposseqüência				Cinza (base), amarelo-claro-acinzentado (topo) Preto (base), bruno (topo)	2,5Y5/1, 2,5Y7/3 5YR2,5/1, 7,5YR5/4		Abrupto	O formato é o mesmo identificado nas toposseqüências V e VI			
Colúvio A	7,00m de extensão na toposseqüência	0,60 0,10			Bruno-amarelado-claro, cinzento-bruno-claro, cinzento e amarelo	2,5Y6/3, 2,5Y7/3, 2,5Y7/4, 2,5Y6/2, 2,5Y6/1 e		Abrupto com o Colúvio B e gradual com o alterito		Ocorrência de água livre entre os furos F21 e F21a		

						10YR7/8						
Alterito	Do F21 ao F3 e do F3c ao F3	Entre: 0,05 e 0,10 (F3e e F3c); 0,10 e 0,35 (F16 e F3e)	Areno- siltosa e arenosa (F3 e F3c)							Aparentemente o segmento está associado ao desenvolvimento do paleossolo		

5.2.4 Toposseqüência VIII

Com 26,5 metros de extensão, esta seção representa o transsecto posicionado em direção à média encosta (figura 25). Acima, o alterito, à esquerda ocorre o Colúvio A em forma de lente. O horizonte organo-mineral desaparece na extremidade esquerda da seção. Ele se espessa em direção ao centro da seção, quando atinge 1,10 m. O formato da unidade lembra a de uma concavidade com laterais assimétricas. Acima, o Colúvio B aparece somente à esquerda da seção com a mesma geometria das toposseqüências anteriores. O Colúvio I apresenta umidade relativamente baixa ao longo da toposseqüência, com exceção do furo F22, extremamente úmido. A forma do Colúvio I é côncava, com extremidades assimétricas que convergem para o eixo principal, da mesma forma que o Colúvio II e III. Dentre as toposseqüências, é nesta que o Colúvio IV possui maior espessura. A geometria é similar àquelas das unidades subjacentes, entretanto o topo da unidade sugere superfície quase plana. A umidade é extremamente alta entre os furos F22 e F22b, e baixa nos demais furos. Por fim, o horizonte Ap apresenta as mesmas características apresentadas nas toposseqüências transversais descritas anteriormente. As características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades nesta toposseqüência estão sintetizadas no quadro 18.

5.2.4.1 Considerações sobre a Toposseqüência VIII

Essa seção se assemelha à toposseqüência VII no que se refere à geometria das unidades, distribuição de umidade e espessura das camadas, a exceção do Colúvio IV que se torna mais espesso.

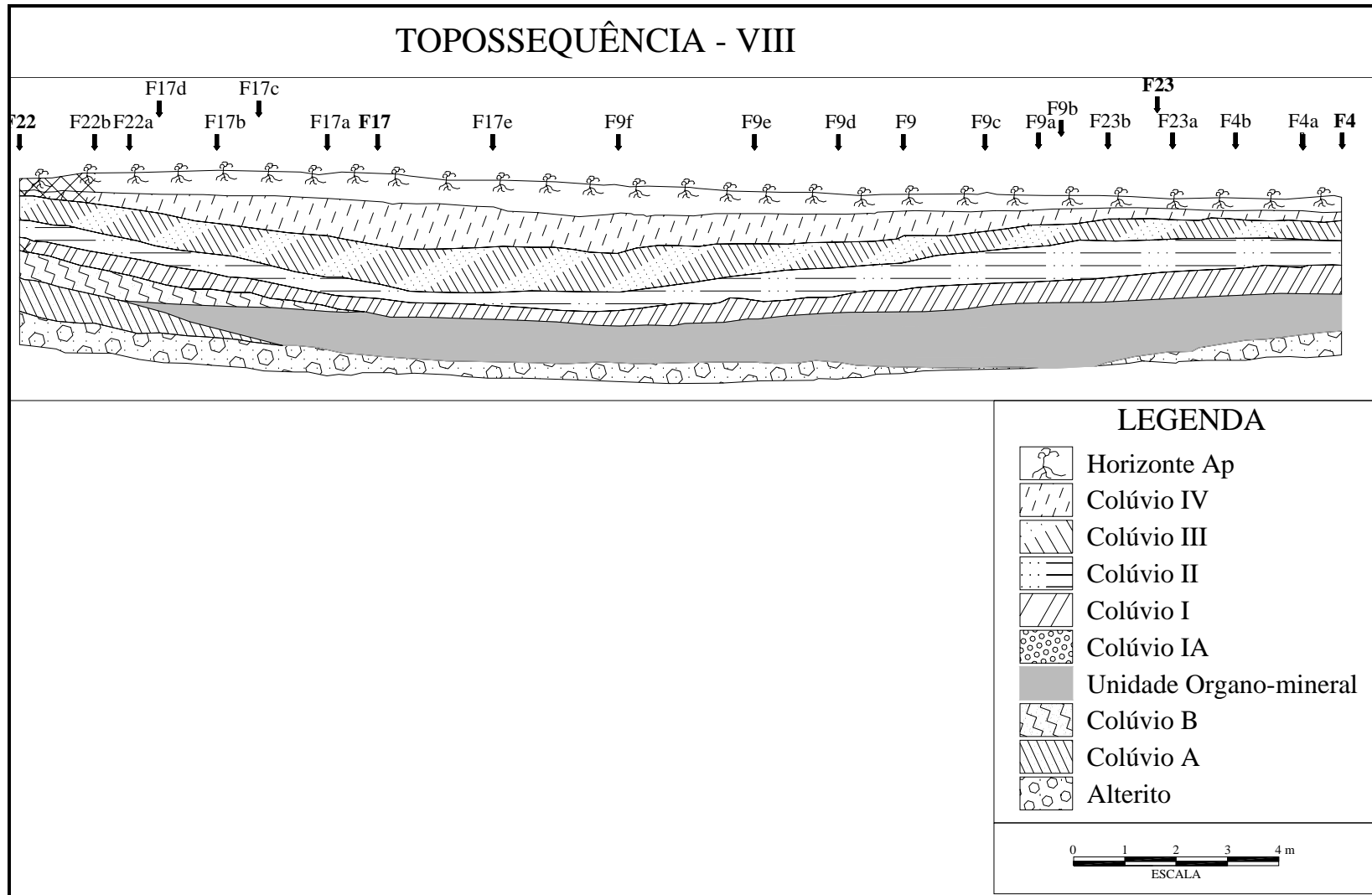


FIGURA 25 - Topossequência VIII com as diferentes unidades pedossedimentares.

QUADRO 18 - Síntese das características morfológicas, texturais, de cor, constituição, umidade, teor de matéria orgânica, pH e de contato entre as unidades pedossedimentares da toposseqüência VIII

Unidade	Ocorrência	Espessura (m)	Textura	Granulometria	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Transição	Característica principal	Plasticidade	Queima %MO	pH
Horizonte Ap	Toda a toposseqüência	0,15 0,35			Bruno-escuro, cinzento-muito-escuro, Bruno-acinzentado-muito-escuro	10YR3/3, 10YR3/1, 10YR3/2			O solo é utilizado para a produção de grandes culturas e pastagem	Seco, com umidade somente entre os furos F22 e F22b		
Colúvio IV	Toda a toposseqüência	0,65 0,10			Bruno-amarelado (F11), bruno-amarelado-claro, bruno-oliváceo-claro (F6.5)	10YR3/2 2,5Y6/3, 2,5Y6/4						
Colúvio III	Toda a toposseqüência	0,70 0,40 0,30			Bruno-acinzentado, cinzento-claro e branco	10YR5/2, 2,5Y7/1, 2,5Y8/1,			Formato côncavo e extremidades assimétricas	Extremamente alta entre os furos F22 e F22b e baixa nos demais		
Colúvio II	Toda a toposseqüência	0,70 0,30			Cinza-bruno-claro, cinzento-oliváceo-claro, cinzento-claro, Bruno-forte, vermelho-amarelado, amarelo-claro-acinzentado, amarelo-brunado	2,5Y6/2, 5Y6/2, 5Y7/2,7, 5YR5/6, 5YR5/8, 2,5Y7/4, 10YR6/8		Gradual	Suavemente côncava e as extremidades convergem para o eixo central no furo F17d			
Colúvio I	Toda a toposseqüência	0,45 0,25			Amarelo, Bruno-amarelado-claro, cinzento-claro	2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/2, 5Y7/1		Abrupto e gradual com o Colúvio II	Possui forma côncava e as extremidades convergem para o eixo central no furo F17d	Relativamente baixa		
Colúvio B	11,00 de extensão	0,45 0,10			Amarelo, cinzento-claro, amarelo-oliváceo, Bruno-amarelado-claro e Bruno-amarelado	2,5Y7/8, 2,5Y7/2, 2,5Y6/8, 2,5Y6/4, 2,5Y7/1, 10YR5/6			Fortemente inclinada			
Paleossolo	Não é encontrado somente em 6,50m dos 26,50m da toposseqüência	1,10 0,10			Cinza (base), amarelo-claro-acinzentado (topo) Preto (base), bruno (topo)	2,5Y5/1, 2,5Y7/3 5YR2,5/1, 7,5YR5/4		Abrupto	Lembra uma concavidade com laterais assimétricas			
Colúvio A	9,00 de extensão	0,85 0,10			Bruno-amarelado-claro, cinzento-	2,5Y6/3, 2,5Y7/3,		Gradual com, o	Possui forma de rampa	Água livre nos furos F22 e F22b		

					bruno-claro, cinzento e amarelo	2,5Y7/4, 2,5Y6/2, 2,5Y6/1 e 10YR7/8		Colúvio A e abrupto com os demais				
Alterito		0,10	Areno- siltosa (F22 e F9c) e arenosa (F23 e F4)						Possui um forte estreitamento entre os furos F9c e F23			

5.3 Síntese da seqüência pedossedimentar da encosta monjolo: toposseqüências de I a VIII

5.3.1 Alterito

O alterito é encontrado em profundidades variáveis (quadro 19), geralmente entre 2,25m e 3,70m, com espessuras de 0,10 até 0,60m. A textura é areno-siltosa e arenosa, 2,5% de seixos e 16% de grânulos. Em geral os clastos maiores são manchados por oxiidratado de ferro vermelho (10R5/8) e amarelo-avermelhado (7/5YR6/8). O teor de umidade no alterito apresenta variações, mas de modo geral ele é úmido. As cores variam do amarelo-brunado (5YR6/8), bruno-amareladas (2.5Y6/4, 10YR5/6; 5/8) até o cinzento-claro (5Y7/2, 10YR7/1) e cinzentas (1gley7/2).

QUADRO 19 Parâmetros granulométricos das amostras do alterito na encosta

Profundidade metros	Argila %	Silte %	Areia %	Grânulo %	Seixo %	pH
3,06 Alterito	2,4	11,4	61,7	20,7	3,9	4,3
3,27 Alterito	3,4	15,4	66,2	13,0	2,1	4,3
3,36 Alterito	2,3	12,5	66,7	15,8	2,7	4,3
3,0 Alterito	14,8	17,2	65,7	2,2	0,0	
3,05 Alterito	7,4	28,1	48,0	16,2	0,3	4,0

As toposseqüências transversais à encosta apresentam o alterito seccionado na porção central da área (figura 26). Em planta, a distribuição do alterito culmina numa área em que o horizonte organo-mineral assenta-se diretamente sobre a rocha, ou sobre delgada camada de alterito.

5.3.2 Colúvio A

O Colúvio A ocorre nas bordas norte e nordeste da área estudada, sempre com a forma lenticular ou de rampa voltada para o interior da rede de toposseqüências (figura 27). As espessuras variam de 0,10 a 0,75m. A unidade possui textura areno-siltosa. A fração grânulo é formada por folhelhos lenticulares, subarredondados e subangulosos, ora preservados, ora alterados. Nesta fração, fragmentos de arenito subarredondados são comuns, assim como a presença de quartzo. A fração areia grossa é formada predominantemente por quartzo e, em menor quantidade, arenito e fragmentos de folhelho. Digna de nota é a presença de mica na fração areia média. As

cores da unidade são: bruno-amareladas (10YR5/6), mosqueadas com vermelho (2.5YR5/6), vermelho-amarelado (5YR6/6) e cinzento-oliváceo-escuras (5Y3/2) entre os furos F18.1 e F11.4. O mosqueado da unidade se deve, ao menos em parte, à presença de fragmentos de folhelho (vermelho, 2.5Y5/6) e a concentrações de manganês (cinzento-oliváceo-escuro, 5Y3/2). Este, por sua vez, tanto pode capear fragmentos de folhelho como preencher macroporos, dando origem a nódulos concêntricos. Onde há ocorrência de água livre, as cores predominantes são bruno-amarelado-claras, cinzento-bruno-claras, cinzentas (2.5Y6/3; 7/3; 7/4; 6/2; 6/1); nas porções acima do lençol freático predomina o amarelo (10YR7/8). São encontradas bandas de oxiidratado de ferro vermelho-claro (10R6/8) alternados por ferro reduzido de cor cinzento-azulada (2gley 6/1). Não foram identificados resíduos de carvão, fragmentos de raízes ou rizoconcreções, que possam indicar qualquer perturbação de origem biológica nesta unidade.

5.3.3 Horizonte organo-mineral

Com profundidade que varia de 2,95 e 4,10m, o horizonte organo-mineral ocorre desde a parede da voçoroca até a borda norte da área estudada (figura 28). Os teores de umidade são relativamente altos em toda a unidade, com presença de água livre entre as toposseqüências I (F2 e F1) e II (F8 e F7.1).

As cores variam de vermelho-escuro-acinzentadas (10R3/3), bruno-amarelado-escuras (10YR3/6), brunas, bruno-escuras (7.5YR5/4, 3/2), bruno-oliváceas (2.5Y4/4), bruno-oliváceo-claras (2.5YR5/4) e bruno-acinzentadas (2.5YR5/2). O mosqueado é predominantemente vermelho-amarelado (5YR5/8), vermelho (10R5/8) e amarelo-avermelhado (7.5YR6/8). A origem do mosqueamento está relacionada as concentrações de oxiidratado de Fe no entorno de fragmentos de folhelho, arenito, e ao preenchimento de poros ou até mesmo a descoloração das paredes destes. A textura é franco arenosas. Ocorrem seixos de folhelho e arenito, arredondados e subarredondados, freqüentemente bem preservados e, não raro, manchados por oxihidratado de

ferro. Na fração grânulo é comum à presença de fragmentos de folhelho, cujo grau de preservação geralmente está associado a sua posição no horizonte organo-mineral. Os grânulos de folhelho encontrados na base da unidade, em sua maioria, são subarredondados, muito alterados e pouco resistentes ao destorroamento à mão. Não raro são encontrados envoltos por película de oxiidratado de ferro. Entretanto, este mesmo material encontrado nas porções superiores do horizonte organo-mineral é predominantemente, subanguloso, bem preservado, de cor vermelho-escuro (10R3/6). Além do folhelho, ocorre na fração grânulo, fragmentos de arenito subarredondados geralmente embebidos em oxiidratado de ferro, que lhes fornecem o aspecto manchado de vermelho-claro (10R6/6) ou amarelo-avermelhado (5YR6/6). Em toda a unidade há ocorrência de concentrações de areia média e areia fina, brancas e bem selecionadas. Embora a tráfegem deforme e misture o material, essas areias raramente são encontradas manchadas de oxiidratado de ferro. A mica, presente em praticamente todo o horizonte organo-mineral possui maiores concentrações na toposseqüência II, entre os furos F8 e F7, com dimensões entre 1mm e 2mm.

O conteúdo orgânico macroscópico encontrado no horizonte organo-mineral restringe-se a poucos fragmentos de carvão cujas dimensões estão entre 1mm e 3mm. Esses fragmentos possuem aspecto fibroso, são muito úmidos e extremamente friáveis ao toque dos dedos. Os teores de matéria orgânica encontrados nesta unidade não possuem nenhum padrão de distribuição. O que pode ser observado são teores mais elevados entre 8% e 5% na toposseqüência III e entre 5% e 6% no toposseqüência V. A média está em torno de 5,6% de matéria orgânica. Com pH em torno de 4,4 o horizonte organo-mineral é fortemente ácido (IBGE, 1995). O contato desta unidade com a camada sobrejacente é abrupto. Os parâmetros granulométricos das amostras da unidade estão expressos no quadro 20.

QUADRO 20 - Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organo-mineral na encosta

Profundidade metros	Argila %	Silte %	Areia %	Grânulo %	Seixo %	pH	Queima %
1,90 Paleo	5,8	22,0	53,6	17,4	1,3	4,0	5,15
2,20 Paleo	5,2	22,3	45,0	16,2	11,3	4,3	4,78
2,89 Paleo	5,8	25,0	42,9	16,9	9,5	4,3	

3,26 Paleo	7,9	35,1	50,5	6,5	0,0	4,2	
3,60 Paleo	7,7	26,0	39,9	20,4	5,9	4,0	
3,85 Paleo	6,8	27,9	46,3	13,6	5,4		
2,70 Paleo	6,6	12,4	73,9	6,6	0,5	4,4	4%
2,80 Paleo	11,0	18,4	67,4	3,1	0,1	4,4	5%

5.3.4 Colúvio B

O Colúvio B é encontrado com espessuras de 0,40m a 0,10m (figura 29). A unidade ocupa a borda norte e nordeste da área estudada, apresenta geometria lenticular que sugere tratar-se de rampa inclinada para o interior da rede de toposseqüências. O contato com o Colúvio A subjacente é abrupto entre os furos F18.2 e F10 e gradual entre as toposseqüências IV e III, longitudinais à encosta. Este contato gradual entre as unidades, parece estar associado ao alto teor de umidade na toposseqüência IV, a qual pode estar mascarando relação entre as unidades. As cores da unidade são variegadas com amarelo, cinzento-claro, amarelo-oliváceo e bruno-amarelo-claro (2.5Y7/8, 7/2, 6/8, 6/4, 7/1) e bruno-amarelado (10YR5/6). São encontradas bandas de oxirredução com 1mm de diâmetro, na cor vermelho-claro (10R6/8), alternada por cinzento-azulada (2gley6/1). A textura é areno-siltosa, com seixos e grânulos de arenito e folhelhos alterados e manchados por oxiidratado de ferro amarelo (10YR7/8) e/ou vermelho-claro (10R6/8). Fragmentos de quartzo subarredondados e bem preservados são encontrados na fração grânulo e compõem, majoritariamente, as frações areia. Esta unidade possui mica na fração areia média e grossa. O material orgânico identificado se restringe a pedaços de raízes com dimensões de 1 a 3mm. O pH da unidade varia de 4,1 a 4,3, fortemente ácido. O contato desta unidade com o Colúvio I é abrupto

5.3.5 Colúvio I

Esta unidade ocorre em toda a área estudada com espessuras entre 0,25 m e 1,00 m (figura 30). O teor de umidade é variável, apresentando setores com água livre (toposseqüência II F6 e F6.3). Entre os furos F13 e F17.1 (toposseqüência III), há uma pequena lente de 0,10m, argilo-siltosa de

cor cinzento-azulado-claro (2gley 7/1), que se constitui numa provável zona de ferro reduzido. As cores variam de bruno-amareladas (10YR5/6, 5/8), cinzentas, cinzento-claro (5Y6/1, 7/2), bruno-oliváceo-claras (2.5Y5/4), e amarelas (2.5Y7/6). O mosqueamento é vermelho (10R4/8), bruno-amarelada (10YR5/8, 6/8) e verde-claro-acinzentada (1gley 6/2). Bandas de oxirredução de cor amarelo-avermelhada (7.5YR7/8), alternadas por cinza (5YR6/8) são encontradas na toposseqüência I (F5). A textura predominante é areno-siltosa, em geral com menos de 1% de seixo e de 5 a 17% de grânulos. Os seixos são de arenito e folhelho sub-arredondados e bem preservados. Folhelhos, arenito e quartzo, em menor quantidade, compõem a fração grânulo. Os fragmentos de folhelho possuem forma lenticular e cilíndrica, são subarredondados e muito alterados. Já os fragmentos de arenito são sub-arredondados e pouco alterados, freqüentemente manchados de oxiidratado de ferro (7.5YR6/8 e 2.5YR5/8). A fração areia é ocupada predominantemente por quartzo, com contribuição de folhelho e arenito na fração areia muito grossa e grossa. A presença de mica está restrita à fração areia média e fina (identificado sob lupa 20x). O material orgânico macroscópico é constituído por pedaços cilíndricos de raízes com diâmetros de 1 a 3 mm, muito bem preservados, sem sinais evidentes de deterioração orgânica. O pH está entre 4,1 e 4,5, extremamente a fortemente ácido. O contato com a unidade sobrejacente é abrupto e em alguns setores encontram-se depositadas acima desta unidade lentes arenosas da baixa para a média encosta. Os parâmetros granulométricos das amostras da unidade estão expressos no quadro 21.

QUADRO 21 - Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organo-mineral na encosta

Profundidade metros	Argila %	Silte %	Areia %	Grânulo %	Seixo %	pH
1,68 C. I	2,8	15,8	61,6	17,3	2,6	4,4
2,27 C. I	4,9	28,2	52,4	13,9	0,7	4,6
2,69 C. I	3,5	27,6	59,9	8,9	0,1	4,5
2,34 C. I	14,7	15,3	64,7	5,0	0,3	4,5
1,46 C. I	6,1	21,9	53,5	14,9	3,6	4,1

5.3.6 Colúvio II

Presente em todas as toposseqüências (figura 31), o Colúvio II tem espessuras entre 0,30 e 1,10 m e contato abrupto com as unidades subjacentes e sobrejacentes. Uma das características desta unidade é a presença de água livre que ocupa a base do Colúvio II. As cores dos materiais estão condicionadas à oscilação da água livre presente na unidade. Assim, a porção do Colúvio II que se encontra acima do lençol freático tem as seguintes cores: amarelo-brunadas (10YR6/8), amarela (10YR7/6, 7/8), bruno-forte (7.5YR5/6), vermelho-amarelada (2.5Y5/8) e amarelo-claro-acinzentadas (2.5Y7/4). O moqueado, nesta porção do Colúvio II é amarelo-avermelhado (5YR6/8, 6/6) e amarelo-claro-acinzentado (2.5Y7/4). Bandas de oxirredução nesta área da unidade são comuns. Em direção à baixa encosta foram identificados nódulos de oxidatado de ferro com diâmetro de 1 a 2 mm, em média. As cores da base do Colúvio II, saturada de água, são cinzento-brunado-claras (2.5Y6/2), cinzento-oliváceo-claras (5Y6/2) e cinzento-claras (5Y7/2). O mosqueamento é predominantemente bruno-forte (7.5YR5/8) e amarelo-brunado (10YR6/8). A textura é areno-siltosa, com percentual de seixos de 1 a 9% e grânulos de 3 a 18%. Os seixos de arenito sub-arredondados ocorrem com grau de preservação variado. A fração grânulo é composta por folhelhos vermelhos (2.5YR5/8) e cinzento-oliváceo-claras (lgley7/N), lenticulares e subarredondados. Os fragmentos de arenito, nesta fração, são arredondados e subarredondados. A fração areia é constituída basicamente por quartzo com predomínio de areia média e grossa (30% e 17%). O componente orgânico macroscópico restringe-se a fragmentos de raízes atuais com diâmetros de 1 a 2 mm, bem preservadas e, em alguns casos, envoltas por películas de oxidatado de ferro. O pH varia de extremamente ácido (4,3) a fortemente ácido (4,5). O Colúvio III ocorre acima, e o contato entre as duas unidades é abrupto. Os parâmetros granulométricos das amostras da unidade estão expressos no quadro 22.

QUADRO 22 - Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organo-mineral na encosta

Profundidade metros	Argila %	Silte %	Areia %	Grânulo %	Seixo %	pH
1,02 C. II	5,8	29,1	56,7	8,3	0,1	4,4
1,20 C. II	4,2	22,7	60,2	11,2	1,8	4,0
1,46 C. II	4,7	25,5	55,7	12,2	1,9	4,1

1,30 C. II	6,4	29,0	53,3	10,6	0,6	4,2
1,41 C. II	3,4	23,1	67,6	5,9	0,0	4,3
1,60 C. II	6,1	24,5	51,0	17,0	1,5	4,2
1,80 C. II	6,0	15,8	62,1	14,8	1,3	4,3
1,85 C. II	3,7	17,7	67,1	10,9	0,6	4,3
1,50 C. II	7,4	12,8	77,0	2,3	0,5	4,4
2,00 C. II	8,2	17,0	71,1	3,7	0,1	4,4
1,16 C. II	4,1	18,5	49,9	18,7	8,9	4,2

5.3.7 Colúvio III

Identificado em todas as toposseqüências, o Colúvio III (figura 32) possui espessuras que variam de 0,25 a 0,95 m. O teor de umidade, apesar de relativamente baixo na maior parte do depósito, apresenta setores com água livre e outros muito úmidos, com formação de bandas de oxirredução. As cores da unidade são bruno-forte (7.5YR5/8), amarelo-claro-acinzentadas (2.5Y7/4), amarelo-brunadas (10YR6/8) e cinzento-brunado-claro (10YR6/2). O mosqueamento é predominantemente amarelo (2.5Y7/8) e amarelo-avermelhadas (7.5YR6/8). A textura é predominantemente areno-siltosa, seguida por arenosa. O percentual de seixos é de até 7% e o de grânulos até 25%. A fração seixo é formada por arenito e folhelho arredondados e subarredondados, freqüentemente bem preservados. De forma geral os grânulos são formados por folhelhos, arenito e quartzo. Os folhelhos são alongados e subarredondados de cor vermelha (10R4/8) e verde-claro-acinzentado (gley 1 6/2), freqüentemente manchadas por oxiidratado de ferro vermelho-claro (2.5YR6/8). A presença de quartzo nesta fração é rara, mas é comum na fração areia. Na fração areia muito grossa, embora pouco freqüente (1% aproximadamente), foram encontrados nódulos de manganês de cor preta (2.5Y2,5/1), muito duros. Material de origem orgânica restringe-se a raros fragmentos de carvão e alguma raízes de vegetais atuais, por vezes envoltos em finas películas de oxiidratado de ferro. O pH gira em torno de 4,0 e 4,7, de extremamente ácido a fortemente ácido. O contato desta unidade com a camada subjacente é abrupto. Lentes arenosas separam esta unidade da subjacente. Os parâmetros granulométricos das amostras da unidade estão expressos no quadro 23.

QUADRO 23 - Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organo-mineral na encosta

Profundidade metros	Argila %	Silte %	Areia %	Grânulo %	Seixo %	pH
0,64 C. III	4,0	15,3	63,6	16,1	1,1	4,0
0,86 C. III	5,2	17,7	54,2	17,9	5,1	4,4
0,72 C. III	6,7	15,3	49,0	25,8	3,1	4,4
1,15 C. III	7,7	24,8	66,2	1,2	0,0	4,5
1,42 C. III	7,1	17,7	66,1	7,7	1,3	4,5
0,76 C. III	7,6	14,9	48,6	22,4	6,5	4,3

5.3.8 Colúvio IV

O Colúvio IV (figura 33) é a mais delgada das unidades colúviais, com espessuras que variam de 0,10 a 0,50 m. De modo geral, o teor de umidade é extremamente baixo, exceto na borda norte que se apresenta muito úmida. As cores predominantes são: bruno-amarelado-escuras (10YR382, 4/4, 3/3), bruno-amareladas (10YR5/8) e bruno-olivádeo-claras (2.5Y6/4). O mosqueamento é bruno-amarelado (10YR6/8) e vermelho-amarelado (5Y5/8). A textura é areno-siltosa, com percentual de seixos inferior a 3% e de grânulos entre 6 e 22%. Os grânulos são compostos por folhelho, arenito e quartzo, geralmente envolvidos por delgada película de oxiidratado de ferro (cutãs de grãos), de cor vermelho-amarelado (5YR5/8). A fração areia é formada por quartzo e nódulos (menos de 5%) de oxiidratado de ferro vermelho-escuro-acinzentado (10R3/4). Digna de nota é a presença de mica na fração areia média e fina (identificação sob lupa 20x). A fração argila possui elevada concentração nesta unidade, 18,3% quando comparada com as demais. A composição de matéria biológica é alta, com grande quantidade de raízes de vegetais atuais e fragmentos de matéria vegetal morta. Estas últimas frequentemente aparecem recobertas por finas películas de material iluviado de cor vermelho-acinzentada (10R5/2, 5/3). A unidade é extremamente ácida, com pH de 4,0 a 4,3. Ela apresenta contato gradual com o horizonte Ap, e recebe forte influência da atividade antrópica de superfície. A transição com a unidade subjacente é gradual. Os parâmetros granulométricos das amostras da unidade estão expressos no quadro 24.

QUADRO 24 - Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte organo-mineral na encosta

Profundidade metros	Argila %	Silte %	Areia %	Grânulo %	Seixo %	pH
0,48 C. IV	6,5	22,3	50,6	19,3	1,3	4,2
0,41 C. IV	5,3	20,7	60,0	12,2	1,9	4,2
0,56 C. IV	18,3	15,6	58,9	6,3	0,9	4,6
0,46 C. IV	6,1	18,5	50,3	22,1	3,0	4,3

5.3.9 Horizonte Ap

Este horizonte, classificado como Cambissolo, porque tem espessuras que variam em torno de 0,25 e 0,45 m. Com exceção da área compreendida pelos furos F19 e F19a (toposseqüência IV) que estão dentro de uma área permanentemente úmida a maior parte do ano, o restante apresenta baixo teor de umidade, podendo ser considerada seca. O solo sustenta grandes culturas (soja, milho, batata), intercaladas por períodos de pastagem (pecuária). As cores predominantes são bruno-acinzentada muito escura, bruna muito escura e bruna escura (10YR3/2, 2/2, 3/3), com mosqueamento 10% vermelho (10R4/8 e 2.5YR5/8). A textura é franco arenosa com grânulos de arenito subangulosos a subarredondados. Os fragmentos de folhelho encontrados nesta fração, geralmente são lenticulares, bem preservados, de cor vermelha (10R4/8). A fração areia é constituída basicamente por quartzo arredondado e subarredondado, com predomínio de areia grossa e média. O material orgânico macroscópico é alto, com muitos fragmentos de vegetais. Isto ocorre devido à formação de cama de palha (ainda no início), técnica de plantio direto empregada por agricultores da região. O pH, apesar do uso da terra para agricultura, é extremamente ácido a fortemente ácido. Os parâmetros granulométricos das amostras da unidade estão expressos no quadro 19.

QUADRO 25 - Parâmetros granulométricos das amostras do horizonte Ap na encosta

Profundidade metros	Argila %	Silte %	Areia %	Grânulo %	Seixo %	pH
0,15 Horiz.Ap	7,7	27,4	54,6	10,1	0,2	4,0
0,33 Horiz.Ap	8,3	31,2	54,6	5,8	0,2	4,0
0,14 Ap	5,5	21,3	52,8	17,2	3,2	4,5
0,29 Ap	3,4	16,7	67,4	10,3	2,3	4,5
0,40 Ap	8,7	16,0	59,4	14,0	1,9	4,6

5.4 Considerações sobre a cobertura pedossedimentar da encosta monjolo: toposseqüências de I a VIII

A rede de toposseqüências construída permitiu identificar sete unidades pedossedimentares, o alterito, a rocha e a distribuição espacial dessas unidades e suas inter-relações.

A distribuição espacial do alterito (figura 26) demonstra que o mesmo foi seccionado na porção central, o que colocou o horizonte organo-mineral em contato direto com a rocha nesta área. Este aspecto aponta para a ocorrência de processos erosivos pretéritos, provavelmente fluxo concentrado, com competência para erodir parte do alterito. O contato abrupto do alterito com o Colúvio A nas extremidades da rede de toposseqüências e a geometria desta unidade sugerem a presença de paleossuperfície de erosão que poderia estar associado ao mesmo evento que erodiu parte do alterito. Provavelmente, esses eventos erosivos foram sucedidos por rápida deposição de sedimentos que pedogenizados deram origem ao horizonte organo-mineral. A presença de camadas de areias finas, bem lavadas e bem selecionadas, possivelmente de origem aluvial, intercalando parte deste horizonte organo-mineral, sugere pulsos de maior sedimentação em detrimento da pedogênese. A origem destes pulsos sedimentares pode estar associada a fluxos superficiais concentrados e/ou difusos, sugerindo períodos de redução e aumento da disponibilidade de água no sistema. Na extremidade NNW da rede de toposseqüências (topo IV), a forma em rampa do Colúvio B, sua distribuição sobre o horizonte organo-mineral e o contato abrupto com estas unidades sugerem novo evento erosivo deposicional. Ou seja, após a formação do Colúvio B processos erosivos decapitaram parte desta e da unidade organo-mineral, as quais foram subsequentemente, recobertas por materiais que constituem o Colúvio I. Na seqüência, novos depósitos se sucederam, originando as unidades coluviais II, III, e IV. Por fim, dá-se a formação do horizonte A. Os depósitos heterométricos que formam estas unidades estão associados a eventos relacionados a fluxos que carrearam e depositaram os sedimentos. A esses eventos intercalaram-se

outros relacionados a fluxos pouco viscosos que depositaram as lentes arenosas que separam as unidades colúvias.

Assim, duas fases distintas e pretéritas estão representadas nos depósitos: uma gerou o horizonte organo-mineral e outra depositou as diferentes unidades colúvias que o recobrem. A primeira fase erodiu parte do alterito e do Colúvio A, o qual foi sucedido de eventos deposicionais que foram superados pelos processos pedogenéticos, dando origem ao horizonte organo-mineral. Este período sugere certa estabilidade pedoambiental. A segunda fase erodiu parte do Colúvio B e do horizonte organo-mineral os quais foram recobertos pela unidade colúvia I, e esta pelas unidades colúvias II III e IV. Nesta fase, os processos deposicionais superaram a pedogênese, sugerindo período de instabilidade ambiental. Por fim, as descrições macroscópicas de campo, destas toposseqüências, sugerem a instalação de nova estabilidade ambiental, responsável pela formação do horizonte Ap e, provavelmente pela reorganização das unidades colúvias, principalmente do Colúvio IV.

Esta última hipótese parece ser corroborada pela presença de água livre, que, ao permear algumas unidades colúvias e organo-minerais, promove o deslocamento e precipitação de oxiidratado de ferro que formam bandas de oxidação, identificadas nas porções mais elevadas do terreno. A presença de mosqueamentos vermelho-amarelados originados pelo preenchimento de poros e capeamento de fragmentos de rocha, também sugere alteração contemporânea dos materiais que compõem este corpo pedossedimentar.

O nível organo-mineral, descrito na toposseqüência, cujas características como teor de matéria orgânica (em média 5%MO), coloração, presença de fragmentos orgânicos e contato abrupto com as unidades subjacente e sobrejacente sugere tratar-se de paleossolo. Embora os resultados não sejam conclusivos e necessitem de maior resolução, estas unidades organo-minerais, podem ser consideradas como paleossolos, provavelmente pertencente as mesmas unidades de paleossolos descritas no capítulo IV.

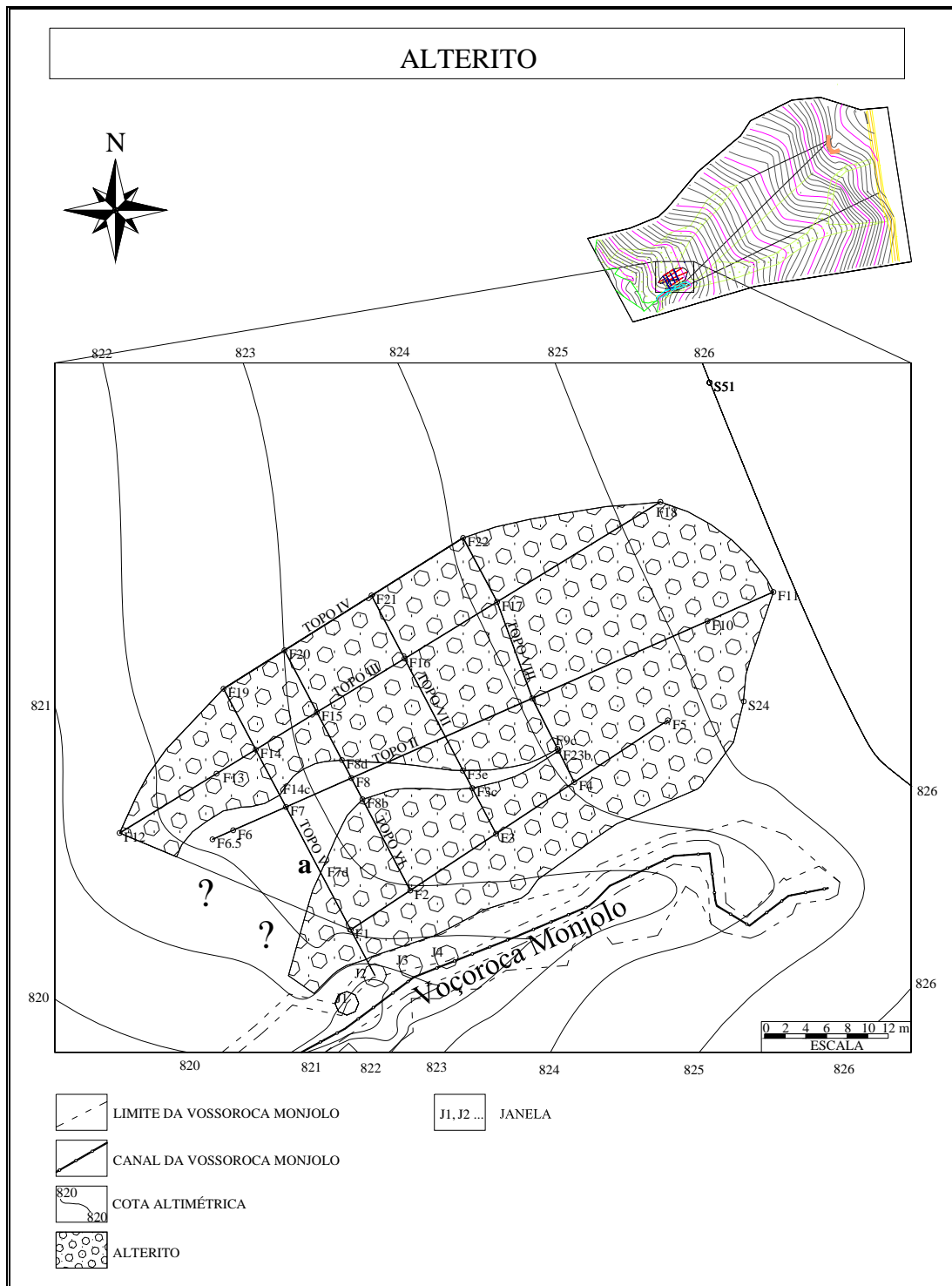


FIGURA 26 – Distribuição espacial do alterito na baixa encosta Monjolo. Note área de contato direto do horizonte organo-mineral com a rocha ou delgada camada de alterito (a).

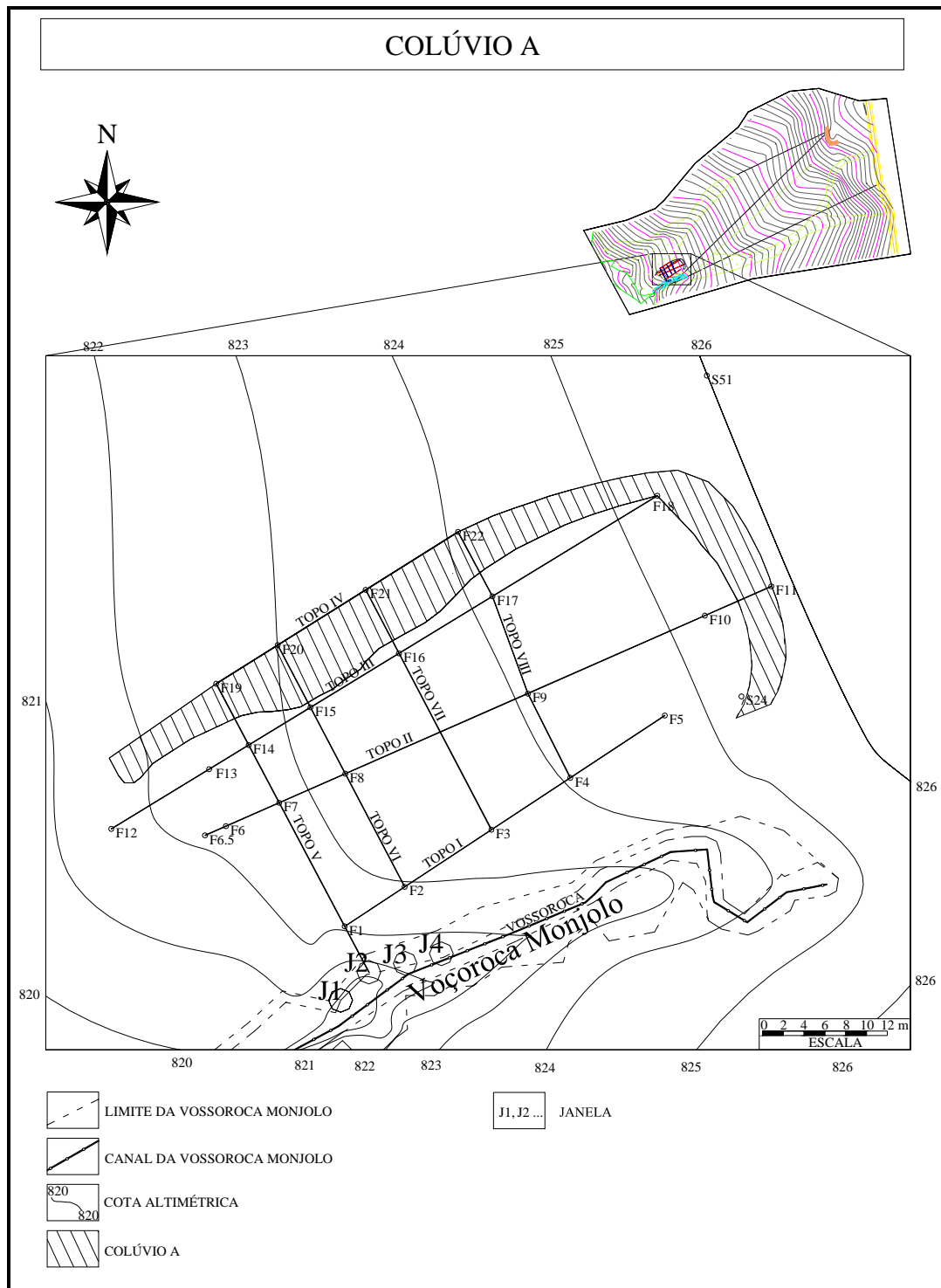


FIGURA 27 – Distribuição do Colúvio A, na rede de topossequências da baixa encosta Monjolo.

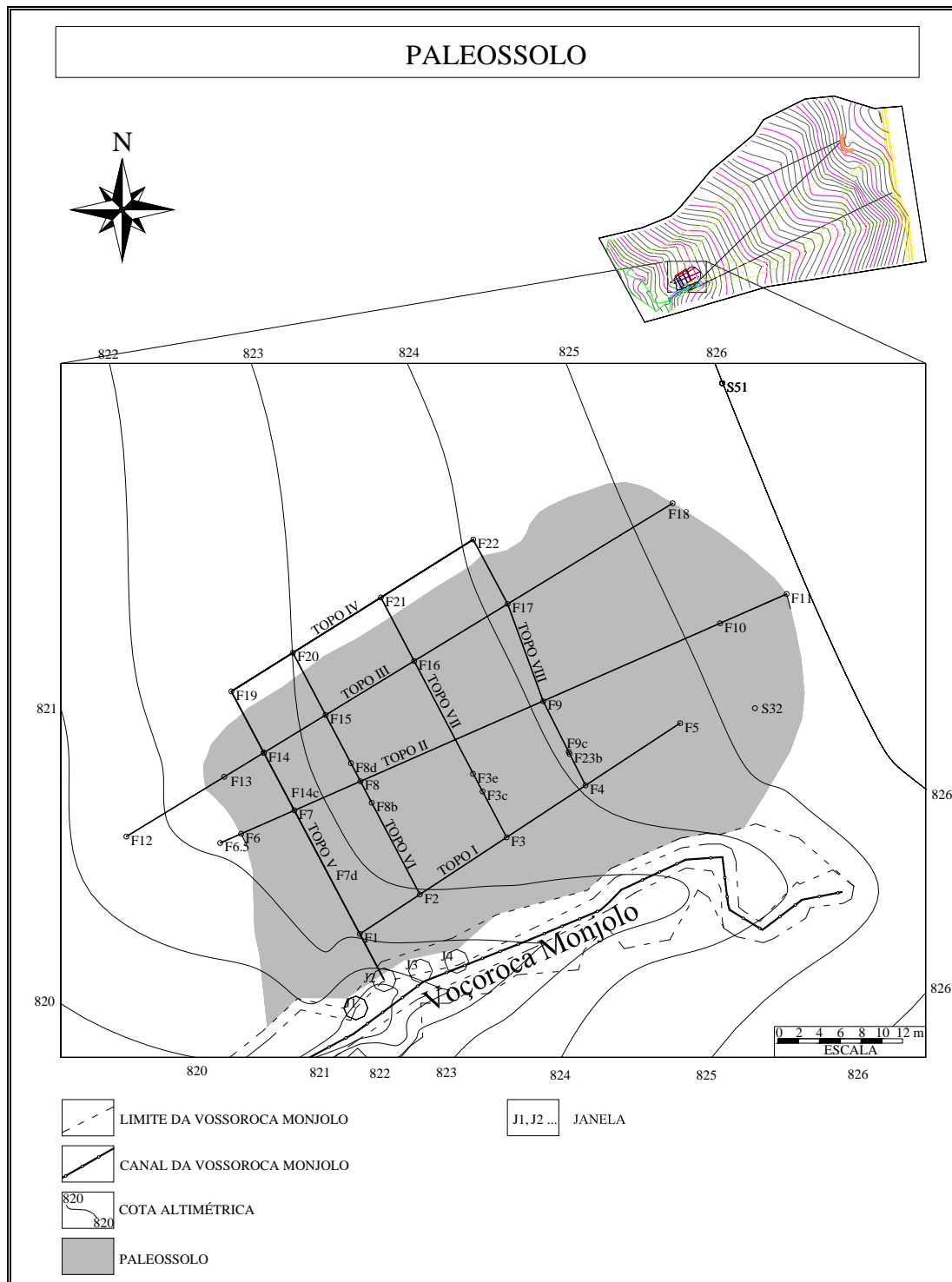


FIGURA 28 – Distribuição do paleossolo na baixa encosta Monjolo.

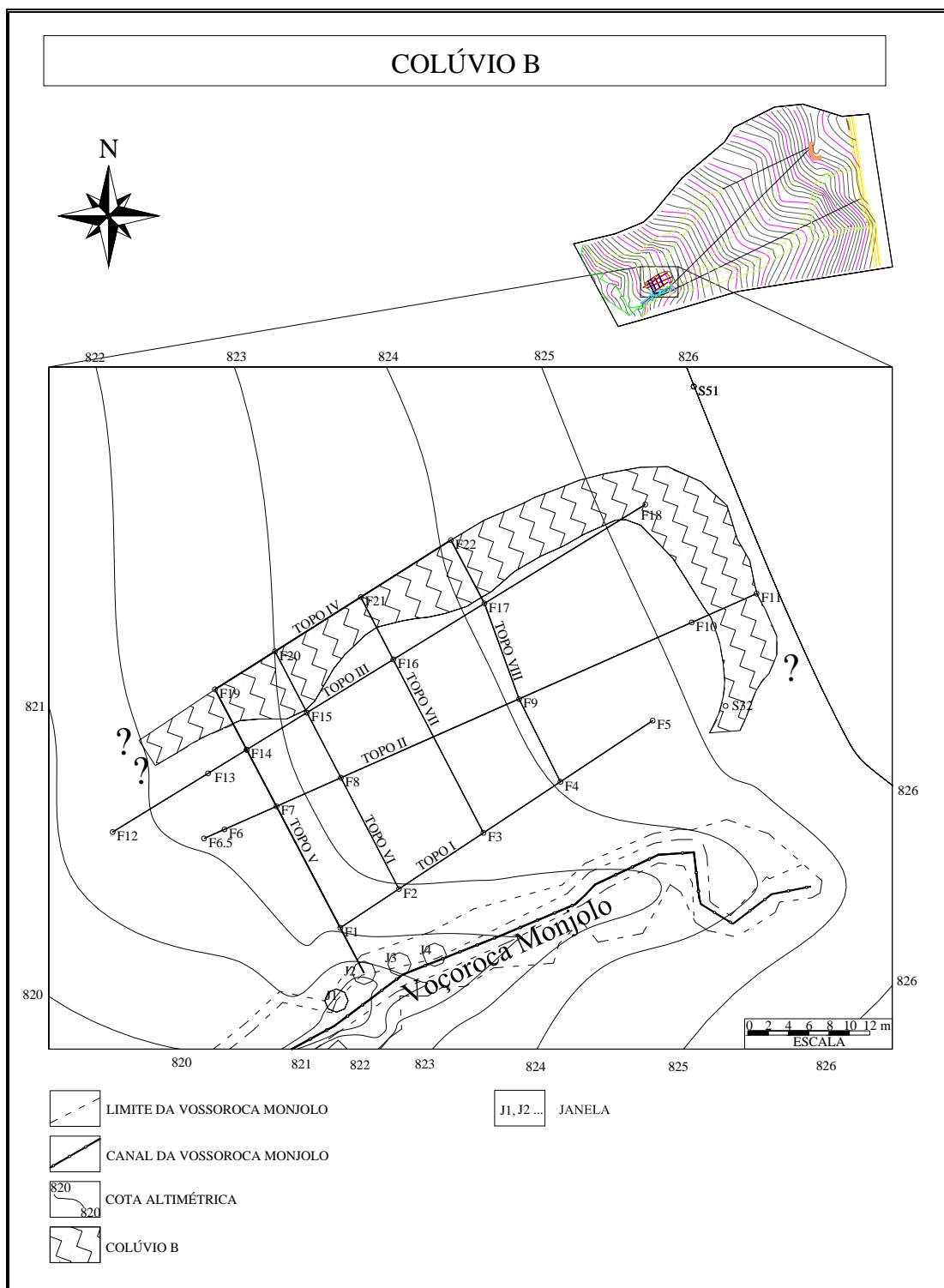


FIGURA 29 – Distribuição do Colúvio B na rede de toposseqüências da baixa encosta monjolo.

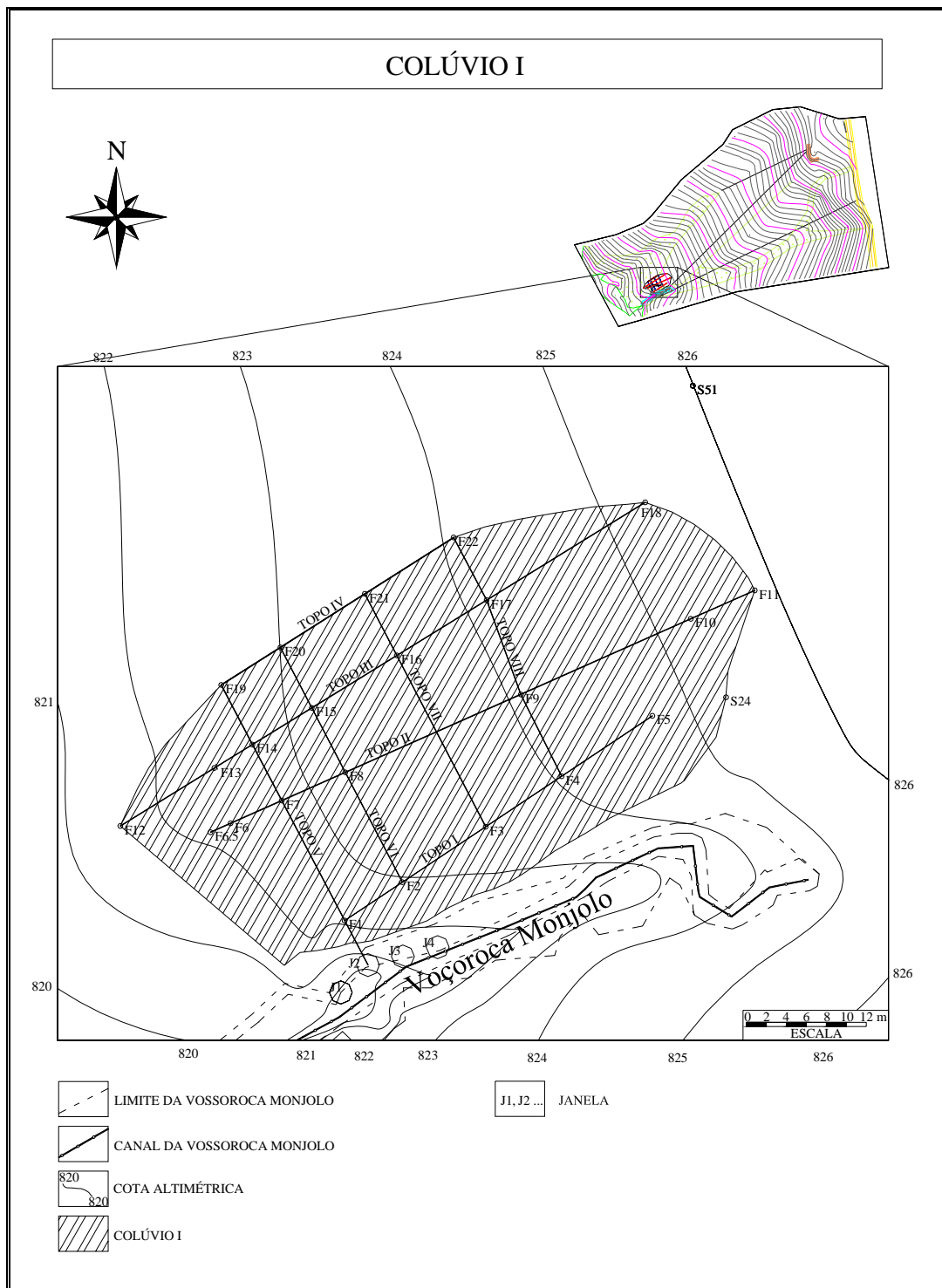


FIGURA 30 – Distribuição do Colúvio I na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.

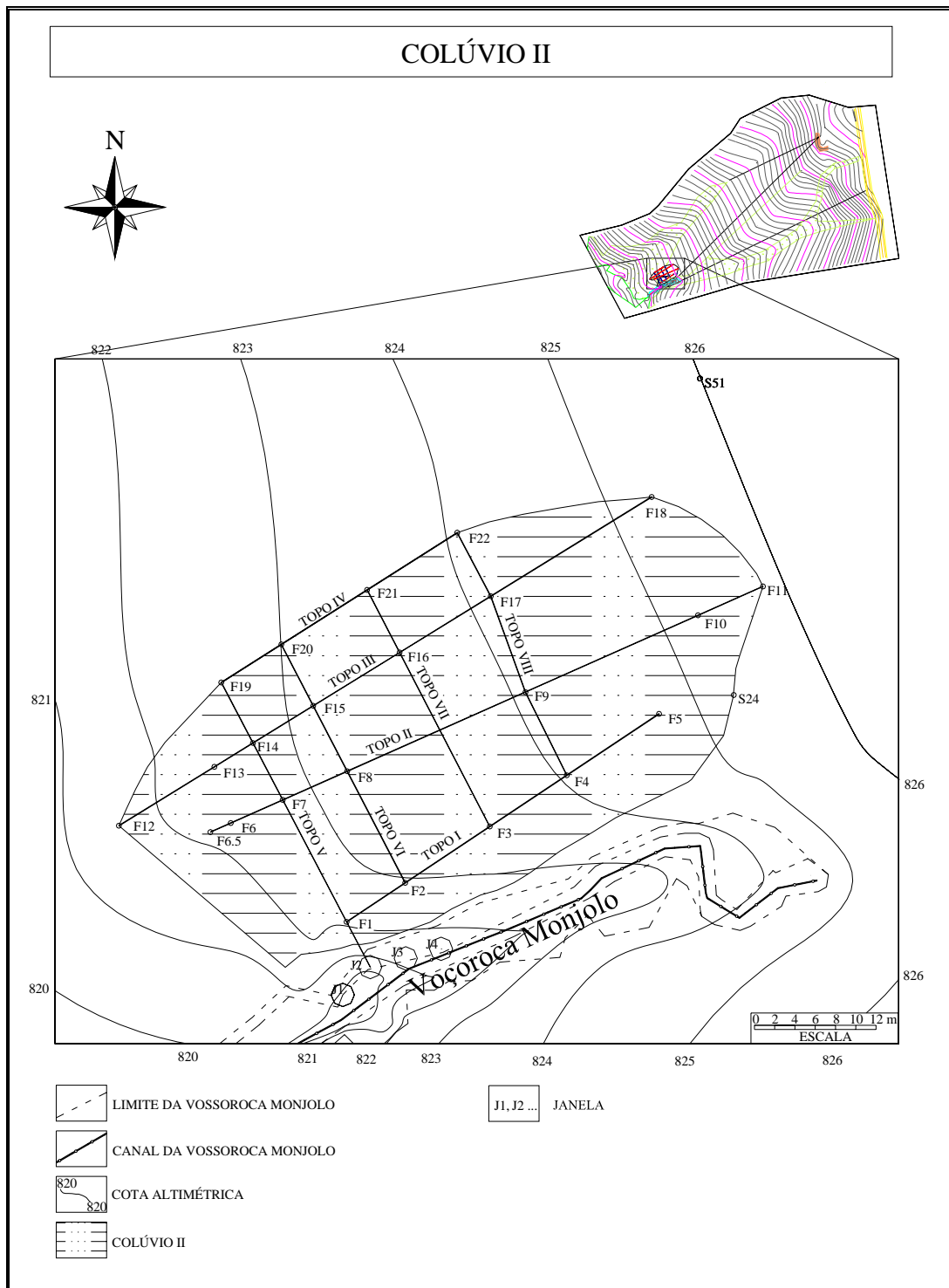


FIGURA 31 – Distribuição do Colúvio II na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.

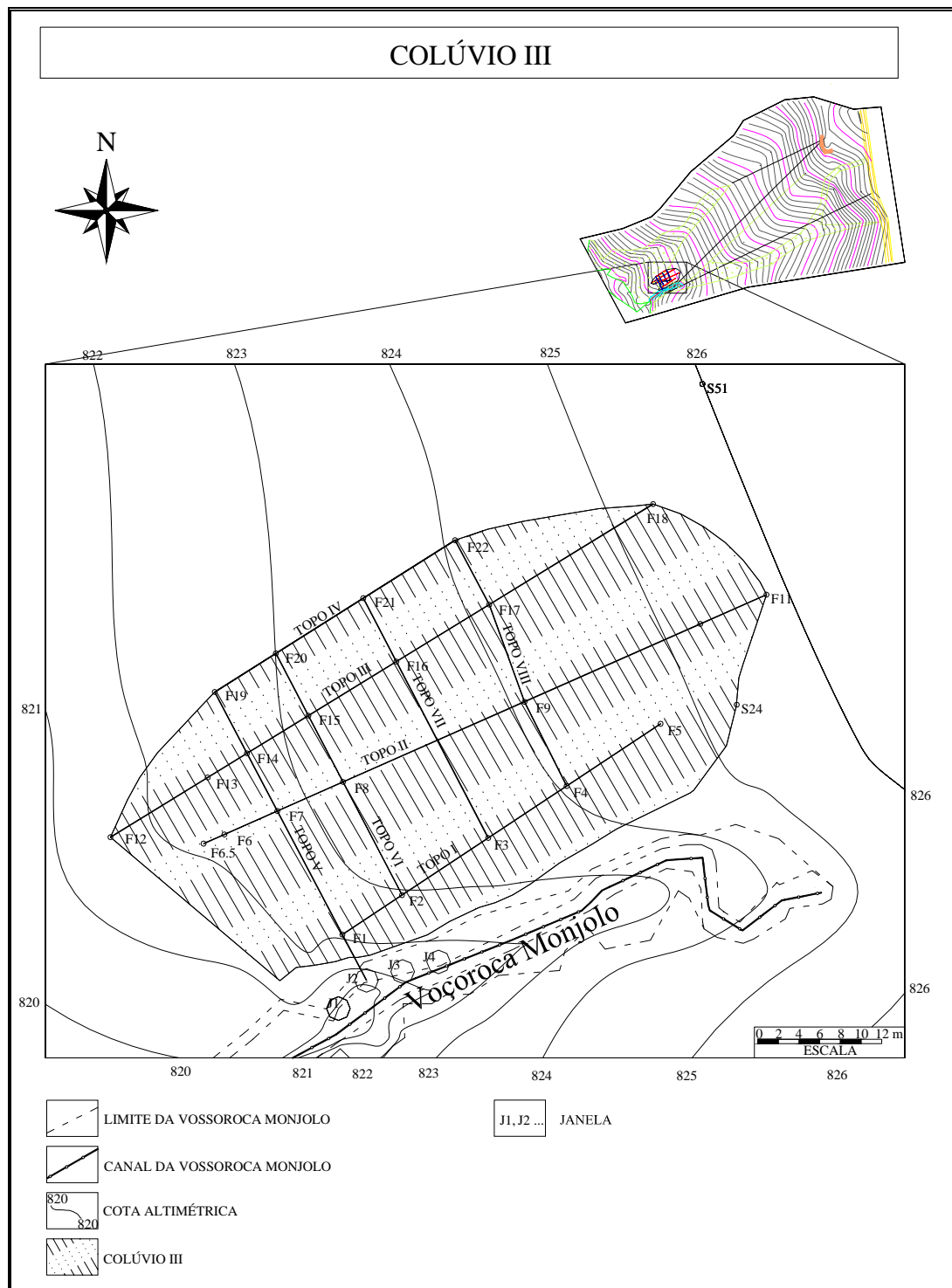


FIGURA 32 - Distribuição do Colúvio III na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.

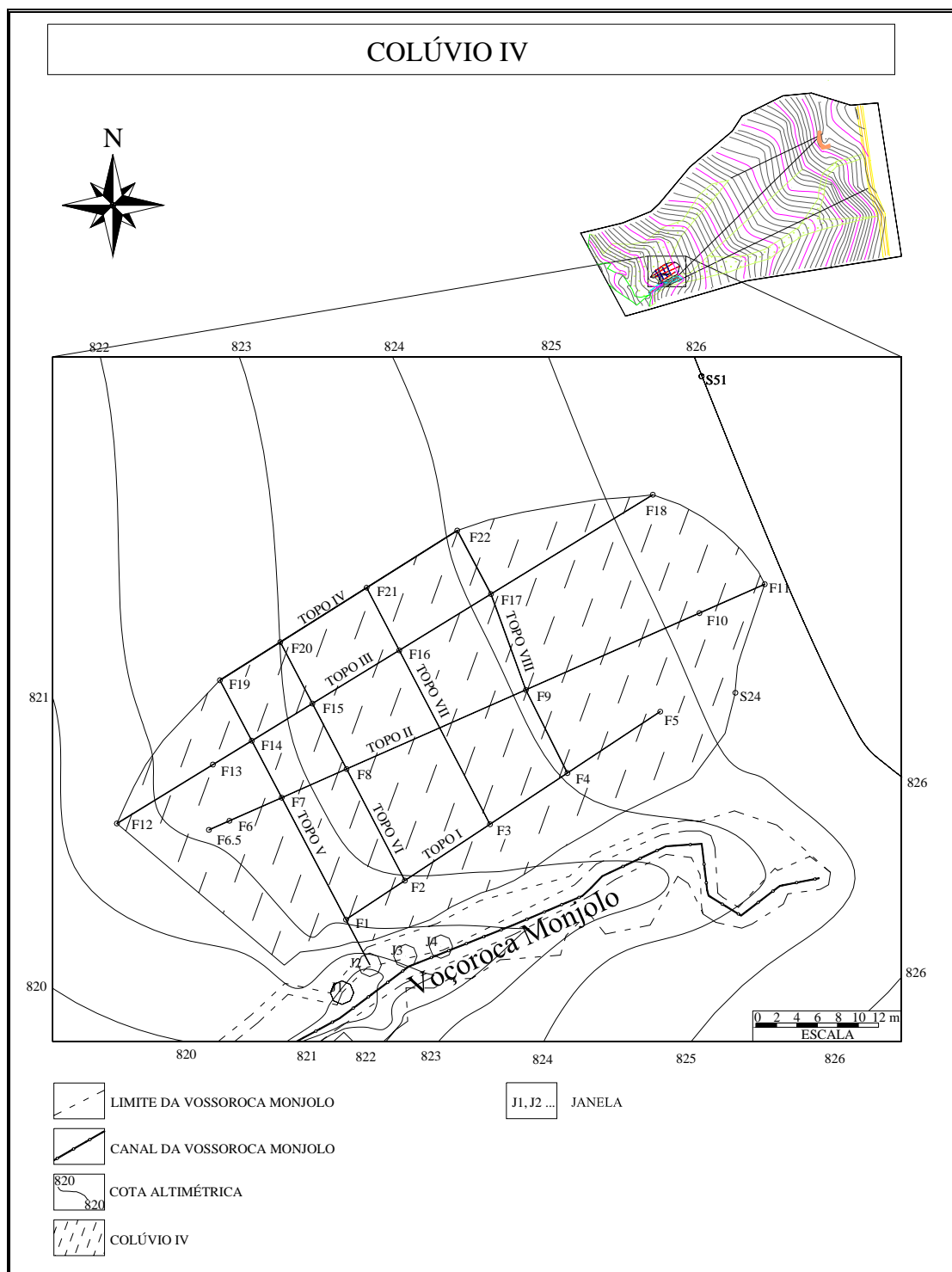


FIGURA 33 - Distribuição do Colúvio IV na rede de toposseqüências da baixa encosta Monjolo.

CAPÍTULO VI

PROPRIEDADES CRONOLÓGICAS, FÍSICAS E QUÍMICAS DO CORPO PEDOLÓGICO, PALEOPEDOLÓGICO E SEDIMENTAR DA ÁREA DE ESTUDO

Este capítulo contém os resultados obtidos nas análises laboratoriais a que foram submetidas as amostras de paleossolo e das unidades colúvias. Os métodos empregados nos ensaios laboratoriais estão descritos no capítulo II, deste trabalho. Na seqüência estão descritos os resultados e a interpretação dos mesmos.

6.1 Análise granulométrica

A análise granulométrica foi efetuada em quinze amostras deformadas extraídas das unidades que compõem a seção levantada na parede da voçoroca Monjolo, aqui denominada de seção Monjolo. As amostras foram coletadas na janela dois da referida seção (figura 34). O método empregado na coleta e análises laboratoriais está descrito no capítulo II, subtítulo 2.3.2.1 granulometria.

O resultado das análises granulométricas permitiu o reconhecimento das classes texturais, as quais foram identificadas de acordo com dois tipos de diagramas triangulares (figura 35); um destinado aos paleossolos e horizonte Ap, que é o diagrama triangular de classificação de solos de acordo com a granulometria, e outro destinado às unidades colúvias, que é o diagrama triangular de classificação de sedimentos (SHEPARD, 1954). A representação gráfica desses triângulos determinou que as amostras procedentes das unidades colúvias (IV, III, II, I e IA) têm textura areno-siltosa (figura 34). Já os paleossolos são predominantemente franco arenosos, com exceção dos paleossolos P1.1, P2.1 e P2.3, que têm textura franco-argilo-arenosa, a mesma textura do horizonte Ap. Esta relação textural, bem como a variação no

percentual de participação das frações granulométricas estão representadas graficamente na figura 35 .

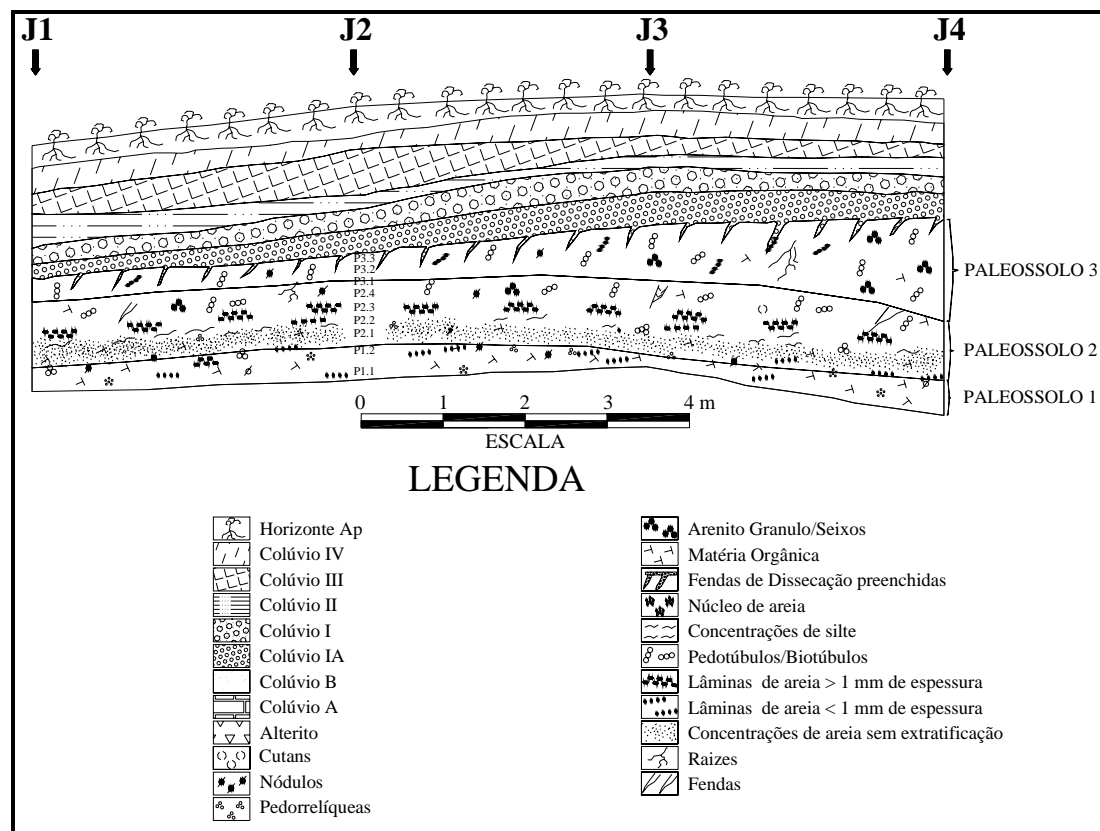


FIGURA 34 – Localização da janela 2 (J2) na seção sistemática levantada na parede da voçoroca Monjolo.

6.1.1 Considerações sobre os resultados granulométricos

A distribuição granulométrica das unidades que compõem o perfil estudado da encosta Monjolo possui variações quantitativas. Apesar destas variações, é possível agrupar-se estas unidades em dois grandes grupos, quando consideradas as similaridades de variação nas frações argila e areia (quadro 26). O primeiro grupo congrega as unidades denominadas de paleossolos e o segundo grupo, as unidades colúvias. O horizonte Ap não foi incluído em nenhum dos grupos devido às características granulométricas da argila e silte distinguirem das unidades colúvio–aluviais.

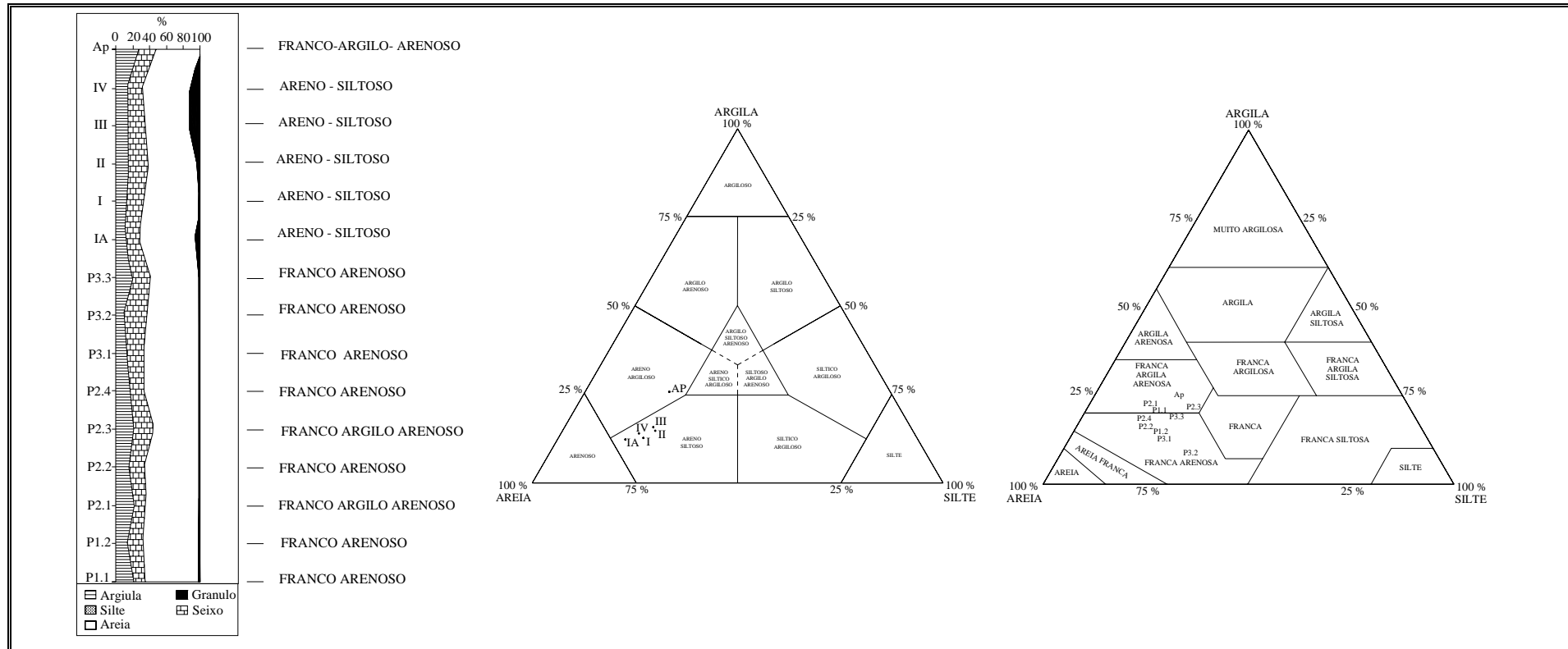


FIGURA 35 – a) Diagrama triangular da distribuição granulométrica e classificação textural das unidades que compõem o perfil Monjolo na janela 2. b) – Diagrama triangular de sedimentos (SHEPARD, 1954) das unidades colúviais do perfil Monjolo (janela 2). c) Diagrama triangular de classificação de solos de acordo com a granulometria.

No grupo constituído pelos paleossolos, as frações argila e silte são as que apresentam maiores variações, quando comparadas com a fração areia, cuja média é de 62,5% de participação na distribuição granulométrica dessas unidades (quadro 26). A distribuição da argila entre estas unidades, demonstra maiores concentrações em determinadas unidades seguido de perda na unidade subsequente, no entanto sem apresentar qualquer padrão de concentração em direção a base do perfil. Contrariamente à argila, a fração silte demonstra tendência à redução de sua participação em direção à base do perfil (quadro 26, figura 35). A fração areia oscila entre 58,4% e 66,2% com uma média de 62,41%.

No grupo das unidades coluviais, mais o horizonte Ap, diferentemente dos paleossolos, as frações argila e silte apresentam pequenas variações (quadro 26 e figura 35). Já, a fração areia, embora com percentuais menores (média de 59,78%) que os apresentados nos paleossolos, possui tendência a aumentar sua participação em direção aos paleossolos. Resumindo, a análise granulométrica demonstra que as unidades de paleossolos possuem maiores teores de areia do que as coluviais, a exceção das unidades CA IA e CA I, cujos percentuais de areia são muito próximos dos percentuais encontrados nos paleossolos. Esta oscilação nos teores de areia pode estar associada à área fonte dos sedimentos que pode ter-se alterado ao longo do tempo. As variações nos percentuais de argila podem estar associados a processos de iluviação/eluviação. Entretanto, os dados granulométricos são inconclusivos em relação as estes processos pedológicos.

QUADRO 26 – Composição da granulometria das unidades que formam o perfil da seção Monjolo

m	Argila	Silte	Areia	Grânulo	Seixo	Unidades
0	25,2	20,0	54,5	0,2	0,0	Ap
0,5	13,2	16,8	58,5	10,2	1,3	C. IV
0,7	13,6	19,7	53,5	12,6	0,6	C. III
1,1	15,1	22,8	58,6	3,2	0,4	C. II
1,4	12,0	21,1	65,6	1,2	0,0	C. I
1,55	11,1	15,8	68,0	4,7	0,4	C. IA
1,7	19,4	21,1	58,4	0,9	0,2	P3.3
1,84	9,6	28,2	61,1	1,1	0,0	P3.2
2	12,8	20,6	65,9	0,6	0,0	P3.1
2,24	17,7	15,7	66,2	0,3	0,0	P2.4

2,4	22,4	23,3	53,5	0,8	0,1	P2.3
2,55	16,4	18,5	64,7	0,4	0,0	P2.2
2,7	22,6	13,5	63,4	0,6	0,0	P2.1
2,82	15,2	18,3	65,2	1,1	0,1	P1.2
3	21,4	15,0	63,3	0,3	0,0	P1.1

6.2 Densidade real, aparente e porosidade total

O método empregado nos ensaios laboratoriais de densidade aparente, densidade real e porosidade total estão descrito no capítulo II, subtítulo 2.3.2.2 . As 15 amostras analisadas, oriundas da janela 2 do perfil estudado (figura 34), demonstraram que a densidade real possui poucas variações entre o horizonte Ap e o Colúvio I, cujos valores estão entre $2,71\text{g/cm}^3$ (Ap) e $2,76\text{g/cm}^3$ (II) e $2,71\text{g/cm}^3$ (I). Na unidade de contato (IA) com o paleossolo (P3.3) a densidade real é de $2,8\text{g/cm}^3$ para ambas as unidades. A partir da unidade P3.3, em direção a base do perfil estudado, a densidade real varia entre $2,8\text{g/cm}^3$ e $2,62\text{g/cm}^3$ (figura 36).

Os valores de densidade aparente variam de $1,626\text{g/cm}^3$ (Ap) a $1,558\text{g/cm}^3$ (I). A partir da unidade IA ($1,580\text{g/cm}^3$), em direção à base do perfil, a densidade aumenta progressivamente até a unidade P2.3 ($1,930\text{g/cm}^3$). Na unidade P2.2 a densidade aparente se reduz ($1,608\text{g/cm}^3$), passando a elevar-se na P2.1 e mantendo-se estável nas unidades P1.2 e P1.1 (Figura 36).

A porosidade total possui, entre o horizonte Ap e o paleossolo P1, variação de 13,94%. Entretanto, esta variação é de 4,4% entre as unidades colúvias. Apesar da pequena variação percentual destas unidades, são elas que possuem os maiores valores de porosidade total. Entre os paleossolo esta variação percentual é de 13,22% (figura 36).

6.2.1 Considerações sobre a densidade real, densidade aparente e porosidade total do perfil da seção Monjolo

Os valores de densidade real apresentam sutis variações nas unidades nas unidades colúvias e horizonte Ap. As maiores oscilações nos valores de densidade real ocorrem entre os paleossolos P3.2 e P1.1 . Os valores obtidos para a densidade aparente demonstram que esta oscila ao longo do perfil estudado. Apesar deste fato, os valores de densidade aparente

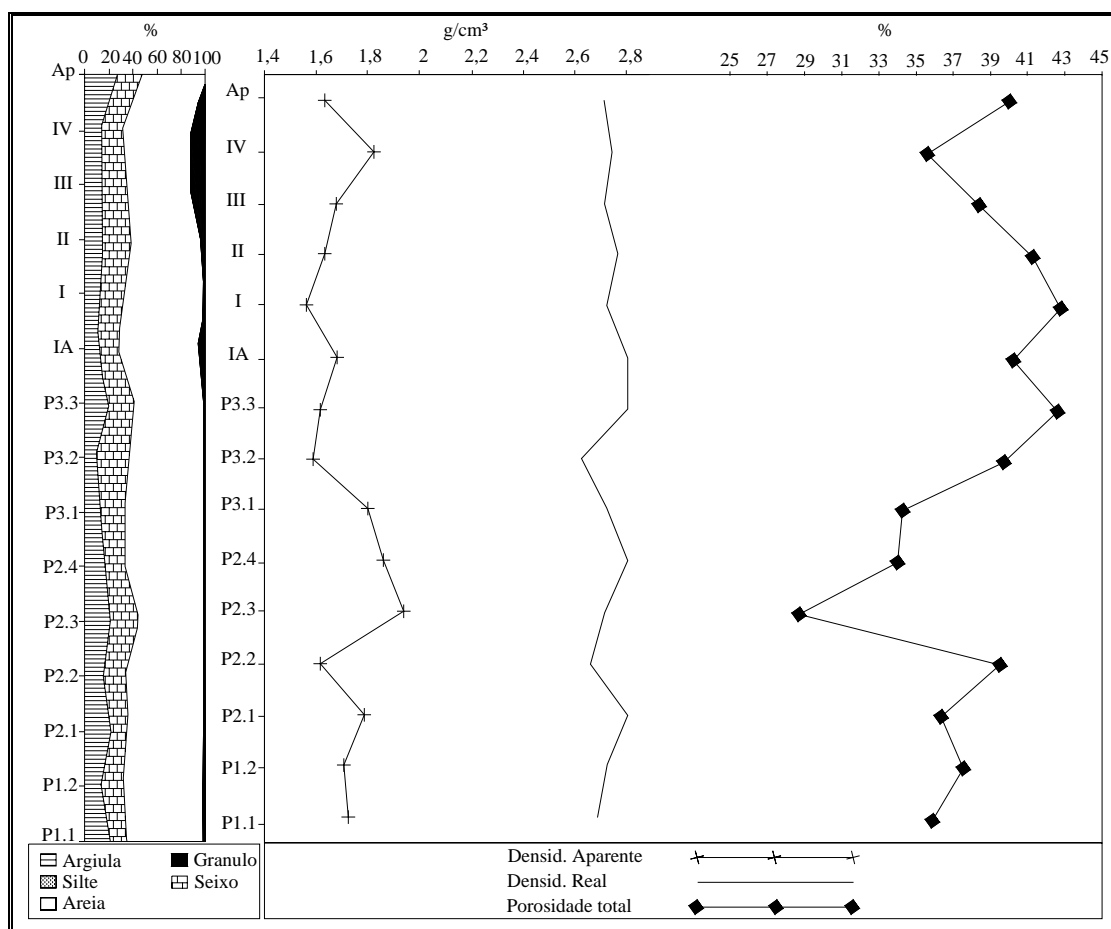


FIGURA 36 – Demonstrativo gráfico da distribuição granulométrica, densidade real, densidade aparente e porosidade total no perfil estudado. (a) Distribuição granulométrica. (b) densidade real, densidade aparente e porosidade total das unidades pedológico-sedimentares na janela 2 do perfil estudado.

são mais constantes nas unidades colúviais do que nos paleossolos, os quais apresentam as maiores variações e densidades dentro do perfil estudado. Este aumento de densidade aparente nos paleossolos sugere maior compactação dessas unidades. Esta hipótese parece ser corroborada com os valores de porosidade total, que apresentam menores percentuais nas unidades que apresentam valores elevados de densidade aparente.

6.3 Teor de matéria orgânica presente em solos e sedimentos

A técnica empregada para identificação do teor de matéria orgânica contida nas amostras do perfil estudado está descrita no capítulo II subtítulo

2.3.2.3.1. Como nos demais ensaios laboratoriais, foram utilizadas 15 amostras. A quantidade de matéria orgânica presente no perfil variou consideravelmente (figura 37). A unidade superficial (horizonte Ap) contém 5,7%M.O (3,32%C). Este teor de matéria orgânica se reduz para 3,8%M.O (2,21%C) na unidade coluvial IV e para valores entre 0,3%MO e 0,8%MO nas demais unidades coluviais (III, II, I e IA). Nos paleossolos a quantidade de matéria orgânica (húmus) torna a se elevar, apresentando teores entre 3,8%M.O e 4,85%M.O (figura 37), muito próximos daquele encontrado no horizonte Ap.

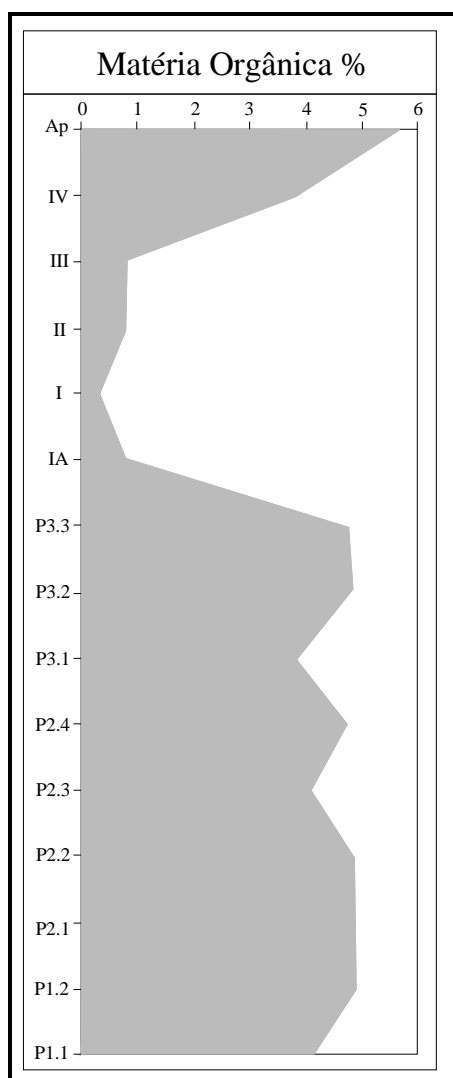


FIGURA 37 - Distribuição da matéria orgânica no perfil da seção Monjolo. Note-se o baixo teor de matéria orgânica nas unidades coluviais III, II, I e IA.

6.3.1 Considerações sobre o teor de matéria orgânica na seção Monjolo

Segundo Brady (1989), as condições climáticas, especialmente temperatura e precipitação, influenciam nos teores de matéria orgânica encontrada no solo. De acordo com o autor, a velocidade de decomposição da matéria orgânica é maior em climas quentes do que em climas frios. Além da temperatura, deve-se considerar também a disponibilidade de água, a topografia e o pH do solo e cobertura vegetal. Assim, torna-se difícil estabelecer diferenças na influência desses elementos no teor de matéria orgânica do solo. De acordo com Brady (1989), estudos demonstram existir maior quantidade de matéria orgânica em solos de pastagens do que em florestas. Segundo esse autor, este fato parece estar relacionado à natureza dos resíduos orgânicos das pastagens, assim como seu modo de decomposição parece condicionar nível orgânico mais elevado do que aqueles encontrados nas florestas. Além destes elementos, deve-se considerar também a textura, a qual parece exercer influência sobre a porcentagem de húmus presente no solo. Solos arenosos possuem teores mais baixos de matéria orgânica do que aqueles cujo teor de finos é mais elevado. Isto parece estar relacionado ao teor de umidade e à oxidação mais rápida dos solos arenosos. Não menos importante é a capacidade de drenagem dos solos. Em solos com drenagem deficiente ou mal drenados têm por sua própria natureza, baixo potencial de Eh, o que propicia maior concentração de húmus, devido à baixa atividade microbiana.

No perfil estudado, o teor de matéria orgânica encontrado no horizonte Ap e nos paleossolos pode ser considerado elevado, de acordo com a classificação quantitativa para carbono orgânico e matéria orgânica do Brasil (quadro 2, capítulo II). Já os teores de matéria orgânica identificados nas unidades colúviais são baixos.

O teor de matéria orgânica identificado na janela 2 do perfil estudado demonstrou que os valores encontrados no horizonte Ap estão muito próximos daqueles encontrados nos paleossolos. Já os teores de matéria orgânica para as unidades colúviais são extremamente baixos, praticamente ausentes. Esta discrepância nos valores de matéria orgânica pode ocorrer em função vários

fatores. Dentre estes, consideramos que a hipótese mais provável seja a posição topográfica dos paleossolos, que se constituíam numa zona de convergência de fluxos superficiais e subsuperficiais, determinando um pedoambiente rico em umidade e baixo Eh. Associado a estes elementos tem-se o pH extremamente a fortemente ácido, o que determina a baixa atividade de bactéria e actinomicetos. Nesta circunstância tem-se um ambiente propício ao acúmulo de matéria orgânica. A baixa concentração, beirando a ausência de conteúdo orgânico das unidades coluviais, pode estar associada à mudança na topografia, o que é comprovado na superfície de erosão do paleossolo P3.3 (capítulo IV) e, provavelmente a alterações na disponibilidade de umidade do sistema, bem como na redução da cobertura vegetal.

6.4 Acidez do solo (pH)

A técnica utilizada para determinar o pH da seção Monjolo está descrita no capítulo II. Os resultados obtidos demonstraram que tanto o horizonte Ap, como as unidades coluviais e os paleossolos apresentam um pH extremamente ácido a muito ácido (figura 38).

6.4.1 Considerações sobre os efeitos do pH no perfil estudado

O pH é um dos elementos que controla a atividade das bactérias e actinomicetos, os quais atuam melhor em solos minerais⁷, com valores intermediários a elevado de pH. Suas atividades diminuem drasticamente quando o pH cai para menos de 5,5 (fortemente ácido). Já os fungos, em função de sua versatilidade, desenvolvem-se bem em uma ampla faixa de pH. Portanto é natural que os fungos predominem em solos normais, com faixa mais reduzida de pH. Por isso, os fungos predominam em solos com pH mais reduzido, e competem com bactérias e actinomicetos em solos com pH intermediário a alcalino. Em solos minerais, a oxidação e a fixação de nitrogênio ocorre com vigor em solos com pH superiores a 5,5, embora haja ocorrência de reações em solos orgânicos, com valores reduzidos. De forma geral, possível se afirmar que, apesar de a degradação da matéria orgânica em solos ácidos ser prejudicada em função do pH baixo, os fungos têm

⁷ **Solo mineral** é aqueles cujas propriedades são determinadas predominantemente por material mineral.

capacidade, na sua maioria, de efetuar a transferência enzimática com acidez elevada (BRADY, 1989). Entretanto, deve-se ressaltar que em solos com baixo potencial de Eh, a atividade dos fungos é praticamente nula. Assim sendo, é razoável considerar que o pH no passado manteve valores muito próximos aos identificados nos dias atuais e que os teores de matéria orgânica registrados nos paleossolos podem estar relacionados a condições anóxicas (Eh negativo).

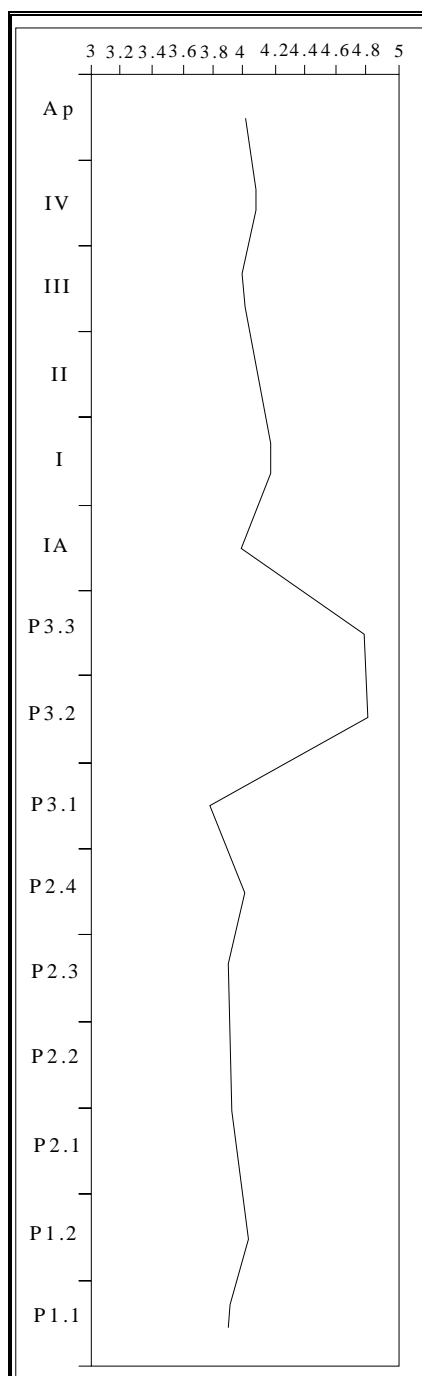


FIGURA 38 – Variação do pH no perfil estudado.

6.5 Química total do perfil da seção monjolo

Como nos demais ensaios laboratoriais a análise química total da seção Monjolo considerou 15 amostras oriundas dos paleossolos (P1, P2 e P3) e das unidades coluviais (IA, I, II, III, IV e Ap) sobrepostas aos paleossolos. Os resultados obtidos em laboratório (tabela 6.3) estão expressos em peso porcentagem e compreendem os dez maiores óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5). Estes óxidos serão referidos no texto apenas como os dez maiores óxidos. Os microelementos do solo, que correspondem a menos de 1% do seu peso do solo, analisados foram; Enxofre (S), Flúor (F), Cobre (Cu), Chumbo (Pb), Zinco (Zn), Arsênio (As), Níquel (Ni), Cromo (Cr), Zircônio (Zr), Tório (Th) e Cloro (Cl), cujos resultados estão expressos em ppm (quadro 27). Estes componentes do solo serão referidos ao longo do texto apenas como microelementos.

A análise química total forneceu a quantidade absoluta dos elementos contidos na seção Monjolo, permitindo identificar a variação em sua concentração ao longo do perfil. Os dados contidos na tabela 6.1 demonstram que no caso das amostras pertencentes ao paleossolo P1, não há variações significativas dentre os 10 maiores óxidos. Entretanto, isto não ocorre com o paleossolo P2, que possui significativas modificações entre estes elementos, principalmente na amostra P2.2, cujo teor de SiO_2 (67,72%) é o menor identificado na seção. O paleossolo P3 possui sutis variação entre as amostras P3.1 e P3.2. Já a amostra P3.3 apresenta teores bem diferenciados em relação às demais amostras do paleossolo P3 e muito próximos dos teores do Colúvio IA. No caso das unidades coluviais (IA, I, II, III, IV) e do horizonte Ap, a variação nos teores dos óxidos são mais significativas para o Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , e P_2O_5 . Os teores dos microelementos (quadro 28) apresentam sutis variações em suas concentrações ao longo da seção Monjolo. Embora importantes, os valores absolutos fornecidos pela análise química total, eles propiciam apenas comparações relativas em relação a sua concentração, sem estabelecer referência às ligações existentes entre eles. Para que isto seja possível, ou seja, para que se possa comparar horizontes dentro de um mesmo perfil ou seção do solo é recomendado o uso das relações

QUADRO 27 – Participação em peso porcentagem dos 10 maiores óxidos na seção Monjolo (Seção 1). >UL indica que o valor esta cima do limite da curva, <LL indica que o valor esta abaixo do limite da curva

Unidade	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)
Ap	75,71>UL	9,95<LL	0,71	4,13	0,021<LL	0,57	0,080<LL	0,09	1,37	0,046<LL
IV	71,15	13,02	0,71	4,44	0,017<LL	0,77	0,066<LL	0,10	1,89	0,042<LL
III	73,11	12,33	0,70	4,71	0,018<LL	0,71	0,064<LL	0,09	1,72	0,050<LL
III	71,88	13,87	0,65	3,93	0,018<LL	0,90	0,070<LL	0,10	1,95	0,069
I	72,28	14,54	0,67	2,95	0,018<LL	0,98	0,072<LL	0,11	2,09	0,054<LL
IA	75,35>UL	12,98	0,74	2,45	0,017<LL	0,57	0,071<LL	0,07	0,75	0,098
P3.3	77,16>UL	12,23	0,73	2,35	0,016<LL	0,55	0,068<LL	0,08	0,82	0,050<LL
P3.2	88,14>UL	8,58<LL	0,61	1,84<LL	0,015<LL	0,43	0,062<LL	0,08	0,77	0,031<LL
P3.1	86,58>UL	8,91<LL	0,65	1,98<LL	0,014<LL	0,44	0,068<LL	0,08	0,87	0,029<LL
P2.4	77,45>UL	11,46	0,80	2,16	0,015<LL	0,52	0,070<LL	0,08	1,08	0,037<LL
P2.3	80,86>UL	7,34<LL	0,64	2,16	0,015<LL	0,35	0,076<LL	0,07<LL	0,81	0,038<LL
P2.2	67,72	14,09	0,75	4,75	0,021<LL	0,85	0,073<LL	0,09	1,88	0,054<LL
P2.1	77,03>UL	11,54	0,70	3,20	0,016<LL	0,51	0,070<LL	0,08	1,09	0,048<LL
P1.2	81,40>UL	11,19	0,61	1,28<LL	0,014<LL	0,49	0,069<LL	0,09	1,08	0,030<LL
P1.1	82,10>UL	11,10	0,61	1,32<LL	0,014<LL	0,49	0,070<LL	0,09	1,08	0,032<LL

QUADRO 28 – Participação em ppm de 10 principais microelementos na seção Monjolo (Seção 1). >UL indica que o valor esta cima do limite da curva, <LL indica que o valor esta abaixo do limite da curva

Unidade	S (ppm)	F (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	As (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Zr (ppm)	Th (ppm)	Cl (ppm)
Ap	443>UL	001<LL	26	34	44	001<LL	19	299	461	12	11
IV	426>UL	001<LL	26	52	41	001<LL	25	277	463	12	18
III	464>UL	241<LL	24	27	45	001<LL	16	280	463	13	<001
III	552>UL	342	28	37	55	001<LL	20	203	387	14	17
I	369	001<LL	24	29	37	001<LL	15	315	502>UL	13	16
IA	394	51<LL	26	34	44	001<LL	16	226	558>UL	12	<001
P3.3	384	47<LL	25	16	35	001<LL	22	308	500>UL	12	18
P3.2	408	001<LL	23	52	39	001<LL	17	370	540>UL	12	24
P3.1	384	47<LL	25	16	35	001<LL	22	308	500>UL	12	18
P2.4	394	51<LL	26	34	44	001<LL	16	226	558>UL	12	<001
P2.3	369	001<LL	24	29	37	001<LL	15	315	502>UL	13	16
P2.2	552>UL	342	28	37	55	001<LL	20	203	387	14	17
P2.1	464>UL	241<LL	24	27	45	001<LL	16	280	463	13	<001
P1.2	426>UL	001<LL	26	52	41	001<LL	25	277	463	12	18
P1.1	443>UL	001<LL	26	34	44	001<LL	19	299	461	12	11

moleculares (COSTA VERDADE, 1972; RETALLACK, 1990, 1997).

6.5.1 As relações químicas entre as unidades do perfil Monjolo

A comparação entre as relações moleculares, das unidades que compõem o perfil estudado permitiu estabelecer a migração diferencial de determinados componentes químicos, cujos resultados serão apresentados por relação molecular a seguir. Antes, porém, deve-se ressaltar que variações nas relações químicas de solos e paleossolos podem ser muito sutis (RETALLACK, 1997).

6.5.1.1 Relação molecular soda/potássio ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$)

Segundo Retallack (1997), esta relação molecular é freqüentemente utilizada como indicador de salinização. De acordo com esse autor, os efeitos do sal no solo somente são significativos quando esta relação excede o numerador 1, o que não é o caso do perfil estudado, cujo maior numerador encontrado foi 0,1575, no paleossolo P3.2. A variação do numerador óxido desta relação molecular, ao longo do perfil estudado, sugere maior concentração de K_2O entre as unidades colúvias IV a I, do que nos paleossolos (figura 39b). No Colúvio Ia, como nos paleossolos, o numerador óxido sugere um sutil acúmulo de Na_2O . A exceção é o paleossolo P2.2, cujo numerador óxido sugere acúmulo de K_2O (figura 39b).

6.5.1.2 Relação molecular alcalino terrosos/alumina ($\text{CaO}+\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$)

A relação molecular alcalino-terrosos/alumina, segundo Retallack (1997), é freqüentemente utilizada como indicador de calcificação, apresentando numerador óxido abaixo de dois em solos não calcários. No perfil estudado, esta relação molecular sugere maior concentração de alcalino-terrosos entre o horizonte Ap e o Colúvio IA (figura 39c). No paleossolo, este numerador óxido, quando comparado com as demais unidades do perfil, apresenta uma sutil redução, sugerindo maior acúmulo de Al_2O_3 nesta porção do perfil estudado. A exceção é a unidade P2.2 cujo numerador óxido está próximo aos valores das unidades colúvias que sobrepõem os paleossolos.

6.5.1.3 Relação molecular alumina/sílica ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$)

Segundo Retallack (1997), a relação molecular alumina/sílica é freqüentemente utilizada como indicador de formação de argila e podzolização, possuindo numerador óxido próximo a zero nos solos arenosos. No perfil estudado, esta relação molecular demonstrou uma sutil concentração de Al_2O_3 , no horizonte Ap e unidades colúviais, enquanto os paleossolos tendem a concentrar mais sílica. A exceção é o paleossolo P2.2 (figura 39d) cujo numerador óxido é próximo daqueles encontrados nas unidades colúviais.

6.5.1.4 Relação molecular alumina/bases ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)

Esta relação molecular reflete a acumulação de material insolúvel (argila) em relação a materiais solúveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) (RETALLACK, 1997). No perfil estudado, esta relação molecular sugere maior concentração de material solúvel entre o horizonte Ap e a unidade Colúvio IA, enquanto os paleossolos tendem a reter mais Al_2O_3 . A exceção é o paleossolo P2.2, cujo numerador óxido está próximo aqueles identificados para as unidades colúviais (figura 39a). Este resultado sugere maior acúmulo de material insolúvel nos paleossolos.

6.5.1.5 Relação molecular alumínio/titânio $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$

Nesta relação molecular, optou-se por tomar o Titânio como referência por ser um dos elementos menos móveis no solo, o que permite identificar as zonas de maior acúmulo de alumínio no perfil. No perfil estudado esta relação molecular demonstrou haver um acúmulo de alumínio nas unidades Ap, IV, III, II, I, IA e nos paleossolos P2.2, P2.1, P1.2 e P1.1 (figura 39e). Já nos paleossolos P3.3, P3.2, P3.1 e P2.4, os numeradores óxidos indicam maior mobilidade do alumínio nestas unidades.

6.5.1.6 Relação molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$

Esta relação molecular (figura 40a) permite identificar o acúmulo de Fe_2O_3 e sua mobilidade no perfil. Os numeradores óxidos desta relação molecular, quando comparados entre si, sugerem haver maior concentração de Fe_2O_3 entre o horizonte Ap e o Colúvio III. Entre o Colúvio II e o paleossolo P2.4, esta relação molecular

sugere baixa presença de Fe_2O_3 . Nos paleossolo P2.2 e P2.1 ocorre novo acúmulo de Fe_2O_3 . No paleossolo P1 há baixa presença de Fe_2O_3 . Os resultados obtidos sugerem significativa mobilização do Fe_2O_3 ao longo do perfil, com maiores concentrações nas unidades Ap, IV, III, II e nos paleossolos P2.2 e P2.1. Digna de nota é a presença de uma provável zona de depleção do Fe_2O_3 na unidade formada pelo paleossolo P1.

6.5.1.7 Relação molecular $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_3$

Nesta relação molecular tomou-se o titânio como referência, por ser um dos elementos menos móveis. Verifica-se, através desta relação, que o Fe_2O_3 mantém o mesmo padrão de distribuição observada nas relações $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, ou seja, concentração de Fe_2O_3 nas unidades Ap, IV, III, II, e P2.2. No paleossolo P1, os numeradores óxidos sugerem a presença de uma zona de depleção de SiO_2 nesta unidade (figura 40b).

6.5.1.8 Relação molecular $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$

A figura 40c sintetiza os resultados obtidos nesta relação molecular. Nesta figura é possível identificar maior concentração de Fe_2O_3 nas unidades Ap e IV, III e II, além do Paleossolo P2.2. Nas demais unidades, há significativa redução no teor de Fe_2O_3 . Digna de nota é a significativa redução do numerador óxido do paleossolo P1, indicando a baixa concentração de Fe_2O_3 nesta unidade. Como na relação molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, esta relação também indica concentração de Fe_2O_3 as unidades Ap, IV, III, II, P2.2 e a presença de uma zona de depleção do Fe_2O_3 na unidade formada pelo paleossolo P1.

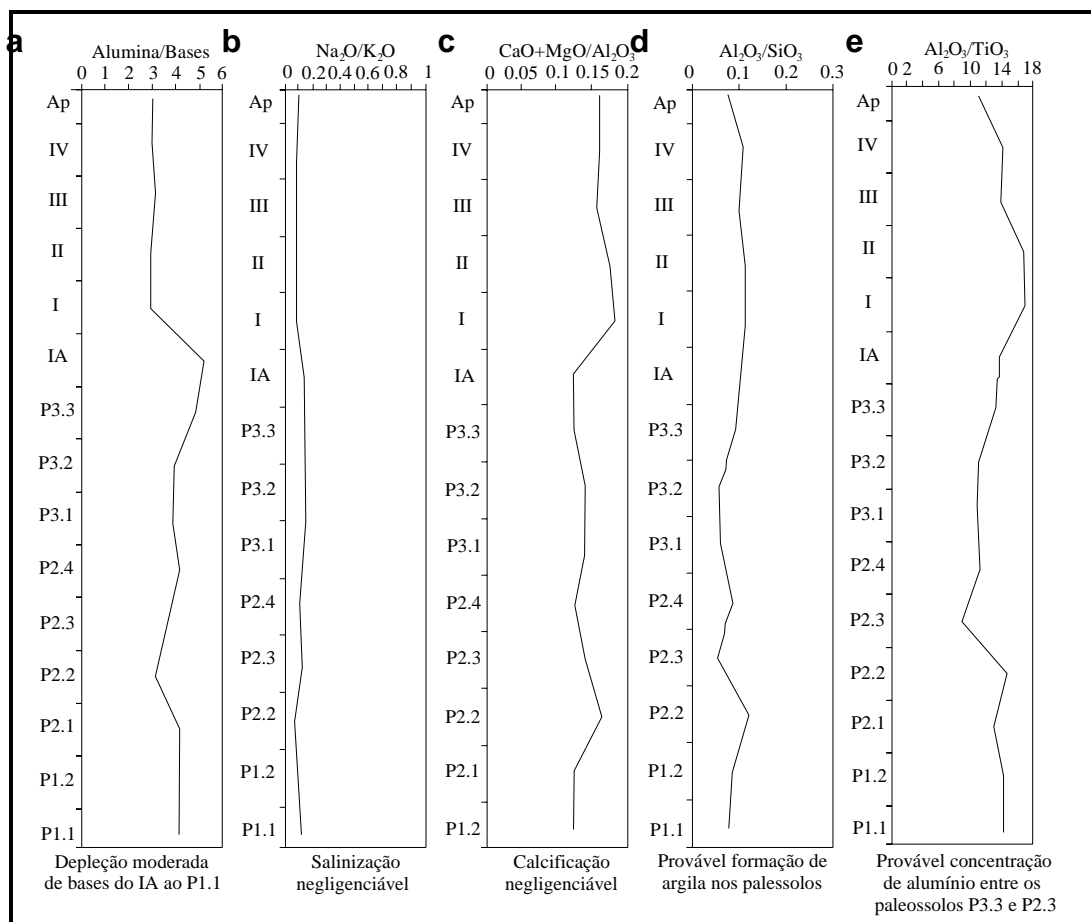


FIGURA 39 – Relações moleculares do perfil da seção Monjolo. a) alumina/bases; b) $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; c) $\text{CaO}+\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$; d) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; e) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_3$.

6.5.2 Considerações sobre a química total do perfil estudado

A análise química total identificou variações na concentração dos 10 maiores óxidos ao longo do perfil estudado (quadro 27). Embora estes resultados reflitam a composição quantitativa dos elementos nas unidades, é possível identificar duas concentrações distintas, uma composta pelas unidades Ap e coluviais IV, III, II, I, IA, e outra pelos paleossolos P3, P2 e P1. Dentre os paleossolos há duas concentrações diferentes nos teores dos 10 maiores óxidos, as quais parecem refletir a própria evolução dos paleossolos. De forma geral, as relações moleculares estabelecidas sugerem estágios de alteração, mobilidade e concentração dos elementos que permitem reunir as unidades coluviais e o horizonte Ap num grupo com maior teor de materiais solúveis, bases e concentração de ferro. Com estas características estas unidades destoam dos paleossolos, nos quais predomina

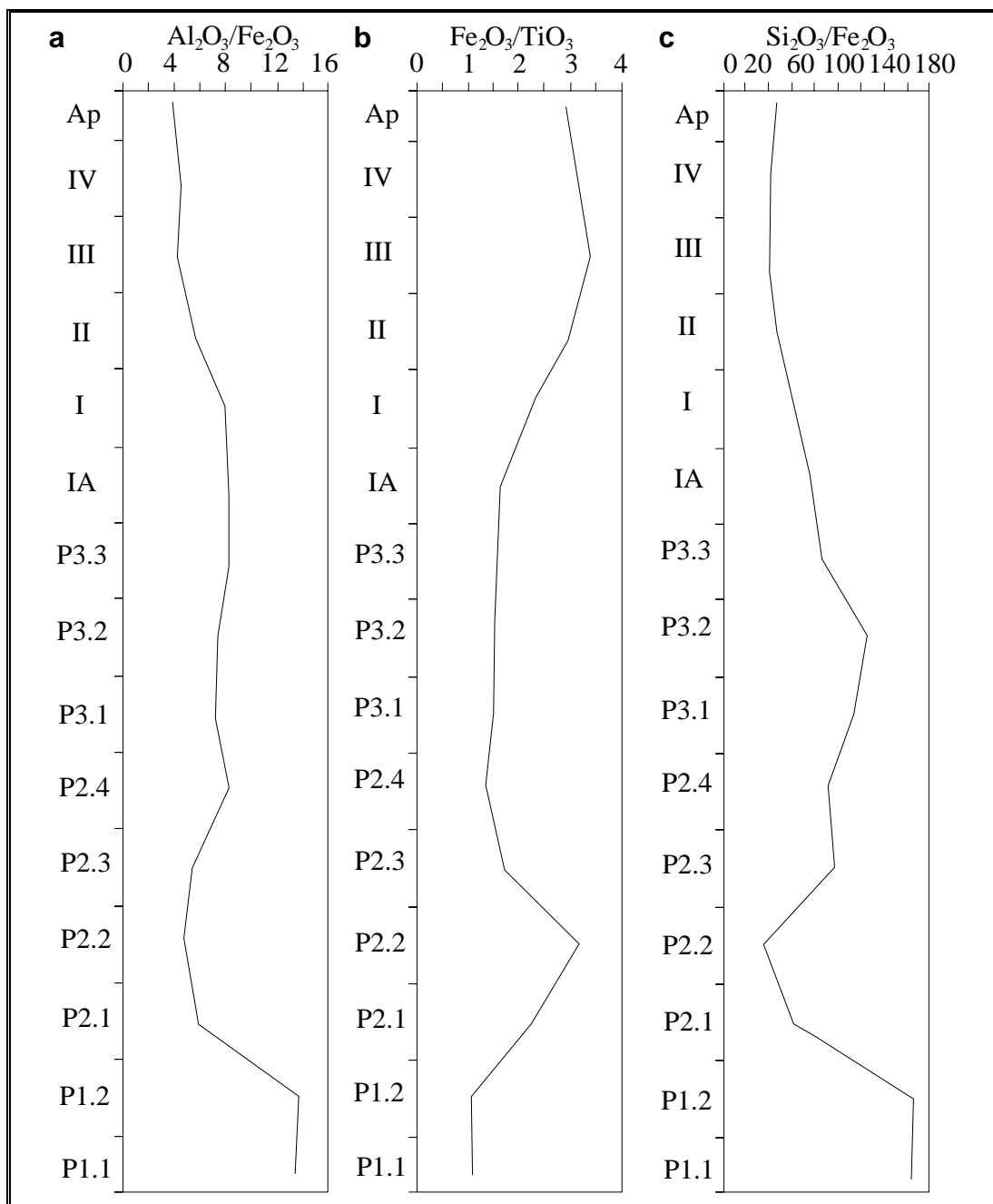


FIGURA 40 – Relações moleculares entre alumínio/ferro, ferro/titânio e sílica/ferro, sugerindo a mobilidade do ferro no perfil em relação ao alumínio, titânio e sílica.

a concentração de material insolúvel (argila) e depleção de Fe_2O_3 . Esta diferença parece refletir pedoambientes evolutivos distintos. No caso dos paleossolos, o seu pedoambiente pretérito pode ter sido saturado de água com baixa mobilidade ao longo da maior parte do ano. Já as unidades coluviais podem estar refletindo um pedoambiente menos evoluído. Outra hipótese se refere à atividade antrópica na área de estudo, a qual emprega quantidades significativas de CaO , Na_2O , K_2O entre

outros. A adição desses e de outros elementos químicos podem ter mascarado a análise química total.

6.6 Difratomogramas

O afloramento de paleossolos e unidades pedológicas e sedimentares expostos no perfil estudado forneceram amostras para análises por difratogramas de raios-X sob a forma natural e calcinada a 500°C por duas horas. Os resultados obtidos serão comentados na seqüência.

6.6.1 Difratomogramas de raios X – amostras calcinadas da seção Monjolo

Os difratogramas de amostras calcinadas do perfil estudado (figura 41) demonstraram o mesmo conjunto de fases cristalinas para toda a seção, variando apenas as intensidades relativas. As amostras dos paleossolos P1, P2 e P3, apresentaram picos com menores concentrações relativas de illita mais vermiculita desidratada. As amostras do paleossolo P3 (P3.1, P3.2 e P3.3), depois de submetidas à calcinação a 500 graus, por duas horas, apresentaram picos de difração variando entre 12-12,5 angstroms, sugerindo a presença de interestratificações de clorita-vermiculita. Os picos com maiores concentrações de illita mais vermiculita desidratada pertencem às unidades colúvias (IA, I, II, III e IV) sobrepostas aos paleossolos (figura 41).

6.6.2 Difratomogramas de raios X – método de amostras naturais, seção Monjolo

6.6.2.1 Amostras colúvias (C. IA a C. IV)

Nas amostras colúvias C., IA, I, II, III e IV (figura 42), os difratogramas apresentam a caulinita em bandas largas, característica de desorganização estrutural ou hidratação com possível formação de haloisita. Em perfil, os difratogramas apontam para uma tendência de agudez dos picos de caulinita em direção à base do perfil (amostras C. IA e C. I). Considerando que a caulinita é um dos últimos minerais a se formar com o intemperismo, o aumento relativo da intensidade do seu pico sugere maior grau de estruturação do mineral. Já o pico das illitas é pouco pronunciado na amostra C. IV, contrastando com as demais amostras colúvias do perfil (III, II, I e IA), que apresentam picos mais intensos em direção ao Colúvio IA. Nos paleossolos este mineral praticamente desaparece. A vermiculita

apresenta bandas extremamente largas nestas unidades coluviais, sendo mais pronunciado no Colúvio IA.

6.6.2.2 Amostras P3.3 a P2.3

Nas amostras P3.3 e P3.2, pertencentes ao paleossolo P3 a caulinita possui bandas largas, característica de desorganização estrutural ou de hidratação. A illita praticamente desaparece, aparentemente formando camadas mistas. O pico de intensidade relativa da vermiculita torna-se mais agudo, contrastando com as unidades coluviais subjacentes. Trata-se de camada com outro gradiente de alteração, sugerindo a ocorrência de minerais típicos de alteração mais pronunciada, associado às vermiculitas.

Nas demais amostras (P3.1, P2.4 e P2.3), o pico de intensidade relativa da caulinita torna-se mais agudo do que nas demais amostras dos paleossolos. Como a caulinita é um dos últimos minerais a se formar com o intemperismo, o aumento da intensidade do seu pico sugere maior grau de estruturação do mineral. O pico da vermiculita possui tendência de bandeamento na amostra P2.3.

6.6.2.3 Amostras P2.2 a P1.1

Nestas amostras o pico da vermiculita se apresenta em bandas largas, com tendência a aumento de intensidade na amostra P1.1. A caulinita apresenta picos com aumento de intensidade em direção à base do perfil. O quartzo se manteve estável ao longo do perfil de difratogramas, havendo significativa redução de intensidade de seu pico na base dos paleossolo (P1.1).

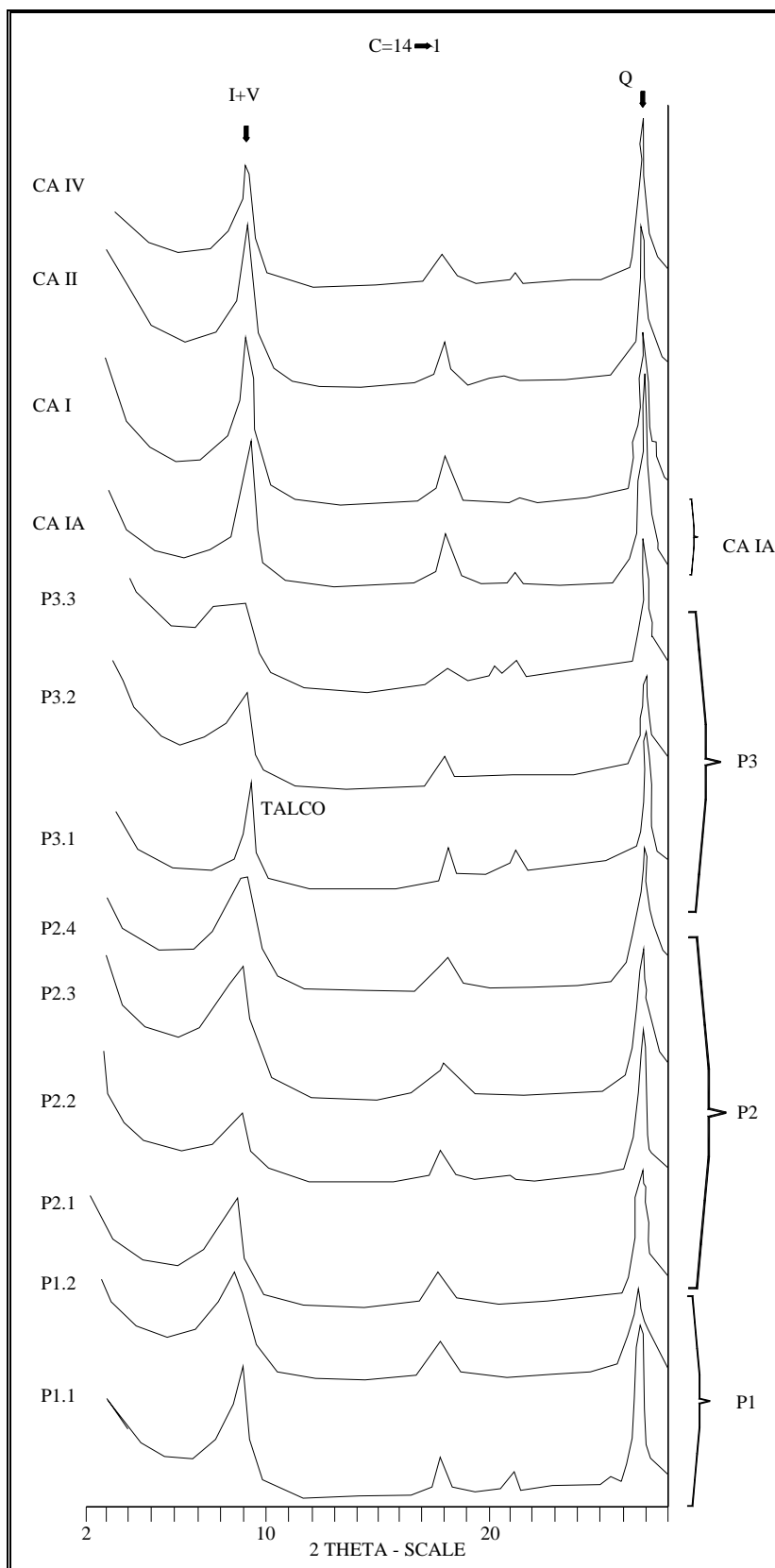


FIGURA 41 – Difratogramas de raios X da janela 3 na seção Monjolo (amostras calcinadas). Ilita mais vermiculita (I+V). Quartzo (Q).

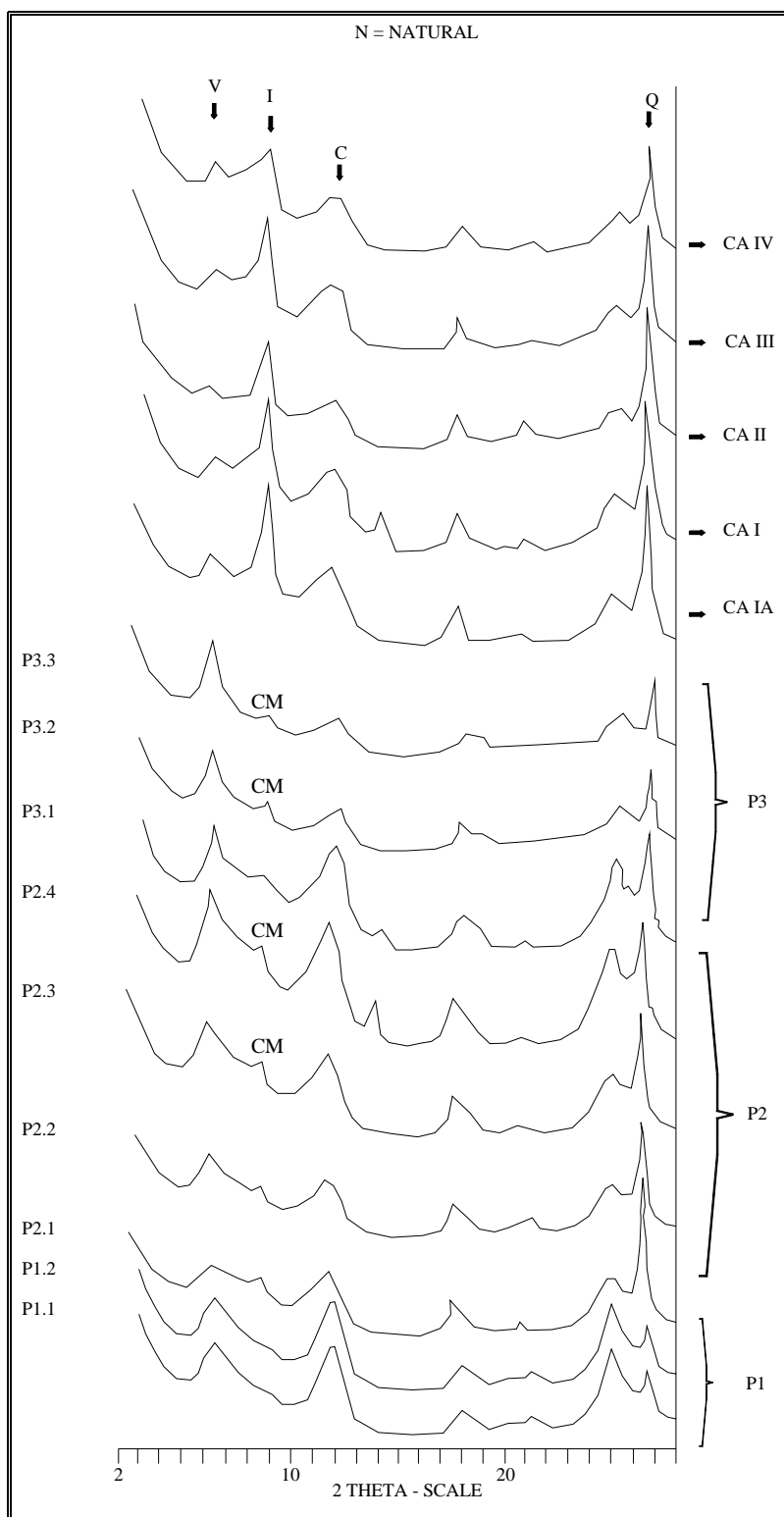


FIGURA 42 – Difractogramas de raios X (método natural). Camadas mistas (CM), Vermiculita (V), Ilita (I), Caulinita (C).

6.6.3 Considerações sobre os resultados obtidos nos difratogramas

O perfil de difratogramas de amostras calcinadas da janela 2 do perfil estudado demonstra mudança no pico de intensidade relativa da illita mais vermiculita nas amostras P3.3 e P3.2, ambas pertencentes ao paleossolo P3. Esta redução de intensidade é observada também na amostra P2.2, do paleossolo P2. As amostras P3.3, P3.2 e P3.1 apresentam picos de difração variando entre 12 e 12,5 angstroms, sugerindo a presença de interestratificados de clorita-vermiculita.

No caso dos difratogramas com amostras naturais, é possível identificar três grupos de amostras com níveis de evolução distintos. O primeiro compreende as unidades colúvias (IA, I, II, III e IV). Estas unidades se caracterizam por apresentarem caulinita em bandas largas, típicas de desorganização estrutural ou de hidratação, com provável formação de haloisita. Os picos de intensidade deste mineral possuem tendência de aumentar a intensidade em direção ao Colúvio IA, desaparecendo no paleossolo P3 (P3.3). Considerando que a caulinita é um dos últimos minerais a se formar com o intemperismo, o aumento relativo da intensidade do seu pico sugere maior grau de estruturação do mineral e maior evolução do material, ou podzolização. O pico das Illitas, embora pouco pronunciado no Colúvio IV, aumenta sua intensidade em direção ao Colúvio IA, formando camadas mistas a partir do paleossolo P3. A vermiculita apresenta bandas largas nestas unidades colúvias, sendo mais pronunciado no Colúvio IA.

O segundo agrupamento compreende as amostras dos paleossolo P3 e P2 (P3.3, P3.2, P3.1, P2.4 e P2.3). Nas amostras P3.3 e P3.2, pertencentes ao paleossolo P3 a caulinita possui bandas largas, característica de desorganização estrutural ou de hidratação. A illita praticamente desaparece, aparentemente formando camadas mistas. O pico de intensidade relativa da vermiculita torna-se mais agudo, contrastando com as unidades colúvias subjacentes. Trata-se de camada com outro gradiente de alteração, sugerindo a ocorrência de minerais típicos de alteração mais pronunciada, associado às vermiculitas. Nas demais amostras o pico de intensidade relativa da caulinita torna-se mais agudo. Como a caulinita é um dos últimos minerais a se formar com o intemperismo, o aumento da intensidade do seu pico sugere maior grau de estruturação do mineral e maior evolução.

O terceiro grupo de amostras compreende os 2/3 inferior do paleossolo P2 e todo o paleossolo P1 (amostras P2.2, P2.1 e P1.2 e P1.1). Nestas amostras o pico da vermiculita se apresenta em bandas largas, com tendência a aumento de intensidade na amostra P1.1. A caulinita apresenta picos com aumento de intensidade em direção à base do perfil. O quartzo se manteve estável ao longo do perfil de difratogramas, havendo significativa redução de intensidade de seu pico na base dos paleossolo (P.1.1).

6.7 Datação por ^{14}C

Datação pelo método do C^{14} efetuado em material do paleossolo P3.1 determinou uma idade de mais de 44.000 anos A.P.

6.8 Considerações sobre as análises de laboratório

Os dados obtidos pela granulometria, embora pouco conclusivos, indicam maior mobilização de finos nas unidades formadas pelos paleossolos, enquanto nas unidades denominadas coluviais, estes resultados apontam para a baixa mobilidade destes materiais. Já os percentuais de areia são mais elevados nos paleossolos do que nas unidades coluviais, exceto as unidades C. IA e C. I, cujos percentuais de areia estão muito próximos daqueles encontrados nos paleossolos. Os valores de densidade real, apesar de possuírem variações sutis, demonstram maiores variações entre os paleossolos P3.2 e P1.1. A densidade aparente, apesar de oscilar ao longo do perfil estudado, apresenta valores relativamente mais constantes nas unidades coluviais do que nos paleossolos, cujas densidades apresentam maiores oscilações e valores, sugerindo maior compactação dessas unidades. Este fato parece ser corroborado pela porosidade total que apresenta os menores percentuais nas unidades com valores elevados de densidade aparente.

A distribuição da matéria orgânica no perfil é marcadamente contrastante, com teores relativamente elevados no horizonte Ap e C. IV (5,7%MO e 3,8%MO) passando a teores abaixo de 0,5%MO nas demais unidades coluviais e tornando a elevar-se nos paleossolos para teores entre 3,8%MO e 4,85%MO. Esta discrepância nos teores de matéria orgânica pode estar relacionada à disponibilidade de água no

sistema e a posição topográfica dos paleossolos na encosta. Aparentemente, a área ocupada por estas unidades se constituía, no passado, numa zona de convergência de fluxos superficiais e subsuperficiais, determinado um pedoambiente rico em umidade, baixo Eh e, provavelmente, cobertura vegetal típico de várzeas. Apesar de o pH identificado nas análises laboratoriais não corresponder cronologicamente ao período de formação dessas unidades, é razoável aceitar que a oscilação dos valores de pH ao longo do tempo não devem ter variado muito. Assim sendo, é possível considerar o pH como sendo no mínimo fortemente ácido. Nestas circunstâncias têm-se um ambiente com baixa atividade de bactérias e actinomicetos, propiciando um pedoambiente favorável ao acúmulo de matéria orgânica. Já os baixos teores deste elemento nas unidades coluviais podem estar relacionados à mudança na disponibilidade de água no pedoambiente e na redução da cobertura vegetal.

A análise química total das amostras do perfil estudado, embora reflitam a composição quantitativa dos 10 maiores óxidos no material estudado, permitiu identificar dois agrupamentos de óxidos: um composto pelo horizonte Ap e as unidades coluviais IV, III, II, I e IA, e outro pelos paleossolos. Além da distribuição quantitativa, a química total permitiu estabelecer relações moleculares entre os elementos químicos, cujos resultados sugerem estágios de alteração, mobilidade e concentração dos elementos. Estas relações moleculares sugerem que o horizonte Ap e as unidades coluviais apresentam maior teor de materiais solúveis, bases e concentrações de ferro, enquanto nos paleossolos predomina a concentração de material insolúvel (argila) e depleção de Fe_2O_3 . Esses resultados sugerem evolução das unidades em pedoambiente distinto. É possível que os paleossolos tenham evoluído em pedoambiente saturado de água com baixa mobilidade, na maior parte do ano, enquanto as demais unidades evoluíram em ambiente mais oxidante com menor disponibilidade de água.

Os resultados obtidos nos difratogramas indicam três grupos de amostras com níveis de evolução distintos. O primeiro compreende as unidades coluviais (IA, I, II, III e IV) com provável formação de haloisita. O aumento relativo do pico de intensidade da caulinita sugere maior grau de estruturação do mineral e maior evolução do material ou podzolização. O segundo agrupamento compreende as amostras dos paleossolos P3 e P2 (P3.3, P3.2, P3.1, P2.4 e P2.3). Este agrupamento

apresenta outro nível de alteração, sugerindo a ocorrência de minerais típicos de alteração mais pronunciada, associado às vermiculitas. Nas demais amostras o pico de intensidade relativa da caulinita torna-se mais agudo. Como a caulinita é um dos últimos minerais a se formar com o intemperismo, o aumento da intensidade do seu pico sugere maior grau de estruturação do mineral e maior evolução. Finalmente, o terceiro grupo, que compreende os 2/3 inferiores do paleossolo P2 e todo o paleossolo P1 (amostras P2.2, P2.1 e P1.2 e P1.1). Neste grupo a caulinita apresenta picos com aumento de intensidade em direção à base do perfil. O quartzo se manteve estável ao longo do perfil de difratogramas, havendo significativa redução de intensidade de seu pico na base dos paleossolo (P.1.1).

O conjunto de análises laboratoriais demonstrou que as unidades que compõem o perfil estudado apresentam características físico-químicas que permite agrupá-los em dois grandes grupos, os quais evoluíram sob distintas condições pedoambientais.

CAPÍTULO VII

PROPRIEDADES MICROMORFOLÓGICAS E ULTRAMICROSCÓPICAS DE SOLOS E PALEOSSOLOS; O CORPO PEDOSSEDIMENTAR DA ENCOSTA MONJOLO

O estudo pedológico parte do levantamento e descrição de um perfil de solo, cujos horizontes se justapõem até a rocha sã ou alterada. Dessa forma, interpreta-se o perfil do solo como resultante de transferências e acumulações que promovem a alteração dos horizontes do solo, que não tem mais nenhuma relação com a rocha matriz (CASTRO, 1999). O solo também pode ser entendido como um corpo dinâmico e tridimensional, cujo perfil possui não apenas significado vertical, mas também lateral, na medida em que o alinhamento dos perfis transversais e longitudinais, do topo à base da encosta, permite identificar não apenas a distribuição dos horizontes, mas também suas inter-relações (BREWER, 1976; ANDREIS, 1981; BULLOCK *et al.*, 1985; CASTRO, 1999). Isto se deve ao fato dos solos resultarem de processos formadores complexos (BULLOCK, 1985).

É justamente nesta complexa organização pedológica que estão contidas informações, cuja ordem de grandeza varia do quilômetro (km) a micra (μm) e ao Ângstron (Å). Isto significa que a leitura de informações contidas nos perfis de solo envolve desde descrições detalhadas de campo até sondagens micro e ultramicroscópicas (CASTRO, 1999). Andreis (1981) ressalta que a identificação de certos elementos da fábrica do solo, a olho nu, ou mesmo com auxílio de lupa, é difícil, tanto para solos atuais, como para paleossolos, por isso, o estudo micromorfológico tem-se tornado o método mais eficaz e importante para sua descrição e interpretação. Bullock *et al.*, (1985) consideram que a micromorfologia é uma das técnicas mais importantes para desvendar a história evolutiva de um solo, incluindo aqui os paleossolos. Segundo Castro (1999), a micromorfologia dos solos destina-se a compreender as micro organizações pedológicas, trabalhando com constituintes e organizações cujas medidas vão do milímetro (mm) a micra (μ). Esta

ordem de grandeza permite o detalhamento dos agregados dos horizontes do solo e suas relações, subsidiando deduções a respeito dos processos pedológicos. Bullock *et al.* (1985) enfatizam que a combinação de descrições macro e micromorfológicas permite relacionar feições observadas em lâminas delgadas com aquelas observadas no perfil do solo. Para ampliar e complementar as informações obtidas pelo estudo micromorfológico, deve-se integrar estudos físicos, químicos e biológicos, para examinar outros processos e seus efeitos na formação do solo em profundidade (CASTRO, 1999). Além disso, a micromorfologia fornece a base de comparação entre solos, destinados a sua classificação (BULLOCK *et al.*, 1985). Muitos componentes importantes do solo - exceto gases e líquidos -, podem ser observados em lâminas delgadas. São reconhecidos, na bibliografia, os seguintes grupos constituintes: componentes básicos e microestrutura, incluindo agregados, poros e pedofeições (feições originadas de vários processos formadores de solo) (BREWER, 1976; ANDREIS, 1981; BULLOCK *et al.*, 1985; CASTRO, 1999).

Bullock *et al.* (1985) afirmam que é possível caracterizar os principais horizontes diagnósticos de acordo com sua micromorfologia. Esses autores sustentam que a maioria dos processos formadores do solo, que são mundialmente reconhecidos, estiveram ativos em algum estágio durante o Quaternário (Princípio do Uniformitarismo). Esses processos ganham relevância na medida em que eles são utilizados como diagnósticos de solos e paleossolos. Entre eles incluem-se: 1) intemperismo dos minerais, fragmentos de rocha e neoformação de minerais; 2) alteração da matéria orgânica; 3) solução e precipitação; 4) podzolização; 5) translocação de argilas e outros materiais particulados; 6) gleização; e 7) rubificação e laterização. Bullock *et al.*, (1985) destacam que estes processos são característicos de períodos de estabilidade (interglacial – no Hemisfério Norte). Portanto, sua identificação nos paleossolos permite a interpretação de sua gênese, cujo produto final é à compreensão do ambiente em que eles se formaram. Já nos períodos de instabilidade ambiental, segundo Bullock *et al.*, (1985), pouco se conhece, mesmo para os paleossolos do Hemisfério Norte. De acordo com os autores citados, a micromorfologia é uma ferramenta fundamental para se compreender não apenas os processos envolvidos na formação do solo, mas também aqueles envolvidos no pós-soterramento de um solo e formação de um paleossolo.

7.1 Constituintes básicos do solo

Muitas feições pedológicas podem ser observadas e descritas sob o microscópio petrográfico. Em função desta possibilidade, inúmeras propostas têm sido feitas para definir precisamente as numerosas feições observadas em lâminas delgadas. Entretanto, para Fitzpatrick (1984), estas definições não devem ser tomadas como definitivas, pois raramente conseguem transmitir em detalhe sua natureza. Segundo esse autor, é consenso que os constituintes básicos do material do solo são: plasma, poros e grãos (esqueleto), podendo ser organizados em três unidades reconhecíveis: agregados (*peds*), estruturas associadas (feição pedológica no *sensu* de FITZPATRICK, 1984 e BREWER, 1976) e matriz-S (CURI, *et al.*, 1975). O arranjo ou constituição física dos componentes do solo é conhecido como fábrica ou pedograma (CURI *et al.*, 1975). A terminologia micromorfológica empregada neste trabalho segue as definidas por Brewer (1976) e Bullock *et al.*, (1985).

7.1.1 Matriz

Certos termos utilizados pela micromorfologia podem ser reconhecidos como conflitantes, ambíguas ou mesmo supérfluas (FITZPATRICK, 1984), como por exemplo matriz e plasma. Segundo o autor, o termo matriz é usado, de maneira geral, para material fino, constituído principalmente por argila ou mistura de húmus-argila, freqüentemente retido ou circundado por material grosso. O plasma, por sua vez, representa o material de tamanho inferior a 2 mm, comumente descrito como argila ou húmus. Portanto, para Fitzpatrick (1984), matriz e plasma descrevem o mesmo material. Kubiëna (1938), *apud* Fitzpatrick (1984), definiu plasma com base no critério dimensional, ou seja, como sinônimo de material com calibre inferior a 2μ que forma cutans e outras feições no solo. Para Brewer (1976), plasma é o material do solo (quimicamente instável) capaz de ser movido, reorganizado e/ou concentrado por processos de formação do solo, ou seja, todo material mineral ou orgânico de tamanho coloidal e relativamente solúvel que não esteja ligado aos grãos do esqueleto. Castro (1999) sintetiza plasma como partículas com diâmetro inferior a 2μ , constituídas por minerais argilosos, matéria orgânica (húmus), sais e hidróxidos, entre outros. Essas partículas não podem ser identificadas individualmente através de microscópios óticos. Sua identificação ocorre através de adição de colorantes, difração de raios-X, observação com microscópio eletrônico de

varredura, de transmissão, etc. (CASTRO, 1999). No presente trabalho, o termo plasma é considerado como sinônimo de material quimicamente instável, capaz de ser transportado, reorganizado ou concentrado por diferentes processos (na percepção de BREWER, 1976) e impossível de ser individualizado por microscopia ótica (CASTRO, 1999).

7.1.2 Poros

Os poros constituem a porção do solo ocupada por soluções e ar. Em solos fortemente intemperizados, há o desenvolvimento seqüencial de pequenos agregados granulares a até grandes agregados irregulares (FITZPATRICK 1984). A quantidade de poros está relacionada diretamente ao empilhamento, e esses só podem ser modificados ou eliminados por compactação ou por deformação tectônica (BREWER, 1976; TERUGGI e ANDREIS, 1971). De acordo com Teruggi e Andreis (1971), poros intergranulares ou de empilhamento resultam da sedimentação e compactação do material parental. Já vesículas têm sua origem atribuída tanto à adesão e floculação de argilas, como à lixiviação e aprisionamento de bolhas de ar, entre outros. Para esses autores, canais e câmaras são assumidamente de origem biológica, freqüentemente atribuídas a sistemas de enraizamentos, insetos e animais escavadores. Fissuras se originam provavelmente devido à contração e expansão durante períodos de ressecamento e umedecimento do ambiente pedológico e/ou sedimentar. Fissuras oblíquas (*skew planes*) e rachaduras (*craze planes*) provavelmente são causadas por ressecamento irregular de material heterogêneo (TERUGGI e ANDREIS, 1971). Fitzpatrick (1984) advoga o fato de que devido à impossibilidade de se dar nome a todos os poros contínuos, é muito mais satisfatório dar nomes às estruturas com base na forma dos agregados, o que, por sua vez, implicará no tipo de porosidade presente em um dado solo.

7.1.3 Esqueleto

Constituem partículas individuais de fragmentos de rochas, minerais ou vegetais de tamanho superior ao coloidal (CURI *et al.*, 1975). Segundo CASTRO (1999), o esqueleto é formado por material com dimensões entre 2 e 2.000 micra, e compreende as frações silte e areia, independentemente da escala granulométrica utilizada. O esqueleto pode ser considerado como fração inerte, constituída por minerais primários herdados do material original (CASTRO, 1999).

7.1.4 Fábrica

Fábrica é o arranjo dos constituintes do solo e suas inter-relações. Kubiena (1938), *apud* Fitzpatrick (1984) e Brewer (1976), consideram como fábrica o arranjo dos constituintes, incluindo a orientação e padrão de distribuição, definindo-a como constituição física do material, que é expressa pelo arranjo espacial das partículas sólidas e poros. Para Bullock *et al.*, (1985) e Castro (1999), a fábrica exprime a organização do solo, definida pelo arranjo espacial de seus constituintes, ou seja, sua forma, dimensão e frequência, considerando sua configuração sua funcionalidade e gênese.

Para Catt (1990), o termo fábrica exprime a reorganização do solo, expressa pelo arranjo espacial de todos os constituintes do solo, sua forma, tamanho, frequência e configuração. Esta definição é importante, pois, ao se descrever uma lâmina delgada, é necessário que esteja clara a distinção entre a estrutura e a organização do tamanho da partícula, porque, em micro-escala, um horizonte de solo pode apresentar mais de um tipo de arranjo de partículas (fábrica) que é determinado por muitos fatores (FITZPATRICK, 1984), incluindo a distribuição do tamanho das partículas. Isto geralmente é comum em horizontes intermediários de solos podzólicos que podem apresentar silte e argila, formando pequenos grânulos ou agrupamentos de grânulos, ao mesmo tempo em que podem recobrir, individualmente, grãos de areia ou fragmentos de rocha (FITZPATRICK, 1984). Deve-se considerar, também, que as partículas do solo variam amplamente tanto no tamanho, quanto nos seus arranjos mútuos. Além do mais, a distribuição do tamanho das partículas tem forte influência em seu arranjo (FITZPATRICK, 1984). As partículas maiores, por causa de suas formas variadas, não possuem comportamento consistente⁸ entre si ou mesmo com o material mais fino. Quando o conteúdo de material fino é pequeno, ele tende a formar cutans ao redor das partículas maiores, formando, até mesmo, pontes entre as partículas maiores. À medida que aumenta a quantidade de material fino disponível, os poros intergranulares tornam-se progressivamente preenchidos, deixando os grãos cada vez mais separados (FITZPATRICK, 1984). Entretanto, existem casos em que os grãos de areia tendem a ser eqüidistantes e raramente ocorrem na superfície dos

⁸ Consistência: atributo do solo expresso em grau de coesão e adesão, ou em resistência à deformação ou ruptura (Glossary of Geology, 1997).

agregados (*peds*). Mas também é possível que a areia ocorra como agregado devido à bioatividade (ex. minhocas, térmitas, formigas, etc.), ou pode mesmo formar outras superfícies de agregados (*peds*) (FITZPATRICK, 1984). Além disso, o fundo matricial (*groundmass* - material grosseiro e/ou fino que forma a base do solo em que pedofeições se desenvolvem) pode apresentar vários tipos de fábrica, dependendo da relativa abundância das partículas grossas e finas (CATT, 1990).

Não raro, o material grosso do solo pode apresentar um arranjo aleatório ou mesmo uma distribuição bandada (lentes finas e grosseiras), que pode ter sido herdada do acamamento do material parental, ou resultado da superimposição de ciclos de congelamento/descongelamento. Em solos com alta atividade biológica, os arranjos podem apresentar-se curvados (CATT, 1990). A fábrica do material fino é geralmente observada indiretamente, com a luz do microscópio, usando-se luz polarizada. Massas de argila, aleatoriamente orientadas, são opticamente isotrópicas, porque as partículas individuais são pequenas para serem vistas. Contudo, muitos minerais de argila são planos e tendem a formar pilhas paralelas (AYLMORE e QUIRK, 1960), que são opticamente contínuas; portanto produzem cores de polarização. Segundo Catt (1990), sob luz polarizada, o padrão de polarização de cor na micromassa fornece informação sobre o padrão de orientação de minerais de argila anisotrópicos.

7.2 Organização do material do solo

A organização do material do solo é expressa pelo desenvolvimento de três unidades de organização (BREWER, 1976): agregados (*peds*), matriz-S e feições pedológicas ou estruturas associadas (CURI *et al.*, 1975; CASTRO, 1999). Na seqüência serão descritas as unidades de organização.

7.2.1 Agregados (*peds*)

Infelizmente, a origem dos agregados nem sempre pode ser determinada. Os formados por processos pedológicos são conhecidos como agregados (*peds*), enquanto os constituídos a partir do rompimento de torrões, por destorroamento ou processos similares, são considerados fragmentos. Entretanto, existem inúmeros casos em que os grandes agregados são quebrados em agregados menores por

processos essencialmente pedológicos (FITZPATRICK, 1984). Torrões também podem ser reduzidos em tamanho por congelamento e degelo. Assim, existem problemas para de diferenciação entre *ped's* verdadeiros e fragmentos. Em função da dificuldade de se distinguir claramente o limiar entre agregados e fragmentos (FITZPATRICK, 1984) na lâmina e mesmo em campo, este trabalho considera ambos como agregado.

7.2.2 Matriz-S

A matriz-S é constituída pelo material que forma o solo (TERUGGI e ANDREIS, 1971), nela aparecendo às feições pedológicas. A matriz-S, também denominada matriz ou substância ligante ou fundo matricial (CASTRO, 1999), não possui nem forma nem orientação definida; para sua classificação deve recorrer-se às características internas devidas à distribuição, tamanho e forma do plasma, dos grãos do esqueleto e dos poros associados (BREWER, 1976; ANDREIS, 1981). A matriz do solo não é estática, ela está em contínua mudança devido aos processos físicos, químicos e biológicos, e no seu interior, podem ocorrer várias feições que parecem ter-se formado *in situ*, por difusão de material no interior da matriz (FITZPATRICK, 1984). Sua descrição está baseada na interpretação das propriedades óticas dos componentes (em especial de sua extinção). A maioria delas é cristalina e anisotrópica, correspondendo ao grupo dos argilo-minerais, porém, em lâminas delgadas, pode aparecer isotrópico, pois a birrefringência é mascarada por pigmentação de óxidos e hidróxidos de ferro e manganês (ANDREIS, 1981; FITZPATRICK, 1984). Na caracterização estrutural da matriz-S, é importante reconhecer a disposição das escamas argilosas do plasma. Segundo Brewer (1976), isto permite distinguir fábricas assépicas e sépicas. A vasta terminologia empregada por micromorfólogos (BREWER, 1976; TERUGGI e ANDREIS, 1971; BULLOCK *et al.*, 1975) pode ser agrupada em:

- a) Plasma asséptico – anisotrópico com domínios não orientados; segundo Brewer (1976) domínios sem orientação são formados por processos de sedimentação, por orientação dos grãos do plasma dentro do material do solo úmido, herança ou por intemperismo dos minerais primários *in situ* (BREWER, 1976; TERUGGI e ANDREIS, 1971);

- b) Plasma sépico – anisotrópico com domínios orientados em determinadas áreas da lâmina; segundo Brewer (1976), esta pode ser considerada como a mais importante das fábricas plásmicas em função de sua variedade e da denominação específica como vossépica, massépica, esquelmossépica, bimassépica, ominissépica, latissépica, entre outras (BREWER, 1976; BULLOCK *et al.*, 1985);
- c) Plasma isótico – material totalmente isótropo.

A orientação preferencial dos argilo-minerais dentro da matriz-S segundo Brewer (1976), parece estar associada ao aumento e redução da pressão devido à sobrecarga da pressão e tensão produzida pelo umedecimento e ressecamento do solo. Estas são as bases para se formularem hipóteses de formação de várias fábricas plásmicas. Como exemplo pode-se tomar o plasma sépico do tipo vossépico, latissépico e esquelsépico, cuja origem parece estar associada aos processos de tensão e pressão oriundo de umedecimento e ressecamento, os quais podem produzir padrões de orientação estriada em determinadas separações plásmicas (TERUGGI e ANDREIS, 1971).

7.2.3 Estruturas associadas ou feições pedológicas

Segundo Castro (1999), a associação de estruturas plásmicas com outras características pode ser utilizada como indicador de mecanismos de transformações mineralógicas (alteroplasma), de mudanças estruturais que promovem a formação de agregados ou microagregados (pedoformação) ou de efeitos de bioturbação e mecanismos pedogenéticos de mobilização (depleção, argiluviações, nodulações, etc.). Para Brewer (1976) e Andreis (1981), as feições pedológicas são concentrações de plasma que ocorrem ao redor de grãos do esqueleto, tampando ou preenchendo os vazios dos planos de separação dos agregados (*interpedes*) (TERUGGI e ANDREIS, 1971). Em síntese, as feições pedológicas são unidades reconhecíveis e distintas do material vizinho, que resultam da diferença na concentração absoluta ou relativa da fração do plasma, “da mudança mais ou menos contrastada da pedofábrica, ou ainda herdada da sedimentação ou de atividade biológica” (CASTRO, 1999, p.138). Tais feições podem ser autigênicas (frutos da própria pedogênese) ou alogênicas (inclusões de pedorrelíquias, solos ou de

sedimentos pré-existentes que foram incorporados). Em função da grande variação das categorias de feições pedológicas identificadas na bibliografia, neste trabalho consideram-se as apresentadas por Brewer (1976), Bullock *et al.*, (1985) e Castro (1999).

Segundo Brewer (1976), há três grandes grupos de feições pedológicas em relação aos agregados (*peds*): as intrapédica ou intragregados que ocorrem no interior dos agregados; as interpédicas ou interagregadas que ocorrem entre os agregados (*peds*); e as transpédicas ou transagregadas que ocorrem transversalmente ao material do solo, sem possuir nenhuma relação com os agregados (*peds*). Brewer (1976) baseando-se na origem apresenta duas classes de feições denominadas orto e feições herdadas. As feições orto são aquelas formadas *in situ* por processos pedológicos e foram classificadas pelo autor como:

- a) Concentrações plásmicas: frações de plasma concentrado em algumas porções do solo devido a processos pedogenéticos. Cutans, nódulos de oxiidratado de ferro e nódulos carbonáticos são exemplos dessas concentrações.
- b) Separações plásmicas: feições caracterizadas por mudanças no arranjo dos constituintes sem que haja alteração do plasma. Mudanças na orientação de argilo-minerais próximos à superfície de *slickensides* (cutans de estresse). Deve-se ressaltar que separações plásmicas não são entidades tridimensionais, mas sua organização interna pode ser descrita e correlacionada ao material do solo.
- c) Formações fósseis: são constituídas por feições preservadas, resultantes da atividade biológica de insetos escavadores e raízes, os quais produzem “túneis” que podem ser preenchidos por material das paredes ou de níveis sobrepostos.

As feições pedológicas herdadas, de acordo com Brewer (1976) são relictos de rocha ou material parental e podem ser reconhecidas como:

- a) Litorrelíquias: feições oriundas da rocha, freqüentemente reconhecidas pela estrutura e fábrica litológica (CASTRO, 1999).

- b) Pedorrelíquias: feições originadas por erosão, transporte e deposição de nódulos, feições pré-existentes no solo, etc.
- c) Sedirrelíquias: são feições formadas durante a deposição de material parental do solo transportado.

Já Bullock *et al.*, (1985, p. 95) identificam as feições pedológicas como unidades com “fábrica discreta presentes no material do solo e distinguíveis do material adjacente pela diferença na concentração de um ou mais componentes”, tal como mudanças granulométricas, teor de matéria orgânica, cristais, componentes químicos ou fábrica interna. Para esses autores, é possível distinguir seis grandes grupos de pedofeições, a saber:

- a) Pedofeições texturais: são formadas por concentrações ou depleções de um tipo ou tamanho específico de partícula. As partículas transportadas podem ser argilas, silte, matéria orgânica ou a combinação destas (CATT, 1990). Existe uma gama de classificações quanto ao arranjo das feições texturais. Em geral, as pedofeições estruturais ocorrem em pequenas quantidades. Para tanto, Bullock *et al.*, (1985) apresenta uma escala de abundância dessas feições (quadro 29).

QUADRO 29 – Classes da quantidade de pedofeições estruturais

Raro	<2%
Ocasional	2 – 5%
Muitas	5 – 10%
Abundante	10 – 20%
Muito abundante	>20%

Fonte: Bullock *et al.*, (1985).

- b) Feições de depleção: surgem da perda de um componente químico em particular, comparado com o fundo matricial adjacente. A natureza do componente que sofreu depleção é inferida por comparação com a matriz-S. As pedofeições de depleção mais comuns resultam da perda de Fe, Mn e carbonatos de cálcio. Na maioria das vezes, as feições de depleção indicam zonas com lixiviação de Fe e Mn. Esses elementos dão origem a hipocutans e correspondem a mosqueamentos (*mottles*) com baixo croma descritos em campo. Eles são o resultado da redução e mobilização de Fe⁺⁺ e Mn⁺⁺, seguido por sua lixiviação e acumulação abaixo da zona de redução

(TERUGGI e ANDREIS, 1971). De acordo com os autores citados, sua identificação em campo pode ocorrer através da alternância entre áreas de vermelho mais intenso, bruno e amarelo (em que Fe e Mn são oxidados) por área com matiz neutro, azulado, ou esverdeado, entre outros. Estes horizontes são universalmente referidos como mosqueados (*mottles*) de baixo croma, inferior a 2, e indicam hidromorfia. Geralmente coincidem com zonas de flutuação do lençol freático. Essas descolorações são referidas como nódulos ou mosqueados (*mottles*), quando são pontuais ou em áreas mais ou menos isoladas, e hipo ou quasecutans quando estão associados à superfície de agregados (*peds*) ou macroporos

- c)** Feições cristalinas: são cristais maiores que 2mm formados *in situ*, não necessitam ser discretos e são facilmente identificados por suas propriedades óticas. Segundo Catt (1990), as feições cristalinas podem ser divididas em: a) pedofeições biocristalinas, formadas por material de origem biológica; b) pedofeições cristalinas pseudomórficas: formadas por cristais pseudomórficos com base em resíduos orgânicos, fragmentos de rocha e grãos minerais, entre outros; c) pedofeições cristalinas impregnadas, compostas por materiais cristalinos superimpostos à fábrica do solo (fragmentos de plantas ou de rochas); d) pedofeições cristalinas típicas: compostas por material cristalino novo sem indícios de origem biológica ou pseudomórfica. Para Catt (1990), pedofeições compostas por minerais de argila são relacionadas a poros ou partículas intemperizadas.
- d)** Pedofeições amorfas ou criptocristalinas: são constituídas por matéria orgânica ou minerais; são isotrópicas a luz polarizada, com exceção de certos elementos básicos. As pedofeições amorfas mais comuns são aquelas originadas pela segregação de oxidratado de ferro e manganês em solos mal drenados e lateríticos. As feições orgânicas amorfas são mais comuns nos horizontes “B” dos solos podzólicos. Para Catt (1990, p. 29), “as estruturas monomórficas são uniformes em cor e densidade e muitas vezes em fendas de ressecamento; formas polimórficas variam em cor e densidade”. Pedofeições ferruginosas e manganíferas raramente constituem verdadeiros revestimentos, pois o material criptocristalino tende a impregnar a matriz adjacente formando hipocutans. Mosqueados (*mottles*) freqüentemente têm

aparência de nódulo moderadamente ou fortemente impregnado sem ter forma definida. São freqüentes em argilas e outros materiais mais densos. Para Bullock *et al.*, (1985), e Catt (1990) pedofeições orgânicas amorfas incluem revestimento e preenchimento de hipocutans.

- e) Feições de fábrica: são feições cuja fábrica interna é diferente do material do entorno.
- f) Feições de excrementos: como o próprio nome diz, é material originado a partir do excremento de animais no solo (ex. pelotas fecais).

7.3 Feições pedológicas comuns na maioria dos solos e paleossolos

De acordo com Catt (1990), as feições pedológicas se originam a partir da depleção ou concentração de um determinado componente, o qual pode ser transportado em estado coloidal ou não. Brewer (1976), Bullock *et al.*, (1985), entre outros, propuseram sistemas de classificação de feições pedológicas em lâminas delgadas. O sistema adotado por Brewer (1976) classifica as feições pedológicas em seis grandes grupos, a saber: a – cutans, que podem ser de grãos ou englobados (interagregados), de agregados e de canais; b – pedotúbulos, que podem ser de poros planares, de poros normais, granotúbulos, agrotúbulos, estriotúbulos e isotúbulos; c - glébulas, que se distribuem em nódulos, concreções, pedotos (simples e compostos), septárias, halos e pápulas; d – cristalárias, tubulares, cavitárias foliares intercalares, entre outras; e - subcutans, que podem ser quasecutans e neocutans e; f – pelotas fecais. O sistema de classificação de pedofeições proposta por Bullock *et al.*, (1985) tem como base a relação destas com a superfície dos grãos, agregados e poros. O quadro 30 contém a classificação das pedofeições proposta por pelos autores citados.

Na seqüência serão descritos brevemente os principais tipos de feições pedológicas, não se considerando a maneira como elas se encontrem agrupadas, em classificações rígidas, mas reconhecendo seu caráter genético, que é o essencial para identificação de paleossolos.

QUADRO 30 - Classificação de feições pedológicas de acordo com Bullock et al (1985, p. 99)

Feições pedológicas	Grupos	Tipos
Associadas a poros, grãos e agregados.	Cutans	Típicos; hipocutans; quasicutans crescentes; hipocutans e; quasicutans.
	Hipocutans	De capeamento (<i>capping</i>); de ligação (<i>link capping</i>); pendentes.
	Quasicutans	Micropan; crosta.
	Preenchimento	Densos (completo, incompleto); Soltos (contínuo, descontínuo).
Sem relação com poros, grãos e agregados.	Cristais e crescimento cristalino	
	Nódulos	Típicos; concêntricos; nucléicos; geóicos; septários; digitados; disjuntivos; pseudomórficos; halos; ameboidais; compostos.
	Intercalações	Simples; serrilhadas; intercaladas.

7.3.1 Acumulações em micro, macro e megaporos

Segundo Nahon (1991), acumulações de material no interior de sistemas de poros correspondem à concentrações plásmicas relacionadas diretamente à rede de cavidades visíveis a olho nu ou sob microscópio petrográfico (micro, macro e megacavidades), envolvendo materiais do solo e alteritas. Essas concentrações resultam da iluviação dentro das cavidades. Portanto elas incluem cutans, hipocutans, quasicutans e cristalárias (BREWER, 1976), com exceção de cutans de pressão, que aparecem com separações plásmicas orientadas, o que nada mais é que uma separação *in situ* do pedoplasma ou plasma alterado sob o efeito de pressões geradas por fases de umedecimento e ressecamento (BREWER, 1976; NAHON, 1991). O significado genético dessas acumulações pode ser compreendido caso elas sejam relacionadas com as paredes das cavidades formadas na matriz-S e pela natureza, estrutura e arranjo dos constituintes acumulados. A identificação da mineralogia dessas acumulações (cutans) fornece dados sobre a natureza e dinâmica das soluções percolantes (NAHON, 1991). Concentrações plásmicas em forma de cutans podem tanto se constituir em depósitos de detritos, como produtos precipitados a partir de soluções ou transformações de produtos, ou ambos (NAHON, 1991).

7.3.1.1 Cutans

Os cutans foram conhecidos, por um tempo, como *clay skins* e “*Tonhäutchen*” (TERUGGI e ANDREIS, 1971; CASTRO, 1999). Cutans (*coating*- derivado do latim) é provavelmente a mais comum das feições pedológicas. Eles constituem as acumulações de plasma ao redor de material clástico, glébulas ou revestimento de poros nas paredes dos agregados (*peds*) (ANDREIS, 1981). Cutans tanto podem ser de separação como de concentração de plasma, podendo estar conectados com a superfície dos grãos de esqueletos ou vazios. Eles constituem a porção do solo que é reconhecida por sua textura, estrutura, ou composição especial (TERUGGI e ANDREIS, 1971). Também é possível se caracterizar os cutans de acordo com sua abundância e espessura, dividindo-os segundo três critérios principais: a - o tipo de superfície com ao qual estão associados (cutans de grão, cutans de vazio, entre outros); b – fábrica interna (orientação, determinada pela birrefringência dos materiais constituintes) e; c - pela composição mineralógica. Para Brewer (1976), quatro grandes grupos de cutans podem ser reconhecidos: a - cutans de iluviação, formado pelo movimento do plasma em solução ou suspensão; b - cutans de difusão, oriundos da concentração superficial causada por difusão na matriz; c - cutans de stress, gerados por forças diferenciais tais como cisalhamento e; d – cutans complexo, que resultam da combinação dos processos mencionados acima.

Segundo Brewer (1976) e Andreis (1981), devido à resistência, os cutans são excelentes indicadores pedogenéticos em paleossolos. Eles se formam na primeira fase da pedogênese através da iluviação de materiais em suspensão (fração argila), ou em solução (compostos químicos) e posterior deposição. Também podem se formar pela migração e concentração de soluções na matriz-s (difusão) (BREWER, 1976). Segundo Mohr *et al.*, (1972), *apud* Fitzpatrick (1984), esse processo é relativamente comum nos solos tropicais atuais. Para Brewer (1976), cutans são tanto mais diagnóstico de fenômenos de iluviação quanto mais nítido for o contato com a superfície associada. Os cutans mais comuns são os de argila, facilmente identificados sob luz polarizada devido a sua fábrica em camadas e ausência, ou baixa frequência, de material grosseiro. Eles se destacam por terem se formado pela disposição progressiva de argila na superfície de um poro, agregado (*peds*) ou grão mineral (FITZPATRICK, 1984). De acordo com Fitzpatrick (1984), os cutans de argilas foram utilizados, algumas vezes, como evidência de translocação vertical e

acumulação de argila. Mas parece que eles podem formar-se de diversas maneiras. A presença de muitos cutans em horizontes úmidos ou saturados sugere uma reorganização local de material no interior do horizonte. Em horizontes nos quais o intemperismo se processa muito rapidamente as argilas, assim formadas, são, muitas vezes, depositadas no interior de fendas e na superfície dos minerais mais resistentes. Dessa forma, o produto final do intemperismo é a presença de muitos cutans. Alguns horizontes são compostos quase exclusivamente de cutans de argila intergeminados, com quantidades variáveis de grãos detríticos. Segundo (FITZPATRICK, 1984), sua origem pode estar associada à combinação do intemperismo *in situ* e à reorganização do solo em resposta a específico regime de umidificação.

Cutans de Fe e Mn se formam em solos submetidos a alternadas condições de hidratação e desidratação (LEIGH *et al.*, 2000). Dependendo da intensidade da secura do pedoambiente, as seguintes feições cutânicas podem ser geradas:

- a) cutans: o ressecamento é restrito à superfície de um ambiente oxidante.
- b) hipocutans: a secura é intensa e a oxidação ocorre a uma curta distância da superfície.
- c) quasicutans: secura muito forte provoca o ressecamento da superfície e a oxidação invade o interior (*intraped*) do agregado.

Os minerais de Fe mais comuns, e que são sistematicamente mencionados pela literatura, são a goethita e a hematita. Os óxidos de Mn também são relativamente comuns (BREWER, 1976, RETALLACK, 1990).

7.3.1.1.1 *Cutans de detritos*

Cutans de detritos, de acordo com Bullock *et al.*, (1985) e Nahon (1991), resultam de acumulações nas paredes dos poros ou cavidades, de material fino transportado por tração ou suspensão, via soluções que penetram nessas cavidades. Esses cutans são formados de detritos de partículas derivadas de corpos cristalizados ou não, tais como fragmentos de matéria orgânica, grãos de quartzo, minerais opacos e partículas argilosas (NAHON, 1991). Todos esses são insolúveis ou solúveis em um determinado ambiente. Para Nahon (1991), a identificação de

depósitos como estes podem ser considerados como sedimentação em microambiente aquoso. Segundo o autor, cutans de detritos apresentam uma microestratificação de partículas, que como nos sedimentos, é controlado pelo princípio da superposição. Disto resultam duas feições estruturais fundamentais, características de cutans de detritos: depósitos alternado e uma constante característica geoptal⁹, no *sensu* de Nahon (1991).

7.3.1.1.2 *Transformações mecânicas de cutans*

Segundo Nahon (1991), cutans argiláceos podem ser afetados por transformações mecânicas originadas por processos de umedecimento e ressecamento. Esta alternância, no regime hídrico do pedoambiente gera intensos contrastes mecânicos, os quais respondem pela maioria dos rearranjos e reorientações das partículas argiláceas. De acordo com esse autor, argilans reagem às fases de umedecimento e ressecamento e freqüentemente pelo mesmo processo podem desenvolver contrastes dentro de si, direcionado, por vezes, a sua fragmentação em microagregados (fissuração de cutans por contrastes intensos). Nos casos em que o plasma, que envolve a cavidade de deposição desses cutans, também é argiloso então este também será submetido a contrastes por variação hídrica. Assim sendo, pode ocorrer um rearranjo generalizado na matriz-S. Determinadas feições pedológicas, particularmente os cutans, são submetidos a esta forma de evolução e, conseqüentemente, tornam-se progressivamente integrados a matriz-S reorganizada. Um dos produtos dessa evolução é a formação de pápulas (NAHON, 1991).

7.3.1.1.3 *Transformações por segregação*

Transformações por segregações são comuns em solos e alteritas de áreas tropicais. Uma pequena porção dos constituintes separa-se da zona original e concentra-se em outras partes. Segundo Nahon (1991), um exemplo desse processo é representado por cutans de cavidade, constituídos de kaolinita e oxiidratado de Fe, amorfos e cristalizados (goetita), que são comumente

⁹ Constante Geoptal , ou caráter de microdepósito, segundo Nahon (1991) se refere: a ação da gravidade, sobre as soluções percolantes, direciona a espessura do depósito no fundo da cavidade. Contudo, sob o efeito da capilaridade, que pode existir nos poros, as partículas também podem ser depositadas sobre outras partes das paredes do poro. Entretanto em todas as ocasiões uma estrutura geoptal se desenvolve, desde que os detritos sejam espessos na parte inferior dos poros.

denominados de ferri-argilans. Esses depósitos argilo-ferruginosos tanto podem ser homogêneos na cor (vermelhos) e na composição (conteúdo de Fe_2O_3 é constante, cerca de 12% e o resto SiO_2 e Al_2O_3), quando zoneado que é a diferenciação dentro de uma zona interna, mais coloridos e ricos em ferro, e dentro de uma zona externa, adjacente a cavidade, luminosa e pobre em Fe. O depósito vermelho homogêneo ocorre em ambientes bem drenados, na porção superior dos perfis, enquanto aqueles que apresentam zonação constante ocorrem em locais intermediários, submetidos temporariamente à aeração. De acordo com Nahon (1991, p.180), já “foi demonstrado petrograficamente que o limite entre as zonas internas e externas variam de gradacional para abrupto e podem intersectar a orientação das partículas argilosas, indicando que a zonação do ferro correspondente é subsequente ao plasma argilo-ferruginoso”. Transferências intra-plasma de ferro podem resultar da diferença do potencial de oxirredução entre a margem da cavidade em que condições mais reduzidas ocorrem temporariamente, quando a cavidade é saturada de água, e o contato com a matriz-s envolvente, no qual condições mais oxidantes ocorrem. Tais difusões de ferro reduzido em direção a zonas de grandes oxirredução são relativamente comuns em solos (NAHON, 1991).

7.3.1.2 Hipocutans e quasecutans

Uma das grandes dificuldades encontradas na análise de feições pedológicas de acumulação está na identificação da direção de transferência da acumulação, portanto, de seu significado genético. Segundo Nahon (1991), neocutans estão relacionados diretamente ao revestimento das paredes da cavidade. Nestes casos, a substância enraizante do cutan penetra a criptoporosidade do plasma envolvente. Assim, este neocutan é parte integrante do cutan e representa o depósito ou precipitação do material a partir da solução circulante num sistema de macro e micro porosidade, isto é seguido pela penetração e difusão nas criptocavidades do plasma que circunda a cavidade. Infiltrações e difusão não são, necessariamente, limitadas a criptocavidades, mas podem substituir uma porção dos minerais constituintes do plasma circundante, ou mesmo uma fração do esqueleto (NAHON, 1991). De acordo com o autor citado, isto é fato numa substituição epigenética da matriz-s, como o que ocorre nos processos de glebulização. Em concentrações plásmicas que ocorrem, a partir de cavidades em direção ao plasma ou na direção oposta, envolve diferentes elementos que participam de um mesmo processo de transferência.

Portanto, é de se esperar a ocorrência de uma verdadeira cromatografia química em escala microscópica (NAHON, 1991). Assim sendo, bordas ou margens de fissuras ou cavidades alveolares podem apresentar sucessões de segregações plásmicas de oxidratados de ferro, manganês e carbonato de cálcio.

7.3.1.3 Pedotúbulos

Pedotúbulos são estruturas tubulares ou semicirculares, geralmente macroscópicas, apesar de existirem variações microscópicas. São formados por grãos do esqueleto ou miscigenado com plasma. O espaço central dos pedotúbulos, geralmente, é restrito, o que os diferencia dos cutans de iluviação que preenchem os canais. De acordo com a composição da fábrica interna, plasma, morfologia e seu grau de diferenciação em relação aos materiais do solo, os pedotúbulos podem ser subdivididos em grupos (ANDREIS, 1981). De acordo com o autor, freqüentemente essas propriedades são evidências da origem do material tubúlico. Geralmente, esses pedotúbulos estão relacionados à atividade biológica, seja através do sistema radicular das raízes de vegetais superiores, seja pela atividade de organismos escavadores (formigas, térmitas, minhoca etc.). A distinção entre pedotúbulos de origem vegetal e animal é um importante indicador paleoambiental (ANDREIS, 1981).

De acordo com Brewer (1976), os verdadeiros pedotúbulos são formados por raízes (ou rizomas conforme o caso) petrificadas, carbonificadas ou por rizoconcreções tubulares. Os pedotúbulos e rizoconcreções podem ser encontrados em paleossolos que se desenvolveram sob condições de clima tropical e temperado, com variações sazonais; em planícies aluviais ou não (ALLEN, 1974; ANDREIS, 1981). A identificação de pequenas raízes pode ser feita observando-se fenômenos de redução (descoloração) nos pedotúbulos ou pela presença de zonas de pigmentação diferencial ao redor deles.

Em razão de terem sido identificadas feições similares, na área de estudo, é importante destacar que nas paleosuperfícies dos paleossolos (principalmente na encosta do Monjolo), a pigmentação (ferruginosa) aparece na forma de delgados anéis concêntricos em cujo centro se encontra um delgado pedotúbulo. Estes anéis ou círculos concêntricos, segundo Andreis (1981), constituem um indício muito

significativo para a identificação dos paleossolos, inclusive sugerem a abundância relativa de vegetais, já que os anéis podem aparecer isolados ou inter-relacionados, formando complexas circunferências.

7.3.1.4 Glébulas

As glébulas são caracterizadas por sua forma e composição, sendo relativamente comuns nos solos e rochas sedimentares. Segundo Teruggi e Andreis (1971), apesar de serem amplamente disseminada nos solos, elas, por si sós, não são boas indicadoras da presença de paleossolos. Elas são unidades formadas a partir da concreção de um componente químico (carbonato, sílica, hidróxidos de Fe entre outros) ou pela modificação da fábrica em relação à matriz do solo (ANDREIS, 1981).

Como no caso das demais feições pedológicas, a glébulas também pode ser diferenciada pela sua fábrica interna, composição mineralógica, morfologia e grau de adesão em relação aos materiais do paleossolo. É importante ressaltar que sob essa denominação está reunida a maioria das estruturas químicas, como: nódulos, concreções, segregações, sectárias, etc. (PETTIJOHN, 1975; ANDREIS, 1981). Suas dimensões podem ser microscópicas ou mesoscópicas, e as unidades podem coalescer, originando crostas e extensos mantos. Segundo Teruggi *et al.*, (1974) e Andreis (1981), a presença dessas acumulações deve ser cuidadosamente avaliada, pois não há consenso entre os pesquisadores sobre o seu significado genético.

Concentrações de plasma desenvolvidas na matriz-s correspondem a acumulações tridimensionais (NAHON, 1991, p. 149). Para Brewer (1976), essas acumulações são unidades plásmicas tridimensionais subesféricas a esféricas denominadas, por ele, de glébulas. A relação entre as glébulas e a matriz-s do entorno fornece dados sobre a natureza e direção da transferência do material. Como foi proposto por Brewer (1976), é necessária a análise dos seguintes constituintes da glébulas: estrutura interna, grau de relativa concentração, composição mineralógica do material constitutivo, feição e natureza de seus limites. Como resultado pode-se esperar inúmeras diferenciações dessas acumulações glebulares.

Segundo Brewer (1976), dois são os aspectos interpretativos para as glébulas: um é a interpretação dos processos de formação dos indivíduos e de sua origem; o outro se refere a sua classificação, ortica, *in situ* ou feições herdadas e transportadas. Nos casos mais complexos, uma glébulas pode ser diagnosticada como herdada (origem) e formada por acreção (processos), assim três interpretações são possíveis; se a glébulas foi herdada da rocha (litorrelíquea) ou solo (pedorrelíquea), ou foi formada durante a sedimentação (sedirrelíquea) ou se pertence ao processo atual com condições de acreção. Segundo esse autor, são questões difíceis de responder, se baseadas unicamente na morfologia da glébulas. Entretanto, com base na fábrica, limites externos, conformação interna e associações com material do solo, é possível construir algumas inferências (BREWER, 1976).

No caso de glébulas com fábrica indiferenciada, que possuem acumulações de alguns constituintes do material do entorno é possível, em alguns casos, assumir que elas se formaram *in situ*, com materiais do entorno via acreção de constituintes solúveis. Estes, por sua vez, se acumularam por difusão ou por cristalização, a partir de soluções que ocuparam inúmeros microporos da matriz-s devido às condições químicas locais (BREWER, 1976). Para Drosdoff e Nikiforoff (1940), *apud* Brewer (1976), acreções de sesquióxidos se formam a partir de um ressecamento inicial que causa a concentração de soluções no interior de microporos, formando núcleos que atuam como semente. Estes removem seletivamente os constituintes das soluções que são progressivamente acrecidos ao nódulo inicial. Estes núcleos também podem ser formados a partir da concentração e precipitação de frações de plasma solubilizado por organismos vivos (CRAWFORD, 1956 e ARISTOVSKAYA, 1961, *apud* BREWER, 1976).

De acordo com LEIGH *et al.*, (2000), para que nódulos sejam formados, há necessidade de longos períodos de saturação. Estes períodos são necessários para que o ferro e o manganês sejam intensamente mobilizados. De acordo com Nahon (1991), processos de glebulização estão relacionados à direção de migração do Fe e sua acumulação como hematita, o que parece ser controlado pelo tamanho do poro na matriz. Segundo esse autor, a direção da transferência é, de qualquer modo, de grandes poros (em que a pressão atmosférica é mais alta e a solubilidade dos oxiidratados de ferro é grande) em direção aos microporos (nos quais a pressão é

menor que a pressão atmosférica). Além disso, a atividade da água percolante é relacionada ao tamanho do poro e seu conteúdo. Sustenta-se na literatura especializada, que nódulos e concreções se originam durante períodos secos em que os macroporos (*interpeds*) são completamente dissecados, enquanto os microporos (intragregados – *intrapeds*) mantêm certo grau de umidade. Durante a lenta e contínua desidratação o Fe^{++} e o Mn^{++} migram para a superfície dos agregados, em que o ambiente oxidante provoca a precipitação e cumulação desses elementos na superfície desses agregados. Quando a desidratação é muito intensa, a superfície dos agregados seca, permitindo a penetração do ar nos intragregados (*intrapeds*) e conseqüente oxidação e acumulação do Fe e Mn, cuja disposição torna-se progressivamente mais distante da superfície (SEHGAL e STOOPS, 1972). Outra possibilidade na formação de nódulos de sesquióxidos é a oxidação do ferro liberado na decomposição de minerais ferromagnesianos que originam um gel amarelo, amarelo-brunado que se orienta ao redor de um núcleo, perde água por difusão e precipita sob a forma de hematita. Grãos de quartzo, circundados por moléculas de água bipolar (com carga negativa) podem agir como núcleos, através da adsorção de partículas positivas de oxiidróxidos de ferro (BREWER, 1976).

Outro elemento a ser considerado em fábricas indiferenciadas é a presença de nódulos com alto teor de argila, enquanto o material do entorno é composto predominantemente por material grosseiro. Nestes casos o nódulo pode ser interpretado como pedorrelíquea, especialmente se sua fábrica interna for similar a horizontes localizados abaixo daquele no qual o nódulo se encontra (BREWER, 1976). Nódulos herdados de rocha (litorrelíqueas) podem ser reconhecidos por similaridade de sua fábrica interna com a das rochas, o mesmo ocorre com o reconhecimento de pedorrelíqueas, podendo ser utilizado como referencial o número de grãos do esqueleto por unidade de área.

Segundo Brewer (1976) glébulas com limites externos distintos comumente ocorrem em horizontes A_2 , submetidos freqüentemente a períodos de dessecação. Já, as glébulas encontradas em horizontes inferiores ou mais abaixo, tendem a possuir limites menos distintos, mais adesivos. Assim sendo, é possível presumir, que limites distintos podem ocorrer em função do endurecimento das glébulas, em outras palavras originadas por irreversíveis processos de dessecação (PETTIJOHN, 1957) enquanto glébulas com limites pouco nítidos se

originam pela ausência ou baixa intensidade deste processo. Outra hipótese, é que limites difusos de glébulas formadas *in situ* podem ocorrer em função das condições internas da glébulas, embora não apresente grandes diferenciações do material do entorno, tanto que a deposição do material ocorre numa zona relativamente ampla, cuja identificação é baseada no aumento de intensidade em direção ao foco da glébulas em que as condições foram mais propícias.

A forma das glébulas têm uso limitado na sua interpretação. Formas com limites curvos e lisos têm sido, geralmente, relacionados à formação por acreção (PETTIJOHN, 1957). Embora o arredondamento possa ser utilizado como indicativo de efeitos de transporte, deve-se tomar cuidado com tais interpretações. Frequentemente o arredondamento devido a processos de formação pode ser distinguido daqueles de transporte pelo grau de abrasão dos seus limites e, principalmente se a feição externa é comparada com a fábrica interna da glébulas. Assim é razoável aceitar-se que glébulas com feições irregulares são formadas *in situ*.

7.3.1.5 Pámulas

De acordo com Andreis (1981), as pámulas muitas vezes são consideradas como um tipo especial de glébulas, devido a sua composição exclusivamente argilosa. As pámulas aparecem como clastos, que podem ser fragmentos de acumulações cutânicas, pseudomorfozes de minerais alterados (geralmente feldspato) ou ainda como fragmentos líticos argilosos (paraclastos, intraclastos, *clay galls*) (BREWER, 1976; BULLOCK *et al.*, 1985; ANDREIS, 1981). As primeiras são mais importantes para a interpretação da história evolutiva dos paleossolos, pois elas permitem identificar períodos de erosão, separação e mescla dos materiais do solo (BREWER, 1976; BULLOCK *et al.*, 1985; RETALLACK 1990). Geralmente, as pámulas possuem um calibre maior do que 500 micra e se originam do fraturamento de cutans de plano associados a agregados (*peds*) prismáticos (BULLOCK *et al.*, 1985; RETALLACK, 1990). Independente da dimensão dos fragmentos, sua angulosidade ou arredondamento permite inferir fraturamento *in situ* (dessecação) ou erosão e transporte (ANDREIS, 1981).

7.3.1.6 Cristalárias

São identificadas como cristais isolados e dispersos na matriz-S (diferente das glébulas, policristalinas), ou como agregados cristalinos que indicam cavidades de origem diversas (vazios, canais, câmaras, etc.). São classificadas de acordo com sua fábrica interna e composição mineralógica (BREWER, 1976) e entre elas, se incluem as rosetas e outros agregados de cristais (ANDREIS, 1981).

7.4 Características micromorfológicas de depleção, translocação e iluviação

7.4.1 Depleção em ambientes hidromórficos

O ambiente hidromórfico é caracterizado por intenso umedecimento dos horizontes que permanecem saturados com água durante a maior parte do ano, promovendo a descoloração do pedoambiente. Muitas vezes, esta descoloração é tão intensa que invade o fundo matricial (*groudmass*) do solo. A cor predominante passa a ser o cinza, podendo ter tonalidades azuladas, esverdeadas ou suavemente amareladas (BREWER, 1976). De acordo com Brewer (1976), com o perfil totalmente saturado de água estagnada, o Fe e Mn presente podem ser reduzidos a Fe^{++} e Mn^{++} , e redistribuídos no solo, impondo ao perfil as cores mencionadas. Estes horizontes são formados principalmente de filosilicatos com Fe^{++} , ferro carbonato (siderita) ou complexos hidratados de fosfatos (vivianita). Horizontes com tons de 5Y ou mais amarelados, e croma <2 são indicadores de um intenso hidromorfismo.

7.4.2 Translocação de materiais

Ao lado dos processos de alteração química e desintegração física existe um terceiro processo, que é a translocação de substâncias. Este processo pode ser facilmente visualizado sob o microscópio petrográfico, observando-se como certos materiais cobrem as paredes de vazios ou mesmo preenchem completamente as fendas do solo. O processo de translocação no solo é complexo e envolve substâncias diferentes (minerais, matéria orgânica, complexo mineral orgânico, quer estejam elas em solução, quer suspensão) e por razões muito diferentes (gravidade, capilaridade, evaporação, atividade biótica, ou como consequência da expansão e contração do material do solo) (BREWER, 1976, RETALLACK, 1997a).

7.4.3 Iluviação de argilas

A iluviação de argilas nada mais é do que a migração mecânica da argila de um horizonte superficial para horizontes mais profundos do solo. A água da precipitação atmosférica mobiliza a argila do horizonte superficial e a suspensão se infiltra no solo através de macroporos. Quando o material em suspensão alcança o horizonte inferior, no qual o solo é seco, a água da suspensão é sugada pelos macroporos das áreas circundantes, e finas películas de argilas são formadas com suas partículas arranjadas em paralelo, uma a outra, e, ao mesmo tempo, paralelas às paredes vazias do poro (NAHON, 1991; FITZPATRICK, 1984). Esta película que passa a cobrir as paredes dos macroporos é denominada cutans, ou *clay coatings*, ou argilas. Similarmente, quando o material em suspensão alcança os agregados (água se desloca em direção ao interior do agregado) ela deposita partículas de argila em sua superfície, também formando argilas de iluviação (cutans de iluviação) que cobrem os agregados (BREWER, 1976).

7.5 Microestruturas típicas de perda e acumulação de material

De acordo com Nahon (1991) transferências por perda de material, particularmente de argilas, direcionam quando suficientemente desenvolvidas, uma nova distribuição e novo arranjo de produtos residuais que são representados, principalmente, pelo esqueleto. Segundo esse autor, por esta razão grãos do esqueleto apresentam arranjos descontínuos que são específicos de ambientes lixiviados. Esta distribuição pode tornar-se agrupada quando caracterizada por contrastes granulométricos entre grãos finos e grossos (*c/f*). Como consequência da lixiviação vertical, os grãos finos se concentram formando capas ou coberturas sobre os topos dos grãos grossos. Dessa forma, inúmeras microestruturas comparáveis não passam de variantes relacionadas ao tamanho e complexidade, cuja origem é a mesma aqui descrita. Essas estruturas são, na verdade, capas de material fino depositados sobre grãos grossos, ou estrias ou ainda lamelas, que foram designadas por Bocquier (1973), *apud* Nahon (1991), como feições laminares. Por esta razão, essas microestruturas aparecem como indicadoras de horizontes lixiviados.

A porosidade, que é característica desses ambientes lixiviados (BREWER, 1976) e que resultam de perda de material, seguido de novo arranjo dos grãos do esqueleto atuam, via de regra, como uma estrutura de subsequente acumulação. Assim sendo, diversas outras estruturas resultam, segundo Nahon (1991, p. 148) de “descontínuas e subseqüentemente contínuas acumulações” e superposições sobre a diferenciação inicial de microestruturas lixiviadas. Assim, uma sucessão hierárquica de diversas microestruturas toma lugar. Essas acumulações podem ter diversos efeitos sobre as microestruturas originais do tipo lixiviado (NAHON, 1991). Para esse autor, as acumulações podem ser moles ou não endurecidas e dispersivas. Essas acumulações são argilosas, com predomínio de minerais não expansivos que direcionam, por reação durante fases aquosas, à destruição gradual das estruturas iniciais através da redistribuição dos grãos do esqueleto. Portanto, as acumulações também podem ser moles e temporariamente preservadas. Como no caso anterior, estas também são argilosas, porém são fracamente reativas ou mesmo inertes durante as fases úmidas. Assim elas intersectam somente as estruturas iniciais (NAHON, 1991).

Quando as acumulações são endurecidas e preservadas permanentemente, elas correspondem a uma cimentação localizada por oxidratado de ferro (que aparece primeiramente em ambientes lixiviados suportando acumulações descontínuas) ou por cimentação generalizada óxidos, cristalizados ou não. Essas acumulações fossilizam microestruturas do tipo lixiviado que são, então, denominadas de pedorrelíquias (FITZPATRICK, 1984; NAHON, 1991).

Em resumo pode-se considerar que as microestruturas nos permite caracterizar perda de material. Essas perdas não somente geram acumulações em outros locais do horizonte ou do perfil, mas também criam, através da microporosidade desenvolvida *in situ*, estruturas de acumulações que se originam de outras porções do horizonte, do perfil ou mesmo de outras seqüências e solo (NAHON, 1991).

7.6 Efeitos de ressecamento e umedecimento em estruturas argilosas

Descrições de solos em lâmina delgada não têm sido relacionadas à estrutura fundamental (1ª ordem) exibida para cada família de argilo-mineral. Isto ocorre em função de dois aspectos: o plasma de solos nem sempre constituem uma família

homogênea de argilo-minerais, e o plasma é associado a outros constituintes (esqueleto, grãos, óxidos e feições pedológicas) que perturbam o comportamento do plasma em relação às condições hídricas (NAHON, 1991).

Segundo Nahon (1991) os plasmas argiláceos são caracterizados por estruturas plásmicas sépicas e assépicas. Conforme o arranjo das separações plásmicas elas podem apresentar várias subestruturas derivadas. Esta variação de estrutura é controlada pela disponibilidade do conteúdo hídrico que afeta o plasma (estrutura plásmica de segunda ordem). De acordo com esse autor, quando o *déficit* hídrico domina o pedoambiente, o ressecamento direciona as fissuras de contração, cuja amplitude é visível em estruturas macroscópicas (3ª ordem). As reações nos contatos entre cristais e partículas argiláceas provocadas pelo umedecimento do sistema nas fases aquosas (umedecimento) e de ressecamento, são responsáveis por tensões (compressão e tração), que segundo Nahon (1991) podem gerar nos constituintes argiláceos:

- a)** diferentes fases de alteração;
- b)** reorientação dos constituintes do plasma (separação plásmica);
- c)** surgimento de porosidade fissural (fissuras de contração).

Nos constituintes não argiláceos as seguintes feições podem ocorrer:

- a)** clara separação dos oxidratados;
- b)** desaparecimento dos grãos do esqueleto mais alterados;
- c)** pulverização dos grãos do esqueleto mais resistentes;
- d)** redistribuição do grão do esqueleto e integração dos grãos finos dentro do plasma.

Para Brewer (1976), pressão e tensão originadas de sucessivas fases de umedecimento e ressecamento são responsáveis pelos padrões de orientação estriada em algumas separações plásmicas de fábricas sépicas. Segundo o autor há pouca dúvida que o plasma vossépica advenha desse sistema. Assim como poros planares, em matriz vossépica são evidências de pedoambiente submetido a

extremos de umedecimento (pressão), seguido de ressecamento (tensão). Outro bom exemplo são os ressaltos dos poros planares que, indubitavelmente, ocorrem devido à pressão do umedecimento e são constantemente acompanhado pelas variantes vossépicas

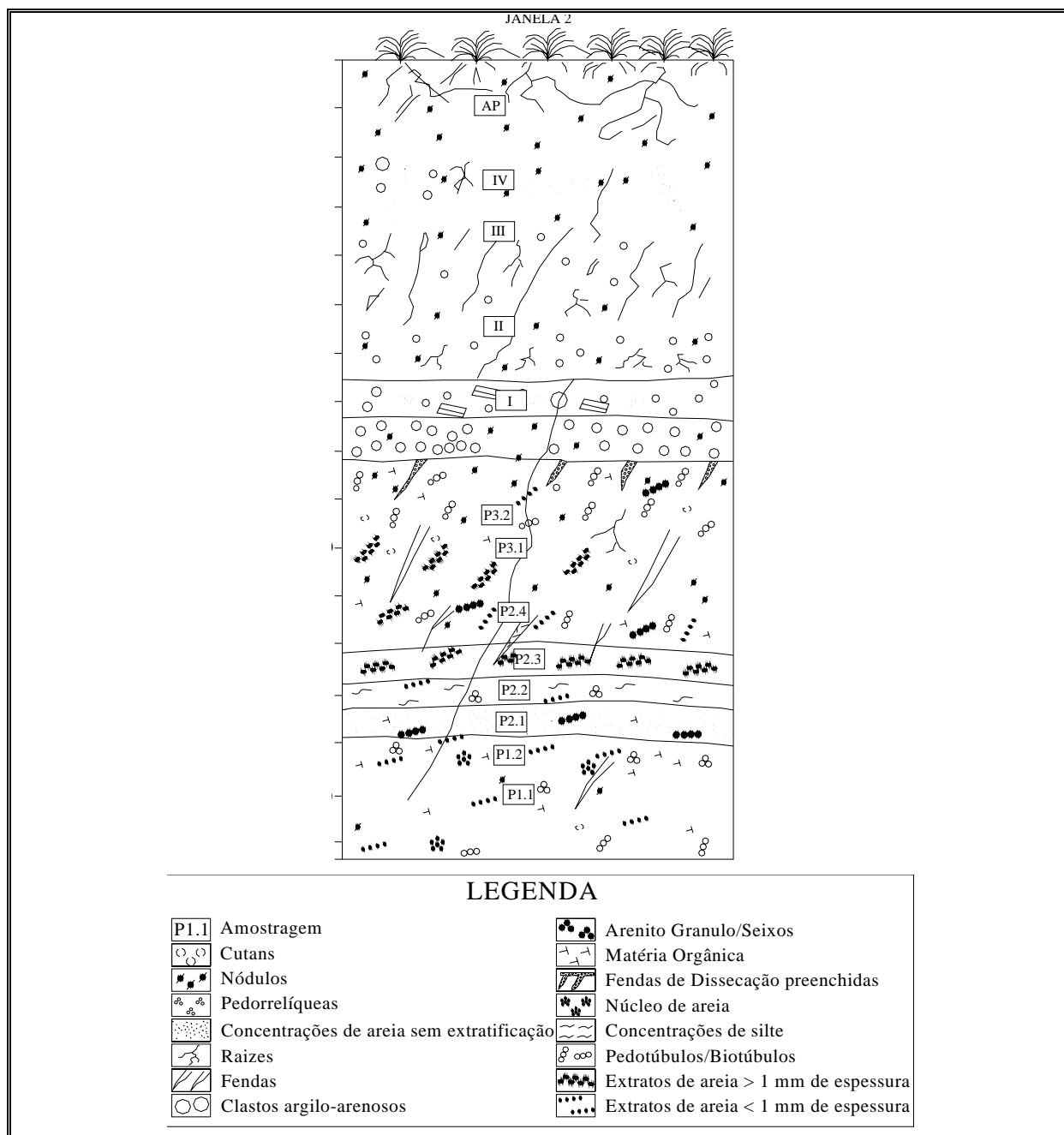


FIGURA 43 – Localização das amostras no perfil estudado.

Processos similares são conhecidos por atuarem nos materiais do solo, mas a orientação preferencial observada dentro da matriz não é devido à deposição por suspensão, que poderia produzir feições pedológicas, e nem é provável que seja devido à recristalização, exceto em circunstâncias especiais. É mais provável que

seja devido ao efeito de aumento e alívio de pressão, em função de sobrecargas originadas pela pressão e tensão do umedecimento e ressecamento (BREWER, 1976).

7.7 Micromorfologia de paleossolos e unidades sobrepostas identificadas na encosta monjolo

O perfil da seção Monjolo forneceu quinze amostras indeformadas para a análise micromorfológica (figura 43). Destas, nove amostras pertencem aos paleossolos, cinco a unidades coluviais e uma ao horizonte Ap. O método empregado na extração e tratamento laboratorial destas amostras está descrito no capítulo II. A descrição micromorfológica destas unidades está transcrita na seqüência. A ordem de apresentação das amostras é da base do perfil, lâmina P1.1, em direção a superfície (horizonte Ap. lâmina homônima).

7.7.1 Lâmina P1.1

Seção delgada elaborada com material da unidade P1.1 extraído a 3,00 metros da superfície (figura 43 e 44a). O material, na lâmina, tem cor bruno-escuro, textura franco arenosa e distribuição relativa (*c/f*) quitônica. Os clastos são suportados, polimodais, e a matriz é moderadamente selecionada. O contato entre os grãos é suturado, pontual e côncavo-convexo, e a distribuição de base é aleatória. O esqueleto é formado por quartzo subarredondados (figura 44c) e lisos, distribuídos nas frações areia grossa (5%), areia média (20%), areia fina (45%) e areia muito fina (30%). Também foram identificados fragmentos de arenito (5%), arredondados e relativamente bem preservados, distribuídos na fração areia grossa. O plasma é isotico, e os poros são microporos, de juntas (*joint planes* – figura 44c) e de canais transversais (metaporos). Pedofeições comuns são cutans típicos e crescentes, freqüentemente microlaminados, constituídos de sesquans com contraste e grau de adesividade baixos. Os limites desses cutans são claros e nítidos (Figura 44c), e a extinção alterna-se entre estriada a difusa. Os preenchimentos (*infilling*) possuem diâmetro médio em torno de 0,1mm e 0,05mm, são densos completos, constituídos de sesquans, possuem baixo contraste, moderado grau de adesividade e são

nitidamente individualizados. Pedotúbulos são típicos, isotúbulos, tubulares, irregulares e parcialmente preenchidos por sesquans e detritos oriundos das paredes ou de níveis mais elevados. Apesar de serem compostos por esqueleto e plasma (sesquans), não apresentam qualquer tipo de estratificação ou gradação. Digna de nota é a presença de fragmentos de matéria orgânica dispersos por toda a matriz. Estes fragmentos têm aspecto fibroso, são alongados e opacos à luz transmitida. Não foram identificados nódulos nem pápulas na lâmina.

7.7.1.1 Interpretação da lâmina P1.1

A descrição da lâmina demonstra que a unidade sofreu retrabalhamentos ao longo do tempo. A distribuição de base aleatória, identificada na lâmina, sugere retrabalhamento do material devido à atividade biológica ou mesmo mudanças nas condições hídricas do pedoambiente. Isto parece ser corroborado pela presença de juntas planares (*joint planes*) cuja origem, freqüentemente, é associada a períodos de umedecimento seguidos de ressecamento (CATT, 1990). Também é significativa a presença de pedotúbulos, isotúbulos originados a partir de raízes. Os preenchimentos (*infilling*), densos completos com formas circulares e semicirculares e limites nítidos, sugerem gênese relacionada a raízes. A presença de cutans crescentes, com microlaminações de baixo contraste, baixo grau de adesividade e extinção estriada a difusa, sugerem processos de iluviação, que podem não pertencer ao período de formação do paleossolo. A presença relativamente abundante de filamentos de matéria orgânica, bem preservada e dispersa na matriz do solo e, em alguns casos associadas a pedotúbulos, parece pertencer ao período da formação deste paleossolo (mais de 44.000 A.P.), pois se encontram integrados à matriz e ao esqueleto, sem apresentar alterações no material do seu entorno. Em outras palavras, esta unidade apresenta indícios de ter sido remobilizada ao longo do tempo. É possível que parte de suas principais características pré-soterramento, senão todas, tenham sido obliteradas por novas pedofeições, as quais parecem não ser contemporâneas, pois não apresentam indícios de deformação da matriz e do arranjo do esqueleto, que possa ser correlacionado a atualidade.

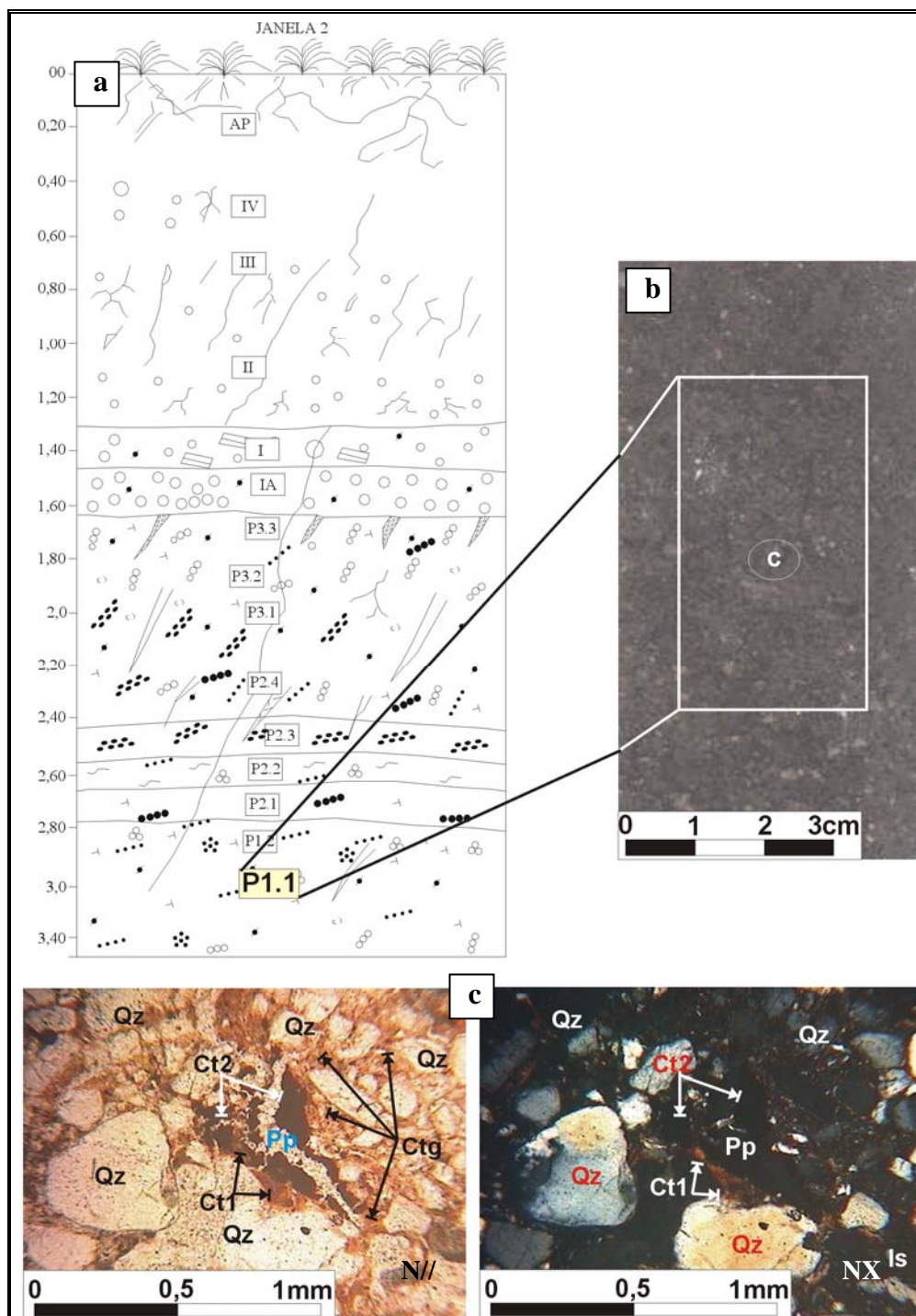


FIGURA 44 – Microfotografia da lâmina P1.1. a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Microfotografia destacando o contato suturado entre os grãos do esqueleto e a mudança de composição mineralógica entre o cutan de poro Ct1 e o cutan de poro Ct2. O Ct1 tem cor vermelho amarelada e microlaminações parcialmente preservada, e a extinção é difusa. Já o Ct2 a cor é predominante preta a vermelho muito

escura, possui contato nítido com o Ct1, é isotrópico, provavelmente pela presença de humos e ferro (quelatizado). (Qz) Quartzo); (Pp) Juntas (*joint planes*); (Ct1, Ct2) Cutan de poro; (Is) Plasma isótico; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.

7.7.2 Lâmina P1.2

Seção delgada confeccionada com material da unidade P1.2 (figuras 43 e 45a), extraído a 2,90 m da superfície. O material não apresenta distinções ou domínios diferenciados ao longo da lâmina. Assim, em função da aparente homogeneidade da matriz, poros, esqueleto, fábrica e pedofeições, a seção delgada será descrita sem apresentar subdivisões ou domínios. De forma geral, a amostra possui cor bruna, textura franco arenosa, sem sinais de pedalidade. A distribuição relativa (*c/f*) é quitônica. Os clastos são suportados polimodais com matriz moderadamente selecionada. A fábrica não apresenta estratificação nem gradação. O contato entre os grãos é saturado, côncavo-convexo e pontual e a distribuição de base é relativa. Os poros são microporos de cavidade (orto e metaporos) e de juntas planares (*joint planes* – figura 45c). O plasma é isótico. Pedofeições como cutans são pouco comuns, e quando ocorrem são cutans típicos e crescentes, constituídos de sesquans, com fraco contraste e grau de adesividade. Podem ser microlaminados (30%) ou não apresentar laminações nem microlaminações (70%). A extinção tanto pode se apresentar difusa como estriada, embora haja predomínio da primeira. Preenchimentos são relativamente comuns, densos completos, constituídos de sesquans, não laminados, com extinção freqüentemente difusa. Pedotúbulos típicos não foram identificados. Fragmentos de matéria orgânica são relativamente comuns no corpo da lâmina, embora não apresentem nenhuma relação com as demais pedofeições identificadas. Via de regra, são fragmentos alongados com aspecto fibroso e dificilmente ultrapassam dimensões superiores a 0,5mm.

7.7.2.1 Interpretação da lâmina P1.2

A descrição desta lâmina demonstra que, apesar de certas similaridades com a lâmina P1.1, pedofeições como cutans, possuem baixo contraste e grau de adesão, com predomínio de extinção difusa, sugerindo com pouco retrabalhamento após o

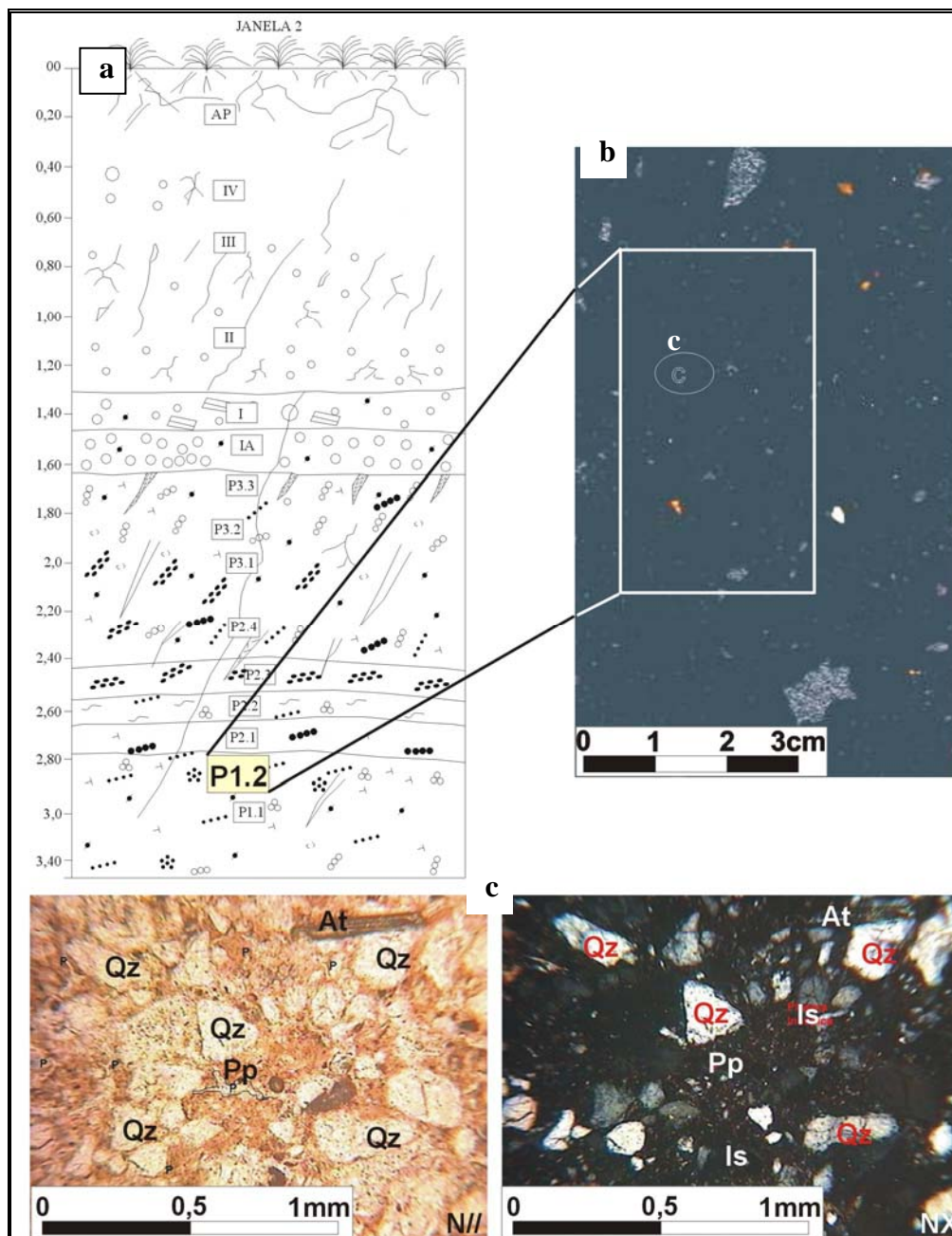


FIGURA 45 – Microfotografias da lâmina P1.2. a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada. c) microfotografia destacando a presença de microporo do tipo juntas (*joint planes* - Pp) e plasma isótico. (At) Artefato de confecção da lâmina; (Qz) Quartzo; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.

recobrimento desta unidade. Os preenchimentos possuem características similares àquelas do paleossolo P1.1, com origem relacionada à atividade biológica (raízes), apesar da ausência de indícios, em lâminas estudadas, da presença de insetos. A presença de fragmentos de matéria orgânica ocorre em todo o corpo da lâmina, sem apresentar relação com qualquer pedofeição. Resumindo, a unidade parece ter sido remobilizada após seu soterramento por atividade biológica e por processos de ressecamento e umedecimento, responsáveis pelos poros fissurais (*joint planes*) que podem ter destruído suas características iniciais. Entretanto, estes novos processos parecem não ser contemporâneos, em função da posição da unidade no perfil da encosta e das próprias características das pedofeições descritas.

7.7.3 Lâmina P2.1

Esta seção delgada foi construída com material da unidade P2.1, extraído a aproximadamente 2,70m da superfície (figuras 43 e 46a). A lâmina demonstra haver maiores concentrações de filamentos de matéria orgânica e cutans em seu terço superior, enquanto os dois terços inferiores da lâmina são dominados por pedotúbulos, isotúbulos (figuras 46c e 46d). Por estes motivos a lâmina foi dividida em dois domínios, denominados domínio dos filamentos e domínio dos pedotúbulos.

a) No **domínio dos filamentos** (46 e) a cor é bruna e a textura é franco-argilo-arenosa. A amostra não apresenta pedalidade e a distribuição relativa (*c/f*) é quitônica (figura 46e). A fábrica não possui estratificação nem gradação, e os clastos são suportados, polimodais e moderadamente selecionados. O contato entre os grãos é predominantemente saturado. O esqueleto tem distribuição de base aleatória e é formado essencialmente por fragmentos de quartzo subarredondados com superfície lisa encontrados nas frações areia grossa (20%), areia média (40%) e areia fina e muito fina (40%). Os poros são microporos de juntas planares (40% - figura 46e) ortoporos, canais longitudinais e cavidades, metaporos (60%). O plasma é isótico. Pedofeições como cutans crescentes em poros cavitários são relativamente comuns nesta porção da lâmina, assim como cutans de grãos intergeminados. São constituídos de sesquans, possuem contraste e grau de adesividade moderados, freqüentemente são microlaminados e têm extinção estriada à difusa. São nitidamente cutans de iluviação. Em menor proporção (30%

aproximadamente) ocorrem cutans de canais longitudinais e de juntas planares. Estes diferem dos demais somente pela morfologia e ausência de laminações e microlaminações. Hipocutans foram identificados apenas nas paredes dos microporos de juntas planares (*joint planes*), são constituídos de sesquans, parcialmente opacos e fortemente adesivos. Preenchimentos, embora pouco comuns, são densos, incompletos e completos, constituídos de sesquans, não laminados com fraco grau de adesividade e limites nítidos. Pedotúbulos típicos não foram claramente identificados nesta porção da lâmina. Entretanto, a presença de filamentos de matéria orgânica, é relativamente comum neste setor da lâmina. Via de regra, são alongados, têm aspecto fibroso e encontram-se dispersos na matriz, sem apresentar relação com nenhuma pedofeição (figura 46e). Não houve identificação positiva de nódulos neste setor da lâmina.

b) Como no terço superior da lâmina (figura 46b), o **domínio dos pedotúbulos** detém as mesmas características de matriz, fábrica, esqueleto, poros, cutans, diferindo somente na maior concentração de pedotúbulos. Assim sendo, para evitar a redundância de descrição será efetuada somente a descrição dos pedotúbulos. Estas pedofeições são tubulares simples, alongadas, isotúbulos, compostos por sesquans, quartzo na fração areia muito fina e fina, e fragmentos de matéria orgânica com aspecto fibroso (figuras 46c e 46d). Estes isotúbulos são discretamente individualizados, metatúbulos provavelmente originados de raízes.

7.7.3.1 Interpretação da lâmina P2.1

A descrição da lâmina demonstra que a distribuição relativa é quitônica e as principais pedofeições são cutans de poros com ou sem laminação e extinção estriada a difusa. Entretanto, a presença de cutans intergeminados no terço superior da lâmina sugere reorganização do solo em resposta a um regime específico de umidificação da unidade. O hipocutan identificado parece estar relacionado ao revestimento da parede da cavidade (orto). De acordo com Nahon (1991), há casos em que a substância enraizante penetra a criptoporosidade do plasma envolvente. Assim, o hipocutan é parte integrante do cutan, o qual representa o depósito ou precipitação do material a partir da solução circulante num sistema de macro e micro porosidade, isto é seguido pela penetração e difusão nas criptocavidades do plasma

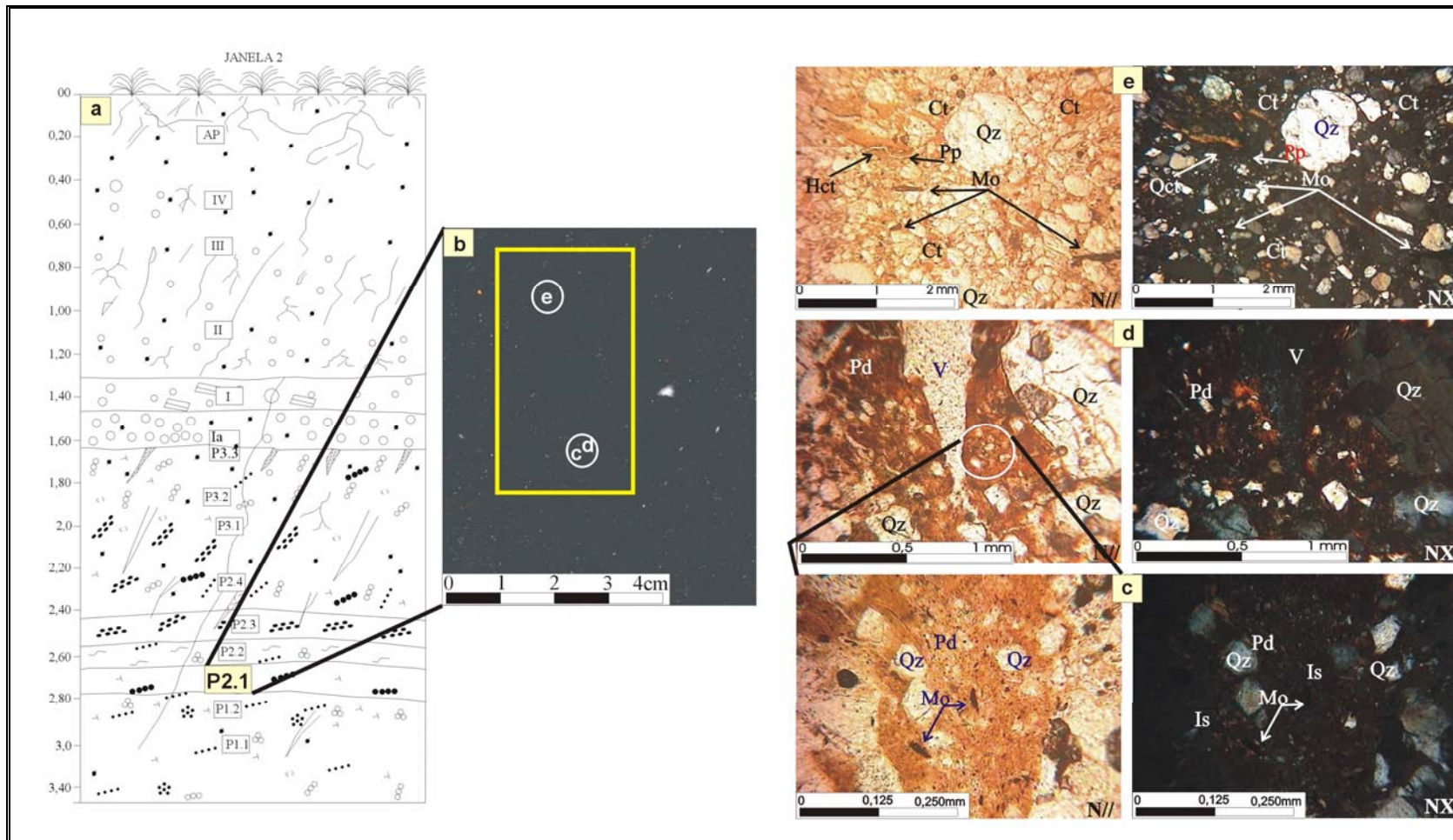


FIGURA 46 - Microfotografias da lâmina P2.1. a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Microfotografia de pedotúbulo, isotúbulo (Pd) com canal central (seção longitudinal - V) e grãos de quartzo na fração areia fina e muito fina preenchendo o pedotúbulo; d)- Detalhe do pedotúbulo isotúbulo da microfotografia "c", destacando a presença de fragmentos

orgânicos (Mo) imersos em sesquans de baixo contraste. e) Note a distribuição relativa quitônica e os fragmentos de matéria orgânica (Mo); Microporo planar (*joint planes* - Pp); Hipocutans (Hct) e cutans de grãos e de poros (Ct). (Is) Plasma isótico; (Qz) Quartzo; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.

que circunda a cavidade. Para que este processo ocorra, há necessidade de alterações ou oscilações no regime hídrico do pedoambiente. Estas oscilações, aqui compreendidas como umedecimento seguido de ressecamento, também deu origem a aproximadamente 70% dos microporos planares. A presença de elevado número fragmentos de matéria orgânica dispersos na matriz do terço superior da lâmina e na demais porção associados a pedotúbulos parece estar relacionada ao período de formação do paleossolo. Resumindo, esta unidade apresenta sinais de retrabalhamento que podem ter obliterado total ou parcialmente as pedofeições da época da formação deste paleossolo.

7.7.4 Lâmina P2.2

Esta lâmina foi confeccionada com material da unidade P2.2, extraído a aproximadamente 2,60 m da superfície (figura 43). Em função da aparente homogeneidade da matriz, poros, esqueleto e fábrica desta seção delgada, ela será descrita sem subdivisão de domínios ou zonas. O material que compõe a lâmina é franco arenoso, apédico e a distribuição relativa é essencialmente quitônica. Os clastos são suportados, polimodais com matriz moderadamente selecionada. A fábrica não apresenta estratificação nem gradação. O contato entre os grãos é saturado, com áreas de grãos flutuantes. O esqueleto é constituído por fragmentos de quartzo subarredondados, de superfície lisa e composição granulométrica que compreende as frações areia grossa (15%), areia média (25%), areia fina (40%) e areia muito fina (20%). O plasma é isótico e os poros são microporos de juntas planares (70%) e poucas cavidades e seções longitudinais de canais (metaporos). Os cutans presentes nesta lâmina são predominantemente de poros cavitários e de fissuras, irregulares,

crescentes, com e sem microlaminações, constituídos de sesquans, com contraste moderado, fraco grau de adesividade e extinção estriada (40%) e difusa (60%). São cutans de iluviação. Preenchimentos são comuns e, via de regra, compostos por sesquans, densos completos, raramente densos incompletos e fracamente adesivos. Não foi identificada a presença de nódulos, pedotúbulos ou resíduos orgânicos.

7.7.4.1 Interpretação da lâmina P2.2

A descrição da lâmina demonstra que o material apresenta certa homogeneidade em sua matriz, fábrica, poros e esqueleto, pouco diferindo da lâmina P1.2. A presença de microporos do tipo fissuras (*joint planes*) sugere dessecação e umedecimento no regime hídrico da unidade, assim como a presença de microporos de canais transversais e longitudinais, metaporos implica atividade biológica no material da lâmina, provavelmente relacionada a raízes. Digno de nota é a ausência de indícios de atividades biológicas relacionadas a insetos e/ou animais escavadores. Os cutans identificados são de iluviação com alternâncias de extinção estriada a difusa, em ambos os casos com limites nítidos, o que indica serem cutans de iluviação.

7.7.5 Lâmina P2.3

Esta seção delgada foi elaborada com material extraído a 2,50m da superfície, na unidade P2.3 (figura 47a). A análise preliminar desta seção delgada identificou dois domínios ou área dominada por cutans crescentes e outra com menor concentração de cutans. Por esta razão a lâmina foi dividida em dois domínios, descritos a seguir.

a) A porção média superior da lâmina, denominada **domínio dos macro cutans** (figura 47b, 47d), possui textura franco-argilo-arenosa, é apédica e a distribuição relativa é quitônica, com áreas gefúricas. Os clastos são suportados, polimodais e a matriz é moderadamente selecionada. A fábrica não tem estratificação nem gradação, e o contato entre os grãos se apresenta

saturado, pontual e, por vezes, flutuante. Os grãos do esqueleto são constituídos por fragmentos de quartzo (95%), subarredondados, lisos, nas frações areia grossa até areia fina. A presença de fragmentos de folhelho (5%) alongados, tabulares ou lenticulares, mal preservados, encontrados na fração areia média, estão restritos a esta porção da lâmina. O plasma deste domínio é isótico (figura 47d) e os poros são meso e microporos, que se apresentam sob a forma de cavidades (30%) e canais transversais e longitudinais (figura 47d). Associados a estes poros estão cutans e preenchimentos (*infilling*). Os cutans possuem dimensões que variam de 0,25mm a 2mm (figura 47d), podem ser típicos ou crescentes, são constituídos de sesquans e geralmente apresentam forte contraste, fraca adesividade e limites claros. São microlaminados e a extinção é estriada. Cutans de detritos argilo-quartzosos são formados por material fino mesclados por grãos de quartzo na fração areia muito fina (figura 47d, 47a e 47b). Os hipocutans (figura 48c e 48d) identificados são constituídos de sesquans, possuem forte contraste e moderada adesividade, freqüentemente são opacos. Preenchimentos (*infilling*) são comuns nesta porção da lâmina, e apresentam baixo contraste e moderada adesividade e são densos completos. A extinção é estriada a difusa, e os limites são claros. Não houve identificação de nódulos nesta área da lâmina. Nesta porção da lâmina, um dos preenchimentos (*infilling*) foi analisado (figuras 49 a 51) com microsonda (M.E.V) com a finalidade de identificar seus componentes e do entorno. As figuras 49, 50, 51 apresentam os locais analisados e os resultados, os quais demonstram que o preenchimento estudado em detalhe é formado por amálgama de argilo-minerais alumino-silicatados, com ou sem presença de carbono (matéria orgânica), e molibdenita quelatizada com carbono orgânico.

b) No setor da lâmina denominado **domínio dos microcutans**, a textura é franco-argilo-arenosa. A amostra é apédica e a distribuição relativa é quitônica (figura 47c). Os clastos são suportados, polimodais, e a matriz é moderadamente selecionada. A fábrica não possui estratificação nem gradação, e o contato entre os grãos é saturado, pontual e/ou flutuante. Os grãos do esqueleto são constituídos essencialmente por fragmentos de quartzo subarredondados, lisos, nas frações areia grossa até areia fina. O plasma deste domínio é isótico (figuras 47c) e os poros são predominantemente

microporos, que se apresentam sob a forma de cavidades e canais transversais e longitudinais. Diferentemente da porção média superior da lâmina, neste domínio os cutans dificilmente ultrapassam o diâmetros de 0,25mm, sendo mais comuns os que possuem diâmetros de 0,100 m. São cutans típicos ou crescentes, constituídos de sesquans e molibdenita quelatizada com carbono orgânico, geralmente apresentam forte contraste, fraca adesividade, limites distintos e raramente são microlaminados. Preenchimentos são relativamente comuns e como nos cutans, não ultrapassam 0,100 mm de espessura. Amostragens efetuadas com microscópio eletrônico de varredura (M.E.V) nesta porção da lâmina demonstrou que tanto os cutans como os preenchimentos são constituídos por argilo-minerais alumino-silicatados e molibdenita quelatizada com carbono orgânico. Os resultados estão explicitados nas figuras 52 e 53.

7.7.5.1 Interpretação da lâmina P2.3

A descrição da lâmina demonstra que em sua porção médio superior há maior concentração de meso e macroporos, cuja origem parece estar relacionada à atividade biológica. Não raro, os poros identificados contêm cutans, que podem ser típicos, crescentes e de detritos. Cutans de detritos, segundo Bullock *et al.*, (1985) e Nahon (1991), resultam de acumulações nas paredes dos poros ou cavidades, de material fino, transportado por tração ou suspensão, através de soluções que penetram nessas cavidades. São cutans formados de detritos de partículas que podem derivar de corpos cristalizados ou não, grãos de quartzo, minerais opacos e partículas argilosas (NAHON, 1991). Para esse autor, a presença de cutans de detritos pode ser considerada como indicador de sedimentação em microambiente aquoso. As microlaminações, identificadas nos cutans, se formam com a progressiva deposição de material com maior ou menor concentração de ferro e matéria orgânica (húmus). A presença de hipocutan em poro de canal (figura 48c e 48d) sugere mudanças no regime hídrico do pedoambiente. Na fase de umedecimento ou saturação do poro, há precipitação de material a partir da solução circulante na parede do poro. Na seqüência, o material penetra nas

paredes do canal e se difunde nas criptocavidades do plasma que circunda a cavidade. De acordo com Nahon (1991), infiltrações e difusão não são, necessariamente, limitadas a criptocavidades, mas podem substituir uma porção dos minerais constituintes do plasma circundante, ou mesmo uma fração do esqueleto.

O resultado apresentado pela microsonda, em pedofeição de preenchimento demonstra que a mesma é constituída por argilo-minerais com ou sem presença de carbono orgânico. A presença de molibdenita quelatizada com carbono (matéria orgânica) se deve, provavelmente, à própria decomposição do vegetal que originou este metaporo preenchido, visto que o molibdênio é pouco móvel em pedoambientes ácidos, como é o caso desta unidade (pH 4,2 - ver capítulo VI). O cutan crescente (figura 53 – 2h e 2i) analisado pelo M.E.V., demonstra a presença de molibdenita quelatizada com carbono orgânico e a presença de argilo-minerais. Assim, pode-se inferir que o molibdênio presente nas amostras é de origem vegetal e se quelatiza com o carbono orgânico, permanecendo residentes na área de metaporos em função da elevada acidez da unidade. Os resultados obtidos pelo M.E.V. indicam que feições de micro-preenchimento (*infilling*) são constituídas principalmente por molibdato (molibdenita) e carbono orgânico quelatizados. Portanto, é razoável supor que a presença de molibdenita nas feições estudadas indique a presença de atividade biológica que pode ter obliterado, ao menos em parte, as pedofeições do período de formação do paleossolo.

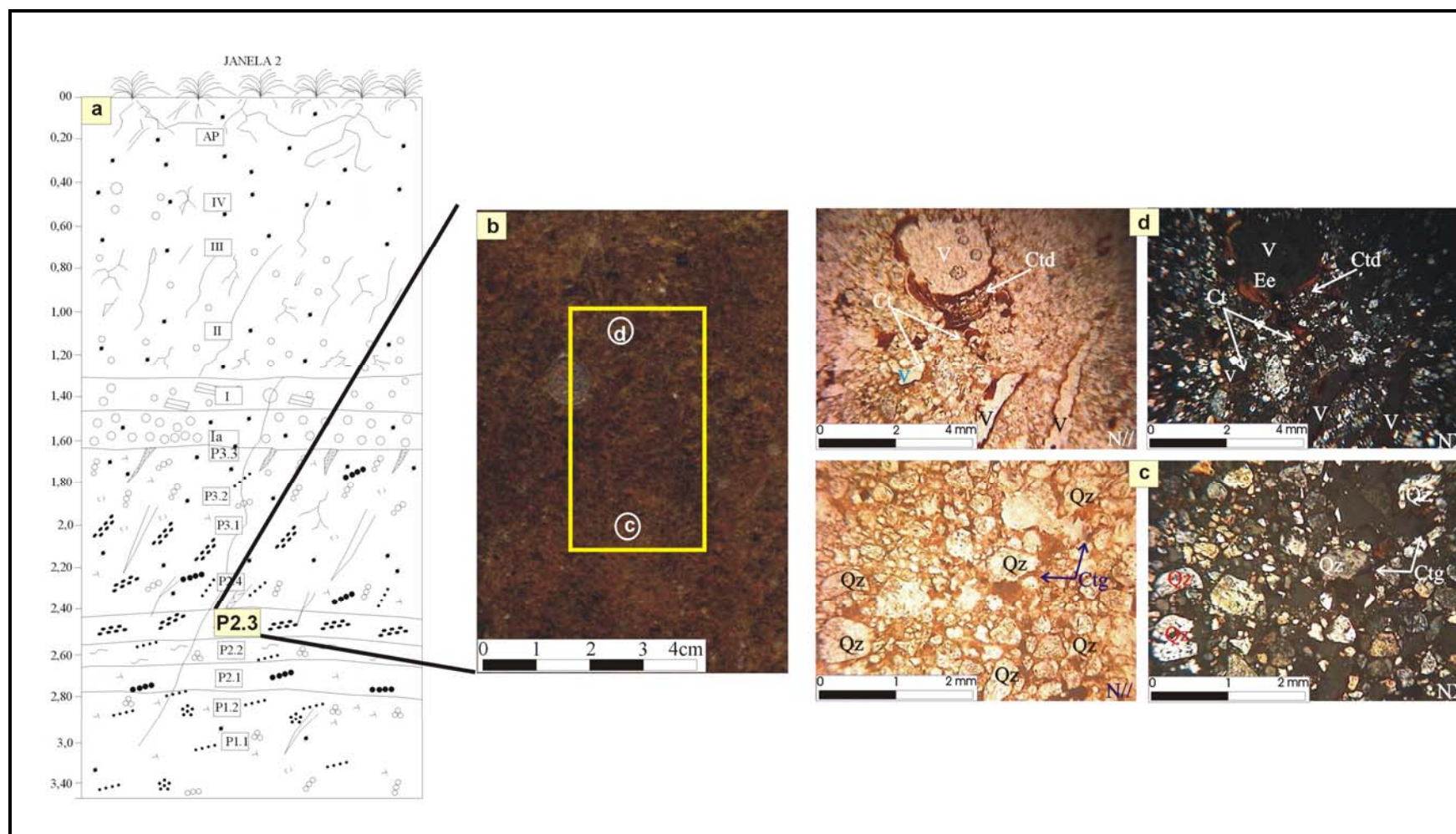


FIGURA 47 - Microfotografias da lâmina P2.3. a) Localização da amostra no perfil. b) Localização da lâmina na fatia amostrada. c) Microfotografia destacando a presença de cutans de grãos e a distribuição relativa quitônica. d) microfotografia destacando cutans de detritos (Ctd), mesoporos de canais (seção

longitudinal). Canais longitudinais (V), cutans crescentes, microlaminados (Ct) com extinção estriada (Ee) de dimensões que variadas. Cutans de grãos (Ctg); Quartzo (Qz); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).

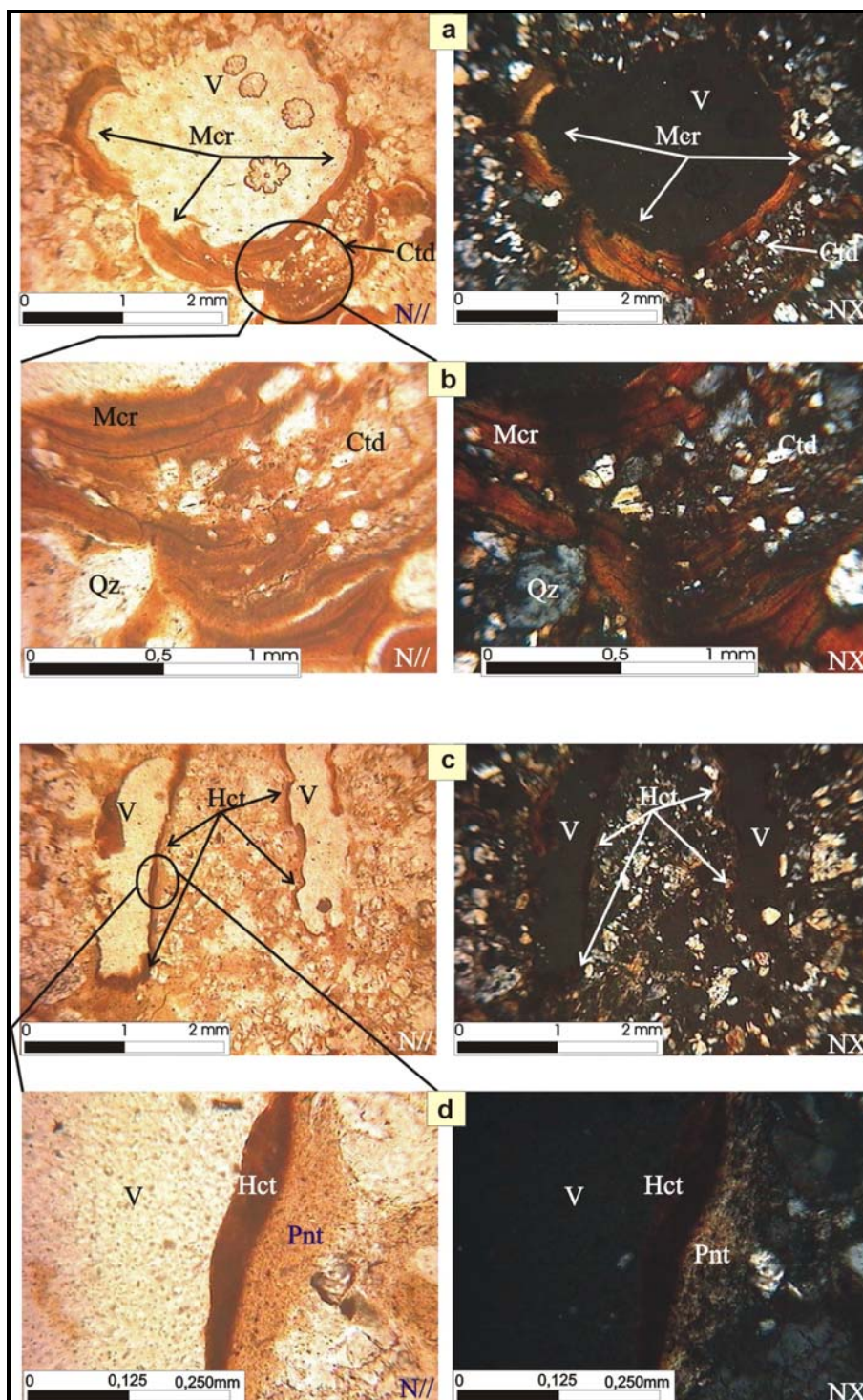


FIGURA 48 – Microfotografia de cutans, mesoporos e quasicutans (lâmina P2.3). a) microfotografia destacando cutan de detritos (Ctd) com esqueleto de quartzo na fração areia fina e muito fina, e microlaminações (Ct-Mcr); b) Microfotografia de detalhe da base do cutan de

detritos com de quartzo; c) seção longitudinal de mesoporo de canal (V) com hipocutans nas paredes (Hct); d) Microfotografia de detalhe da parede de mesoporo de canal (V) com hipocutan (Hct). Notar a penetração de sesquans na parede do poro (Pnt). Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).

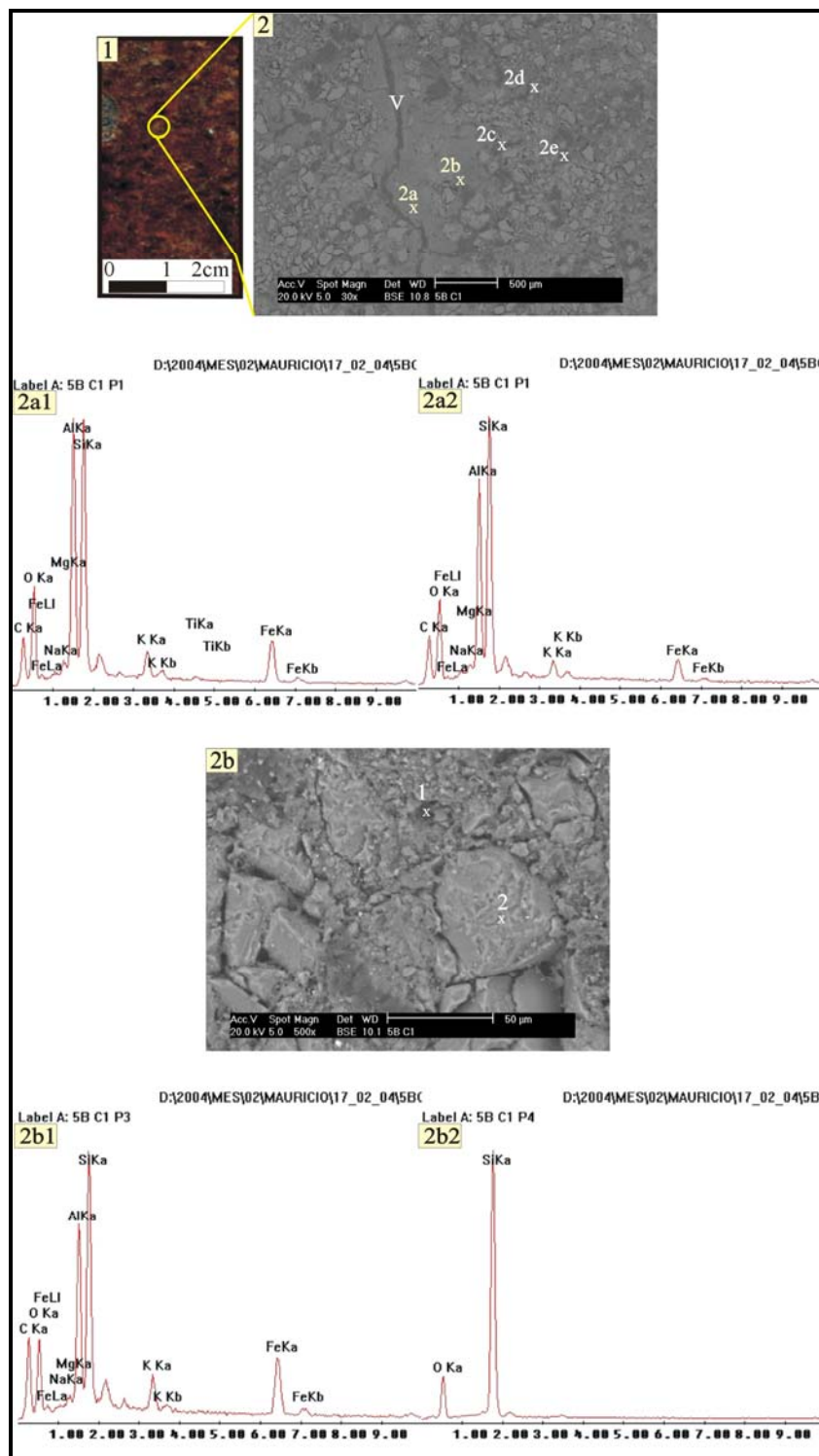


FIGURA 49 – Imagens do Microscópio eletrônico de Varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada; 2) Imagem do

preenchimento com os pontos de microsondagem (36x). 2a1 e 2a2) demonstram a composição química da amálgama no ponto “a” do preenchimento (argilo-minerais, alumino-silicatados). 2b) margem do ponto “b” com as respectivas áreas de microsonda (500x). 2b1) resultado gráfico da microsonda, argilo-mineral. 2b2) sílica pura.

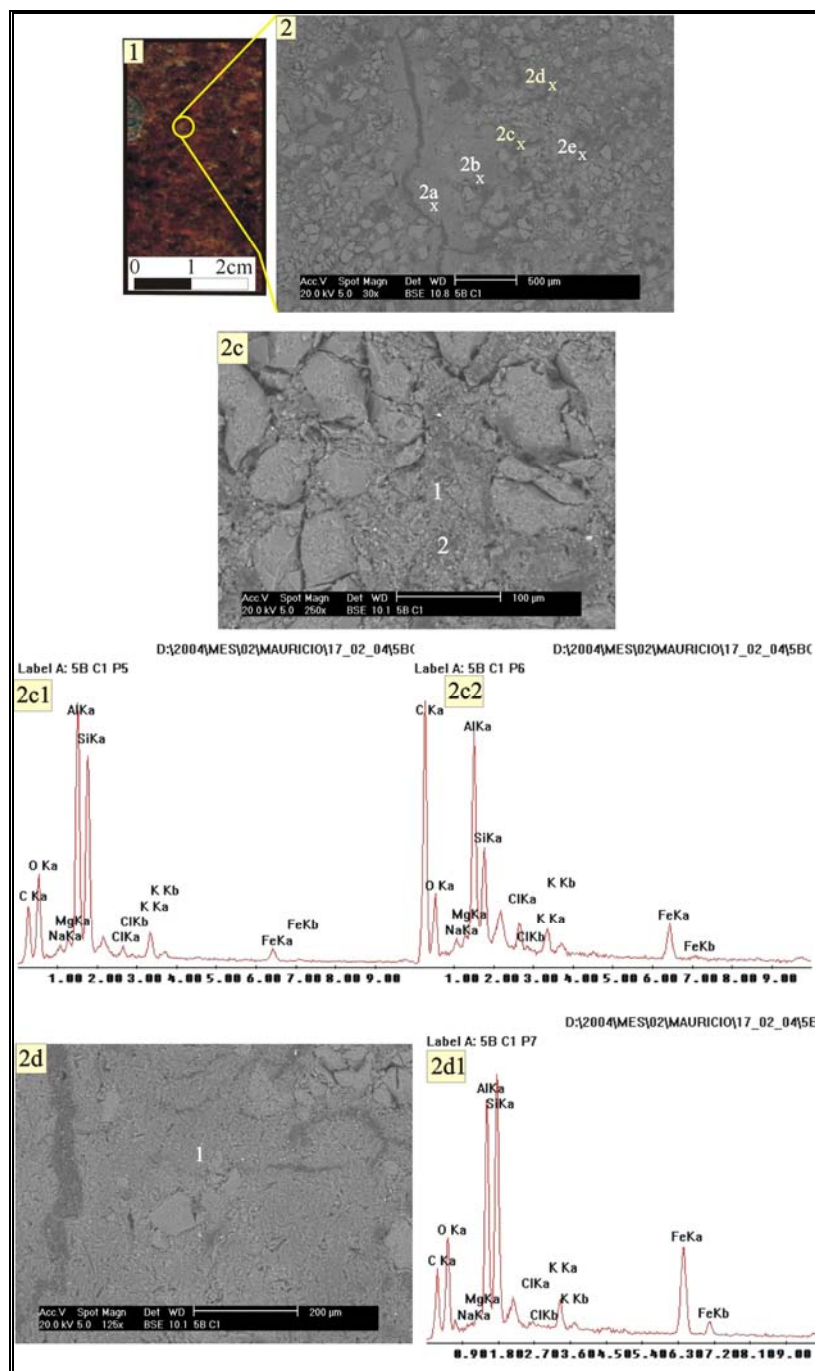


FIGURA 50 - Imagens do microscópio eletrônico de varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada; 2) Imagem do

preenchimento (*infilling*) com os pontos de micro-sondagem; 2c) Imagem ampliada (250x) da microsondagem no ponto “c”; 2c1) argilo-mineral alumino-silicatado; 2c2) argilo-mineral alumino-silicatado com elevado teor de carbono (carbono-orgânico); 2d) Imagem ampliada (150x) da micro-sondagem d; argilo-mineral.

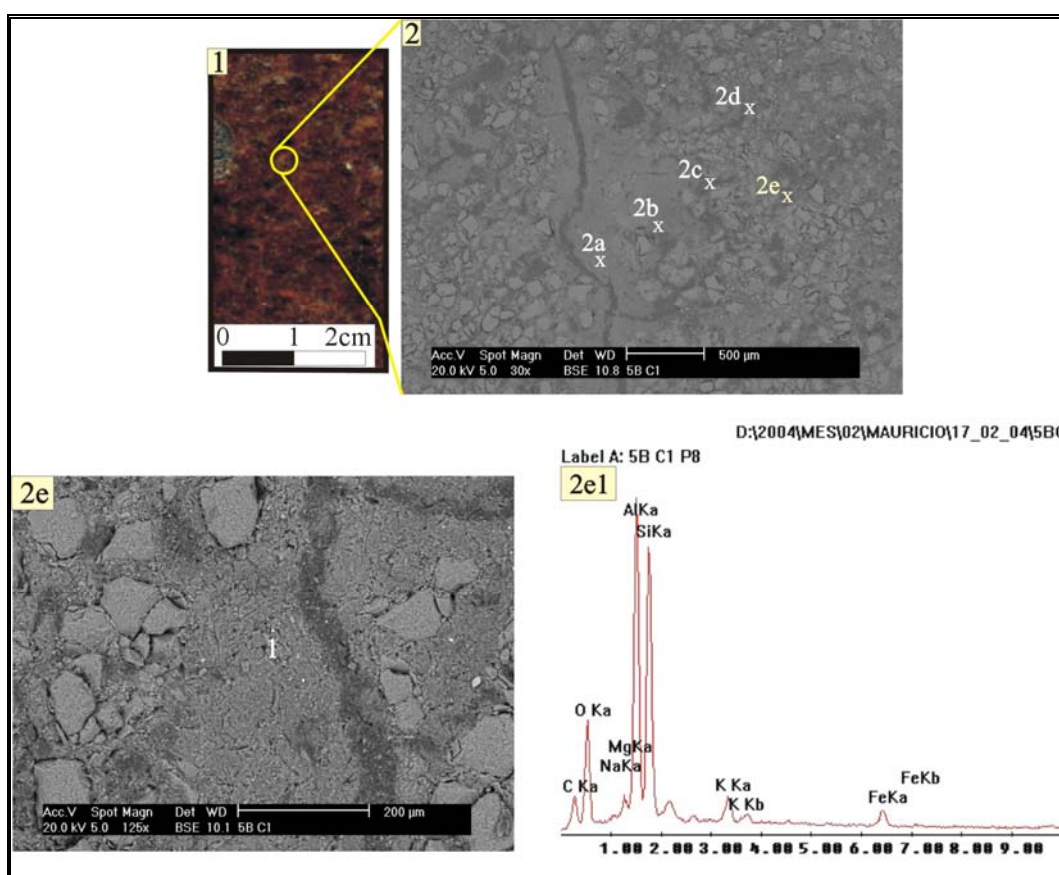


FIGURA 51 - Imagens do microscópio eletrônico de varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada. 2) Imagem do preenchimento (*infilling*) com os pontos de micro-sondagem; 2e) Imagem ampliada (125x) do ponto de microsonda “e”, pertencente à matriz da unidade P2.3. 2e1) resultado gráfico da microsonda; argilo-mineral alumino-silicatado.

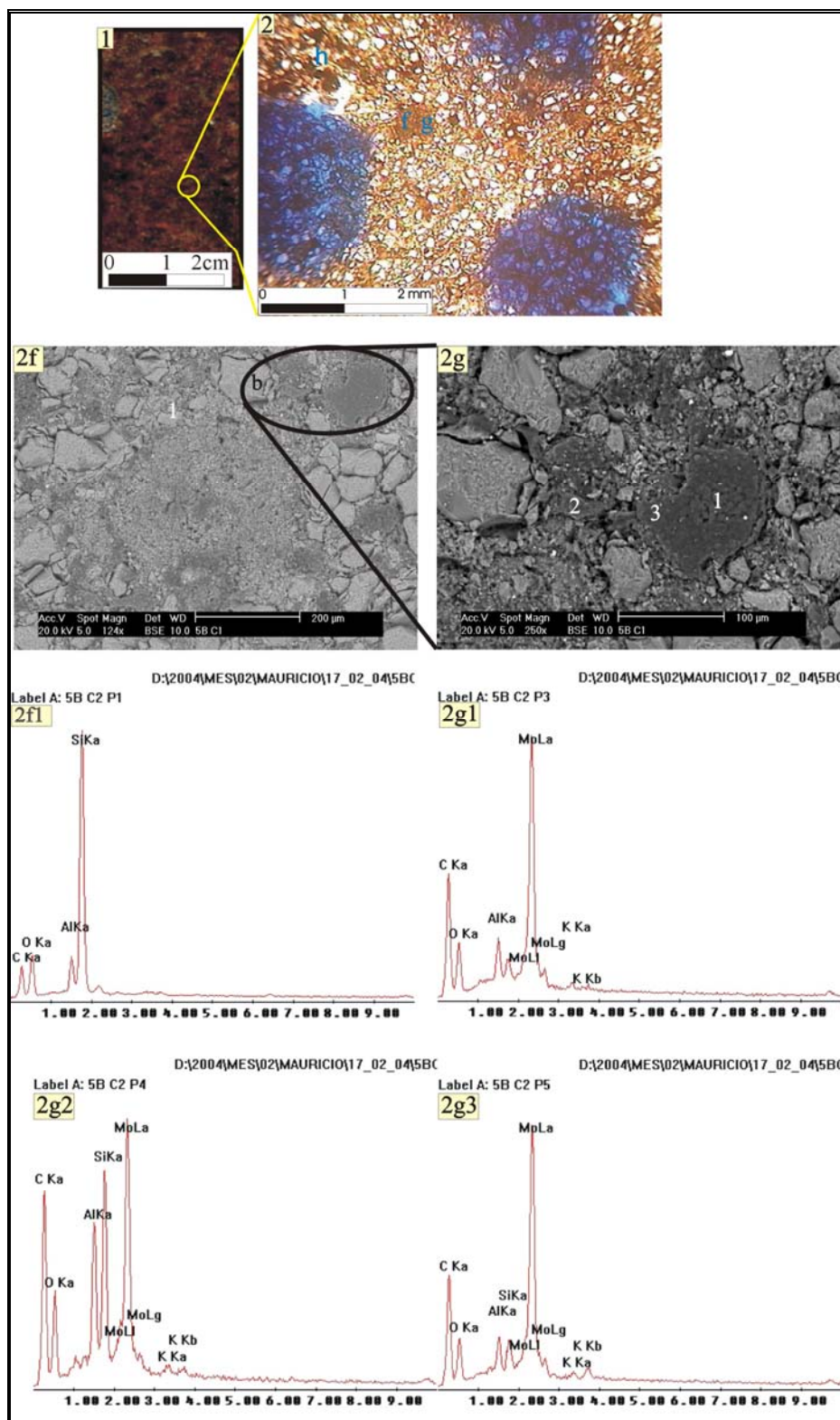


FIGURA 52 - Imagens do microscópio eletrônico de varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada; 2) Imagem ótica da área amostrada pela microsonda. 2f) Imagem ampliada (124x) da microsondagem “f”. 2f1) Resultado gráfico da microsonda; sílica pura. 2g)– Imagem ampliada (124x) de preenchimento (*infilling*) constituído de

molibdenita quelatizada com carbono orgânico (2g1, 2g2 e 2g3).

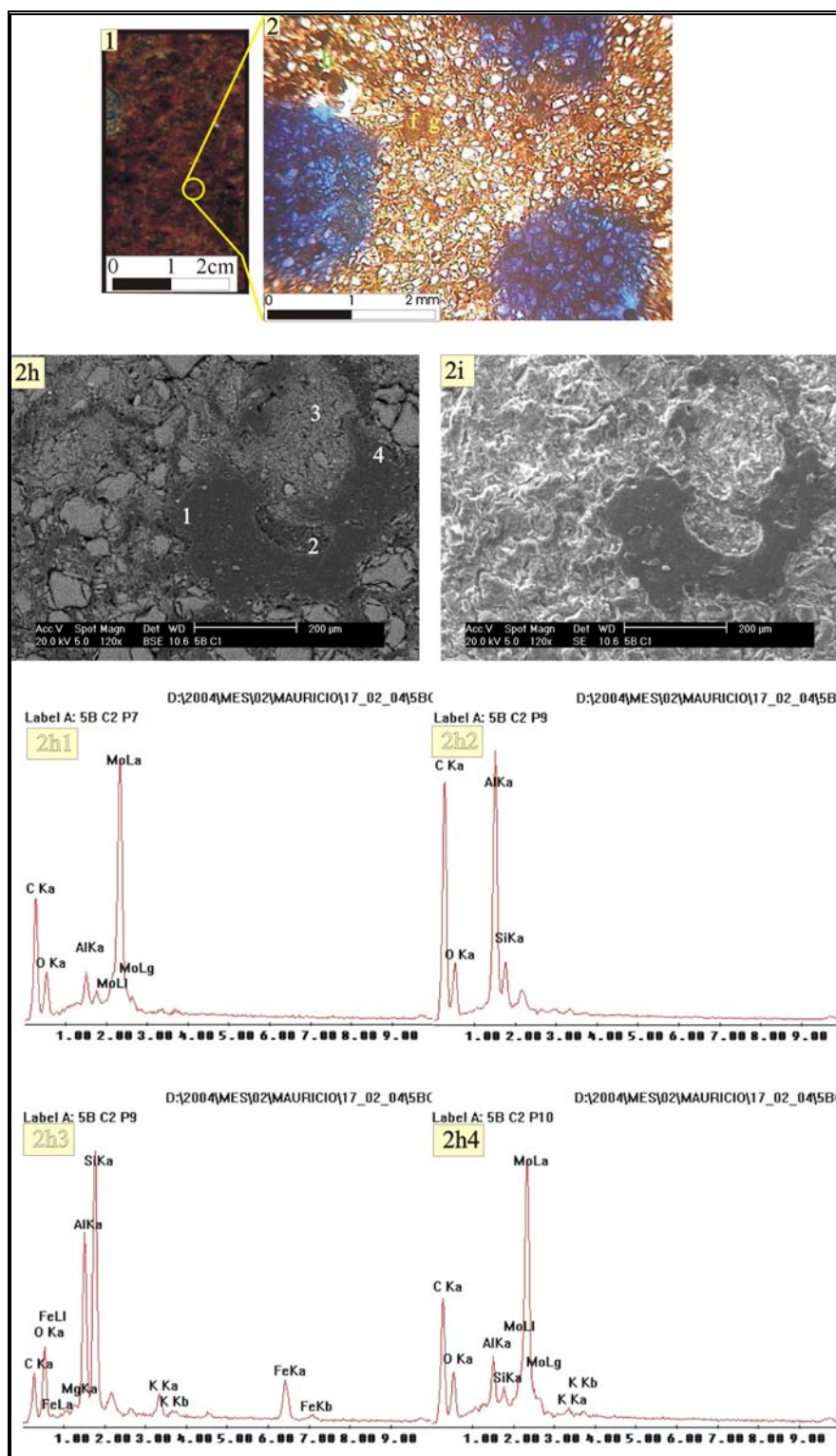


FIGURA 53 - Imagens do Microscópio eletrônico de Varredura (M.E.V); 1) localização na lâmina da área amostrada; 2) Imagem ótica da área amostrada pela microsonda. 2h) Imagem ampliada (120x) da microsondagem “g”.

2h1, 2h2, 2h4) resultado gráfico das microsondagem 1, 2 e 3; molibdenita quelatizada com carbono orgânico; 2h3) representação gráfica da microsondagem 3; argilo-mineral alumino-silicatado.

7.7.6 Lâmina P2.4

Esta lâmina delgada elaborada com material oriundo da unidade P2.4, é extraída a 2,30 m da superfície. Em função de importantes diferenças na distribuição relativa, a seção delgada foi dividida em duas zonas; terço superior, denominado domínio quitônico, e os dois terços inferiores chamados de domínio enáulico.

a) O **domínio quitônico** com setores enáulico possui textura franco arenosa, é apédico, e a distribuição relativa é quitônica. Os clastos são suportados, polimodais, e a matriz é pobremente selecionada e a distribuição de base é aleatória. A fábrica não apresenta estratificação nem gradação, e o contato entre os grãos varia entre flutuante, saturado e côncavo-convexo pontual e longitudinal. Via de regra, os grãos são constituídos predominantemente de quartzo (95%), subarredondado ou subangular com superfície lisa, e se distribuem entre as frações de areia grossa até areia fina e muito fina, nas frações areia grossa até areia fina e muito fina. Outros elementos que compõem o esqueleto são fragmentos de folhelho com feições lenticulares ou tabulares, moderadamente alterados geralmente encontrados na fração areia fina. Os poros são essencialmente microporos, ortoporos de conformação regular, juntas planares (*joint planes*) (figura 54d). O plasma é essencialmente isótico, mesmo a grandes magnificações (figura 54d). Cutans podem ser de grãos ou de poros, freqüentemente cavitários (ortoporos). São constituídos de sesquans, com contraste moderado, fortemente adesivos, não laminados, com extinção estriada à difusa e limites freqüentemente difusos. Na microfotografia da figura 54e tem-se um cutan com moderado contraste, forte grau de adesividade e limites pouco nítidos, com fases de formação de cutans intergeminados, cujo conjunto sugere a presença de intercalações. A presença de preenchimentos (*infilling*) é comum e geralmente associada a cutans. São

preenchimentos de ortoporos, constituídos de sesquans, densos completos e incompletos com limites freqüentemente difusos e extinção estriada a difusa. Não foi identificada a presença de nódulos no corpo da lâmina.

b) No **domínio enáulico**, a textura é franco arenosa, apédica com distribuição relativa (*c/f*) enáulica. Os clastos são suportados, polimodais com matriz moderadamente selecionada. O contato entre os grãos se alterna entre flutuantes e contato côncavo-convexo pontual ou longitudinal. O esqueleto é composto principalmente por fragmentos de quartzo (95%), subarredondados e subangulosos, com superfície lisa, nas frações areia grossa até areia fina. Folhelhos (5%) também foram identificados na lâmina, são lenticulares, cilíndricos (*prolate*) ou tabulares relativamente bem preservados e opacos, encontrados na fração areia fina e média. Poros são microporos, ortoporos, geralmente de juntas planares (figura 54c 2a e 2b). O plasma é isótico. Cutans são, predominantemente, de poros, típicos crescentes, constituídos de sesquans com contraste e grau de adesividade moderado. Não possuem laminações, os limites são claros e a extinção é difusa. Como no domínio quitônico da lâmina, preenchimentos (*infilling*) são comuns e freqüentemente associados a cutans de poros. Nódulos estão ausentes nesta porção da lâmina. Entretanto, foram identificados dois fragmentos de matéria orgânica (figura 54c) com aspecto fibroso, relativamente bem preservado.

7.7.6.1 Interpretação da lâmina P2.4

A descrição da lâmina demonstra alteração na distribuição relativa (*c/f*) entre o terço superior e os dois terços inferiores da lâmina. Também demonstra que cutans e preenchimentos são fortemente adesivos e possuem limites difusos, o que torna difícil a separação destas pedofeições das intercalações, as quais quando observados a grandes magnificações se apresentam como cutans intergeminados. A relação entre estas feições pode ser considerada como indícios de mudanças no regime hídrico do pedoambiente. Em períodos de umidificação do pedoambiente, a pressão nos poros embebidos pela solução percolante é maior que nos criptoporos e interior da matriz-s. Assim, a deposição do material nas paredes dos poros é seguida de um enraizamento desses cutans em direção aos criptoporos e interior da matriz-s

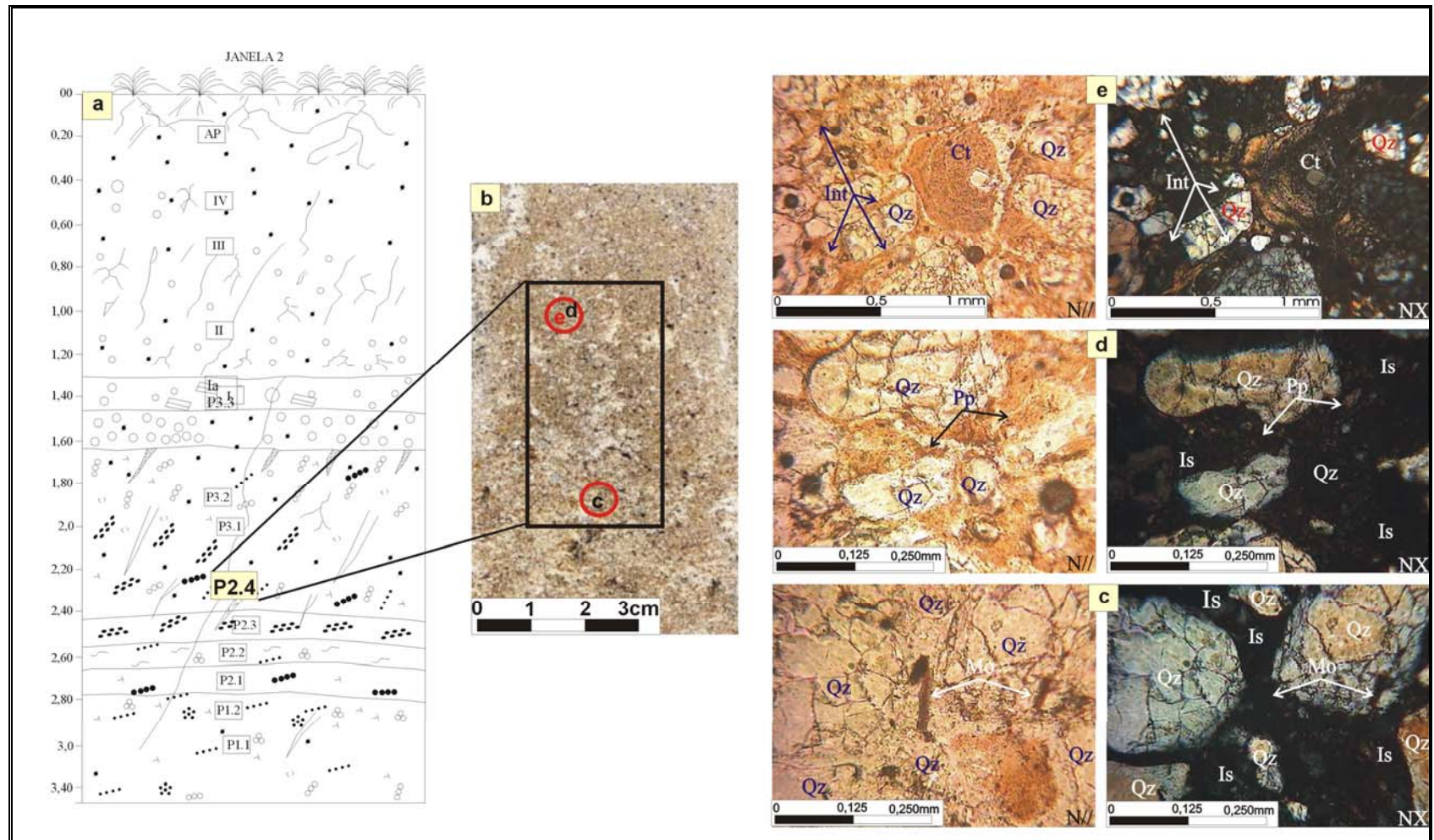


FIGURA 54 - Microfotografias da lâmina P2.3; a) Localização da amostra no perfil. b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Microfotografia destacando o plasma isótico (Is) e a presença de fragmento

orgânico (Mo); d) Microfotografia destacando o plasma isótico e fissura planar (*joint planes*-Pp); e) Microfotografia destacando Cutan (Ct) de poro formado por ferri-argilans com microlaminações e extinção estriada à difusa. Notar a forte adesão e os limites difusos do cutan que se confundem com as intercalações (Int). (Qz) Quartzo; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.

NAHON, 1991), num processo comparável ao descrito para o hipocutan. Outra hipótese é a progressiva penetração da solução percolante e deposição de material nos criptoporos e poros intergranulares. Em outras palavras, estes processos indicam reorganização do paleossolo, e provável destruição de pedofeições da época de formação desta unidade. Nesta amostra também foram encontrados fragmentos de matéria orgânica, relativamente bem preservada, dispersa na matriz e sem relação aparente com pedofeições.

7.7.7 Lâmina P3.1

Lâmina confeccionada com material do paleossolo P3.1, extraído a 2,0m de profundidade. Apesar da aparente homogeneidade do material, a lâmina foi dividida em duas zonas, denominada domínio do esqueleto e domínio dos nódulos (terço inferior), em função da presença ou ausência deste tipo de pedofeição.

a) No domínio do esqueleto, a textura é franco arenosa, apédica com distribuição relativa (*c/f*); é porfírica simples (figura 55e) com áreas porfírica dupla. A matriz é suportada, polimodal, sem estratificação nem gradação. O contato entre os grãos pode ser saturado, flutuantes ou côncavo-convexo. Os grãos do esqueleto são de quartzo, subarredondados com superfícies lisas e se distribuem, predominantemente nas frações areia média e areia fina. Os poros de canais são predominantemente metaporos e têm conformação curva. Os microporos são predominantemente ortoporos, juntas (*joint planes*). O plasma é isótico, provavelmente devido à presença de matéria orgânica e ferro (7.13e). Cutans são predominantemente de poros, crescentes, com ou sem

microlaminações e com grau de adesividade de moderado a fortemente adesivo, com limites claros e extinção estriada ou difusa (figura 55d). Nesta porção da unidade não foi identificada presença de nódulos e pedotúbulos. Entretanto, foram identificados fragmentos de matéria orgânica, opacos, com aspecto fibroso na fração areia muito fina.

b) No terço inferior da lâmina ou **domínio dos nódulos**, o material é franco arenoso e apédico, com distribuição relativa (*c/f*) porfírica simples. A matriz é suportada polimodal, sem estratificação, sem gradação, e os grãos do esqueleto são constituídos essencialmente por quartzo subarredondado com superfície lisa e dimensões que se enquadram nas frações areia média a areia muito fina. O contato entre eles é flutuante, côncavo-convexo ou pontual. Os poros são predominantemente mesoporos, cavitários (orto e metaporos) e os microporos tanto podem ser de canais transversais, como fissuras (*joint planes*). O plasma, como em toda a lâmina é isótico. Pedofeições como cutans são predominantemente de poros e de preenchimentos (cortes transversais). São formados por ferri-argilans, com contraste fraco e grau de adesividade moderado, não laminados e de extinção estriada, raros possuem extinção difusa. Os nódulos ocupam menos de 5% desta área da lâmina. São irregulares, subesféricos, órticos e fracamente impregnados (figura 55c). Nesta porção da lâmina não foram identificados pedotúbulos típicos.

7.7.7.1 Interpretação da lâmina P3.1

A descrição da lâmina demonstra certa homogeneidade da matriz, diferindo somente na presença ou não de nódulos, fracamente impregnados. A presença de cutans justapostos de ferri-argilans, moderadamente adesivos sugere períodos de deposição distintos. É importante destacar que esta é a primeira referência à presença de nódulos nas lâminas descritas até o presente momento, pois nódulos não são bons indicadores de paleossolos. A origem dos nódulos de acreções de sesquióxidos, segundo Drosdoff e Nikiforoff (1940), *apud* Brewer (1976), está relacionada a ressecamentos que provocam

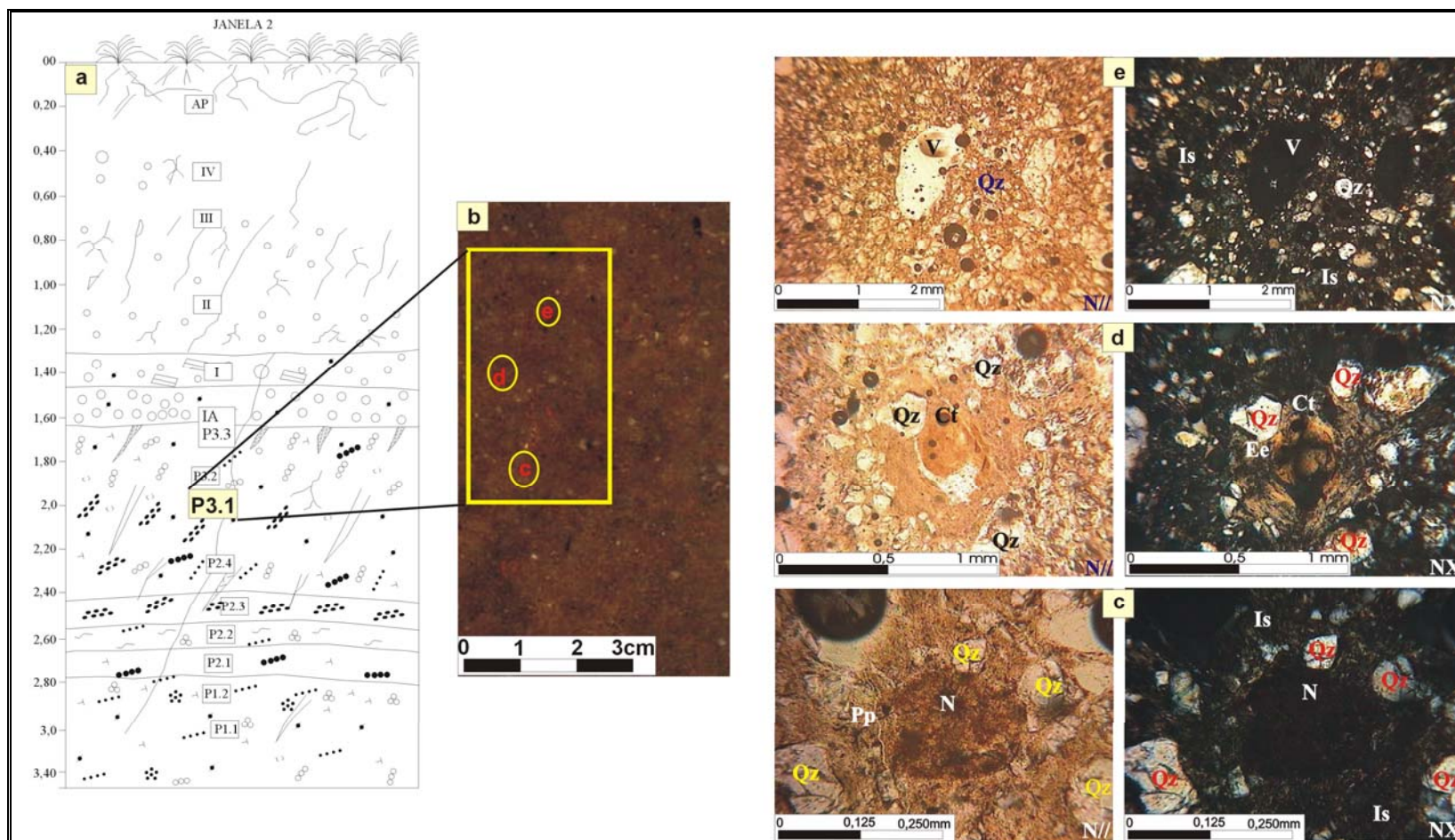


FIGURA 55 - Microfotografias da lâmina P2.3; a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Nódulo (N) fracamente impregnado, órtico, note a presença

de microporo planar, fissura(Pp); d) Cutan (Ct) de poro, não laminado, com justaposição simples e extinção estriada (Ee). e) Microfotografia destacando a distribuição relativa porfírica simples, o plasma isótico (Is) e poro de canal (corte transversal). Quartzo (Qz); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).

concentrações de soluções no interior de microporos, originando núcleos que atuam como semente, removendo seletivamente constituintes das soluções que são progressivamente acrescidas ao nódulo inicial. Estes núcleos também podem ser formados a partir da concentração e precipitação de frações de plasma solubilizado por organismos vivos (CRAWFORD, 1956 e ARISTOVSKAYA, 1961, *apud* BREWER, 1976). Para Leigh *et al.*, (2000), a formação de nódulos exige longos períodos de saturação para que o ferro e o manganês sejam mobilizados. Segundo Nahon (1991), processos de glebulização estão relacionados à direção de migração do Fe e sua acumulação como hematita, o que parece ser controlado pelo tamanho do poro na matriz. Para Nahon (1991), a direção da transferência é, de qualquer modo, de grandes poros (em que a pressão atmosférica é mais alta, e a solubilidade dos oxidatos de ferro é grande) em direção aos microporos (nos quais a pressão é menor que a pressão atmosférica). Sustenta-se na literatura especializada que nódulos e concreções se originam durante períodos secos em que os macroporos (*interpeds*) são completamente dessecados, enquanto os microporos (intragregados – *intrapeds*) mantêm certo grau de umidade. Durante a lenta e contínua desidratação o Fe⁺⁺ e o Mn⁺⁺ migram para a superfície dos agregados, onde o ambiente oxidante provoca a precipitação e cumulação desses elementos na superfície desses agregados. Quando a desidratação é muito intensa, a superfície dos agregados seca, permitindo a penetração do ar nos intra-agregados (*intrapeds*) e conseqüente oxidação e acumulação do Fe e Mn, cuja disposição torna-se progressivamente mais distante da superfície (SEHGAL e STOOPS, 1972) formando o nódulo. Outra possibilidade na formação de nódulos de sesquióxidos é a oxidação do ferro liberado na decomposição de minerais ferromagnesianos que originam um gel amarelo, amarelo-brunado que orienta ao redor de um núcleo, perde água por difusão e precipita sob a forma de hematita. Grãos de quartzo, circundados por

moléculas de água bipolar (com carga negativa) podem agir como núcleos, através da adsorção de partículas positivas de oxiidróxidos de ferro (BREWER, 1976). A presença de nódulos nesta lâmina, parecer ser diagnóstico de mudança no regime hídrico da unidade a que pertence esta lâmina. Sua presença, bem como das demais pedofeições descritas sugerem períodos de ressecamento e umedecimento.

7.7.8 Lâmina P3.2

Esta lâmina foi confeccionada com material extraído a 1,85m de profundidade, da unidade P3.2 (figura 56a). Em função da relativa homogeneidade da amostra em lâmina, optou-se por descrevê-la sem divisão por zonas ou domínios. O material da lâmina tem textura franco-arenosa, é apédico, e a distribuição relativa é quitônica (figura 56c). Os clastos são suportados, polimodais e a matriz é pobremente selecionada. A fábrica não possui estratificação nem gradação. O contato entre os grãos é suportado, podendo ser côncavo-convexo e pontual. O esqueleto é constituído, essencialmente, por fragmentos de quartzo subarredondado com superfície lisa, identificados nas frações areia grossa até areia fina e muito fina. O plasma é isótico (figura 56e) e os poros são microporos de fissuras (metaporos), juntas (*joint planes*). Cutans de grãos, típicos e crescentes são encontrados em toda a lâmina sem, no entanto, apresentar qualquer padrão de distribuição (figura 56d). Dentre estes os mais comuns são cutans de poros crescentes, constituídos de sesquans com forte contraste, moderadamente adesivos, com microlaminações paralelas e extinção freqüentemente estriada (figura 56d). Preenchimentos (figura 56c) são constituídos por sesquans, com baixo contraste e grau de adesividade, fortemente individualizado, não laminados e com extinção unidade com 0,100mm de diâmetro de cor bruna, puro e opaco.

7.7.8.1 Interpretação da lâmina P3.2

A descrição da lamina indica que o material da unidade P3.2 possui distribuição relativa (*c/f*) quitônica, com esqueleto formado por grãos de quartzo na fração areia grossa a areia muito fina. O plasma é isótico. As características dos

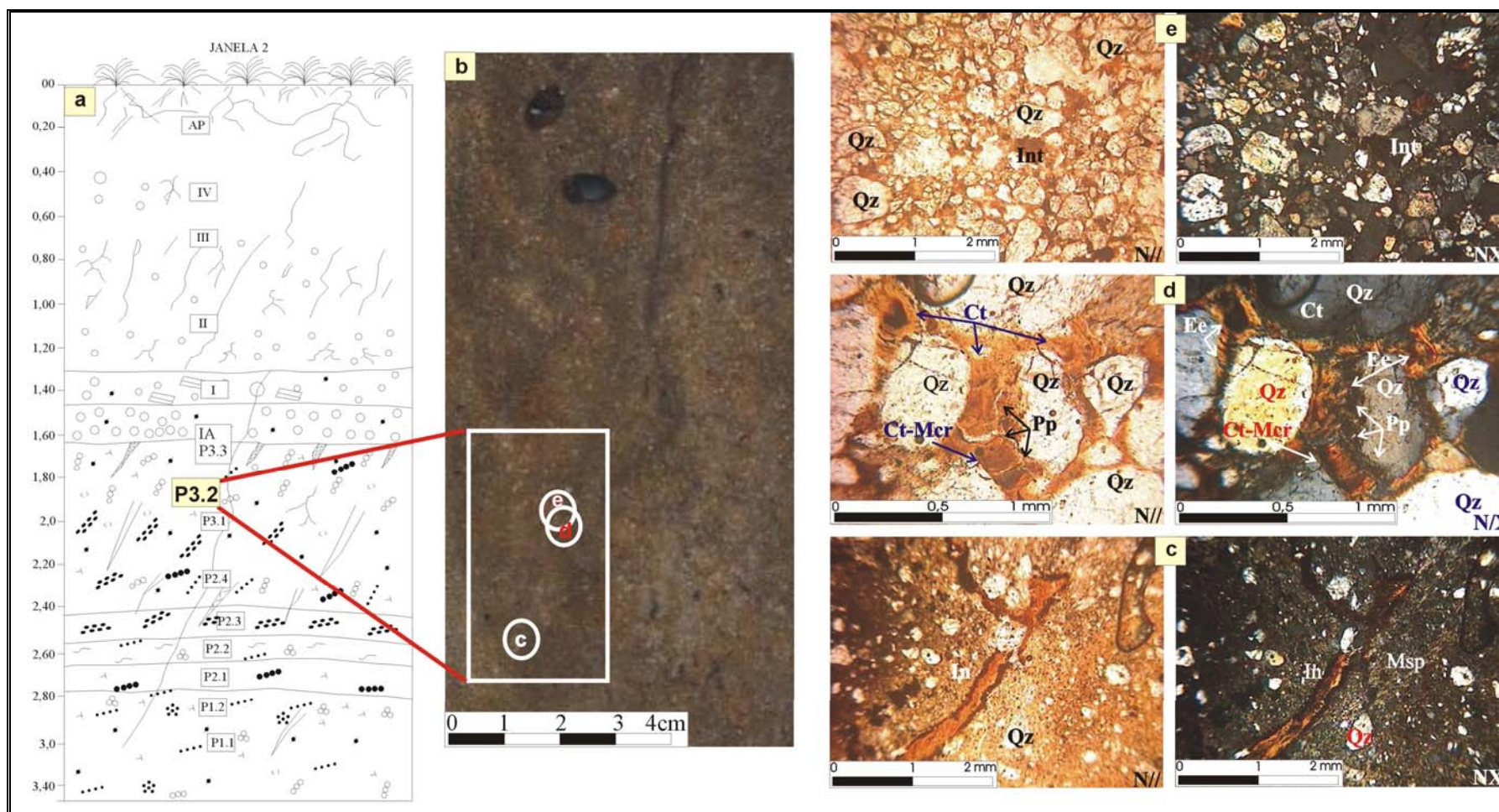


FIGURA 56 - Microfotografias da lâmina P3.2; a) Localização da amostra no perfil. b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) Microfotografia de feição de preenchimento (*infilling*) denso completo; d) Destaque para a presença de cutans de crescimento constituídos de sesquans, com microlaminações (Ct-Mcr).

e) Microfotografia destacando a distribuição relativa quitônica e a presença de Intercalação (Int). (Is) Plasma isótico; (Pp) Poros planares (*joint planes*); (Ee) Extinção estriada; (In) Preenchimento (*infilling*); (Is) Plasma isótico.

cutans de grãos englobados identificados na lâmina sugerem processos de intergeminções que evoluem para intercalações. Este processo sugere aumento na disponibilidade de água na unidade, com conseqüente retrabalhamento desta. A presença de nódulo e juntas planares corrobora a hipótese de alternância entre períodos de ressecamento e umedecimento. Resumindo, a presença de nódulos, cutans intergeminados e fissura (*joint planes*) sugerem mudança nas condições hídricas do pedoambiente, as quais podem ser atuais ou não.

7.7.9 Lâmina de contato P3.3/ IA

Esta lâmina foi confeccionada com material extraído a 1,68m da superfície (figura 57a). A amostra abrange a zona de contato entre a unidade IA e a unidade P3.3, por este motivo foi denominada lâmina de contato paleossolo/ alúvio-colúvio IA. A zona de contato das unidades (figura 57b) é composta por delgada camada (entre 2 mm e 15 mm) de fragmentos de quartzo na fração areia fina e muito fina e por juntas (*joint planes*), que sobrepõem, sub-horizontalmente, esta delgada camada de areia fina. Por envolver duas unidades distintas e o contato entre elas, a lâmina foi dividida em três zonas: a primeira zona ou Alúvio-colúvio IA, ocupa todo o terço superior da lâmina e contém material do Alúvio-colúvio IA; a segunda zona ou zona de contato, corresponde a área com 2 a 5mm de largura ocupada por areia fina e muito fina, que constitui a “linha” de contato entre as duas principais unidades; a terceira zona ou P3.3 ocupa os dois terços restantes da lâmina.

a) No terço superior da lâmina ou zona IA, a amostra possui textura areno-siltosa. É apédica e a distribuição relativa é quitônica. De forma geral, o material é moderadamente a pobremente selecionado, não possui estratificação nem gradação, os clastos são suportados polimodais e a distribuição de base é aleatória. Porém, localmente os clastos podem ser suportados, bimodais em matriz bem selecionada. O contato entre os grãos

pode se apresentar saturado, flutuante ou côncavo-convexo. Os grãos do esqueleto são constituídos por quartzo, pedorrelíquias e poucos fragmentos de arenito. As principais características são:

- **Quartzo** – são subarredondados e subangulosos, com superfícies lisas, identificados nas frações areia grossa até areia fina.
- **Pedorrelíquias** – internamente a distribuição relativa (*c/f*) é porfírica simples. O material é moderadamente selecionado com fábrica sem estratificação nem gradação. O esqueleto dessas pedofeições é constituído por quartzo subangular e subarredondado de superfície lisa (figura 58a), imersos em plasma isótico, pontualmente massépico (figura 57e). Com formas arredondadas e subarredondadas e superfícies onduladas e rugosas, estas pedorrelíquias freqüentemente são envoltas por hipocutans constituídos por sesquans opacos.
- **Arenito** – são arredondados, com superfície rugosa ou ondulados, freqüentemente envoltos por cutans de grãos constituídos de sesquans geralmente opacos. O esqueleto desses fragmentos é formado por quartzo subanguloso na fração areia muito fina. Freqüentemente são identificados na fração grânulo e areia muito grossa.

O plasma é predominantemente isótico, com áreas mossépicas e esquel-massépicas, cujo grau de orientação é resolvível (figura 58c e 58d). Os poros são microporos, freqüentemente planares (figura 57a). Cutans podem ser de poros crescentes (70%) ou de grãos (30%), mas ambos são constituídos de sesquans. Geralmente são microlaminados com forte contraste e fracamente adesivos. Via de regra, a extinção é estriada (figura 58b). Nódulos são relativamente raros, e quando identificados geralmente são elípticos, nítidos, fortemente a moderadamente adesivos, com fábrica interna indiferenciada. Por vezes podem se apresentar com forte grau de pureza, sendo constituídos por sesquans. Os pedotúbulos identificados são metatúbulos, tubulares, alongados, densos completos e fracamente aderentes, preenchidos com ferri-argilans.

b) A **zona de contato** entre a unidade IA e P3.3 possui, na lâmina, 3,5 mm de espessura e tem distribuição relativa é quitônica (figura 57b). Os clastos são

suportados polimodais, pobremente selecionados, sem estratificação nem gradação. O esqueleto é formado exclusivamente por quartzo nas frações areia fina e muito fina (predominante) e poucos grãos na fração areia grossa (figura 57d e 57e). Os grãos, via de regra são subarredondados com superfícies lisas. O plasma é isótico, provavelmente devido à presença de ferro e húmus. Os poros são formados exclusivamente por juntas (*joint planes*). A presença de cutans não foi claramente determinada em lâmina, assim como pedotúbulos e nódulos.

c) Na terceira zona P3.3, a textura é franco arenosa, apédica, com distribuição relativa porfírica simples a porfírica dupla (figura 57d). A matriz é suportada, polimodal, pobremente selecionada, não apresenta estratificação nem gradação e a distribuição de base é aleatória. Via de regra, o contato entre os grãos é flutuante, ocorrendo áreas com contato côncavo-convexo e pontual. Os grãos do esqueleto são constituídos basicamente por quartzo (90%) subarredondado, com superfície lisa, nas frações de areia fina e areia média. Também foi identificada a presença de mica (10%) muito alterada, na fração areia muito fina e fina, sem nenhum padrão de distribuição. O plasma é essencialmente isótico, e os poros são microporos planares (figura 57c), freqüentemente juntas (*joint planes*) e rachaduras (*craze planes*). A presença de cutans é rara e quando ocorrem freqüentemente são de crescimento, com microlaminações de ferri-argilans, fracamente adesivos, com limites nítidos e extinção estriada a difusa, geralmente não possuem mais de 1mm de diâmetro. Já, preenchimentos (figura 59) são relativamente comuns, freqüentemente densos completos, moderadamente adesivos, não microlaminados, constituídos de sesquans e, via de regra, têm extinção estriada. Nódulos, apesar de pouco comuns, têm diâmetros que variam de 0,5 a 1,5 mm, são irregulares, nítidos e fracamente adesivos. A análise efetuada por microsonda em um desses nódulos (figura 60) demonstrou que o mesmo é composto molibdenita (Mo), carbono (C) e alumínio (Al). A presença de pedotúbulos não foi claramente identificada. Entretanto foram encontrados fragmentos de matéria orgânica, relativamente bem preservada, com aspecto fibroso (figura 7.59).

7.7.9.1 Interpretação da lâmina P3.3/ IA

A descrição desta seção delgada, quando observada em seu conjunto (paleossolo e Alúvio-colúvio IA), admite a presença de estratificação horizontal com gradação inversa, distribuição relativa quitônica e porfírica simples e dupla, com maior concentração de nódulos e cutans no terço superior da lâmina IA. A presença de pedorrelíquias está restrita a lâmina IA. A descrição da lâmina corrobora a descrição macroscópica das duas unidades (ver capítulo IV), ou seja, depósito alúvio-coluvial com contato abrupto com o paleossolo subjacente.

Individualmente, a descrição microscópica permite inferir que parte do material da lâmina IA foi depositada sob influência de condições aluviais, com processos pedogenéticos pós-deposicionais incipientes. O arranjo e diâmetros dos clastos que constituem o esqueleto permitem admitir que o material tenha sido depositado sob condições de fluxos com competência para transportar e depositar areias na fração grossa até fina e fragmentos erráticos, subarredondados de pedorrelíquias (*sensu* de Brewer, 1976) na fração grânulo. O contato abrupto deste material com o paleossolo, através de uma zona delgada, constituída de quartzo nas frações areia fina a muito fina, pressupõe um processo erosivo pré-deposição ao Colúvio IA. Já o paleossolo P3.3 tem distribuição relativa porfírica simples e dupla, com fábrica sem estratificação, sem gradação e distribuição de base aleatória. O esqueleto é predominantemente de quartzo nas frações areia grossa até areia fina e muito fina, e o plasma é isótico devido à presença de matéria orgânica e/ou ferro. Nesta porção da lâmina é rara a presença de nódulos. Por este motivo uma destas pedofeição foi submetida a microsonda (figura 60). O resultado obtido demonstrou que a mesma é constituída por matéria orgânica quelatizada com molibdenita. Sua morfologia e sua composição química sugerem formação *in situ*, provavelmente após a formação do paleossolo e da deposição do Colúvio IA.

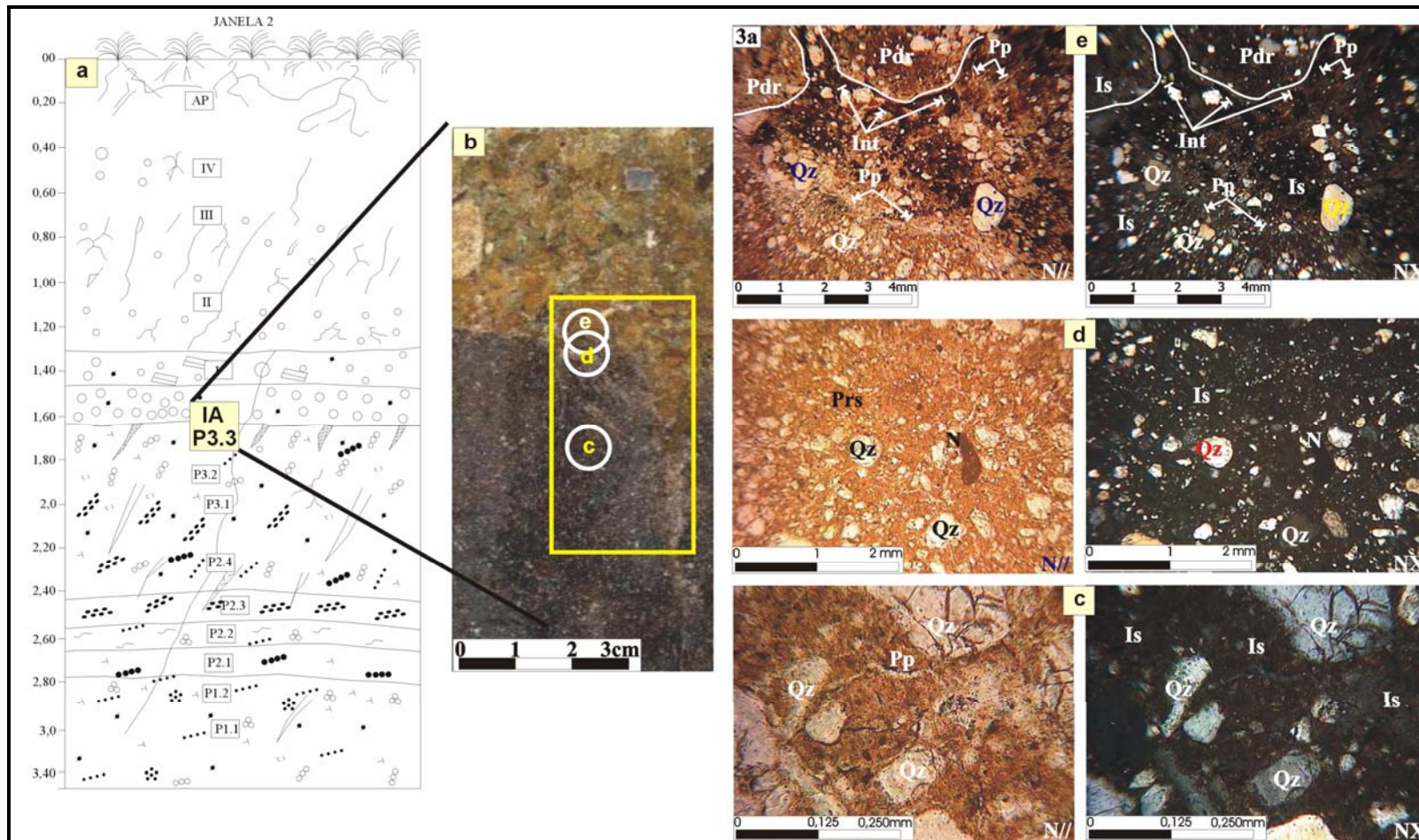


FIGURA 57 - Microfotografias da lâmina P3.3/ IA; a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada note o contato abrupto entre as unidades; c) detalhe do plasma isotópico (Is) e microporo planar, fissuras (*joint planes* -Pp); d) Microfotografia do paleossolo P3.3. Note distribuição relativa (c/f) porfírica simples (Prs) e a presença de nódulo (N);

e) Microfotografia do colúvio IA e da zona de contato. Note a presença de intercalações (Int) de ferri-argilans e pedorrelíquias. (Pp) Microporos planares, juntas; Plasma isótico; (Is). (Qz) Quartzo; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.

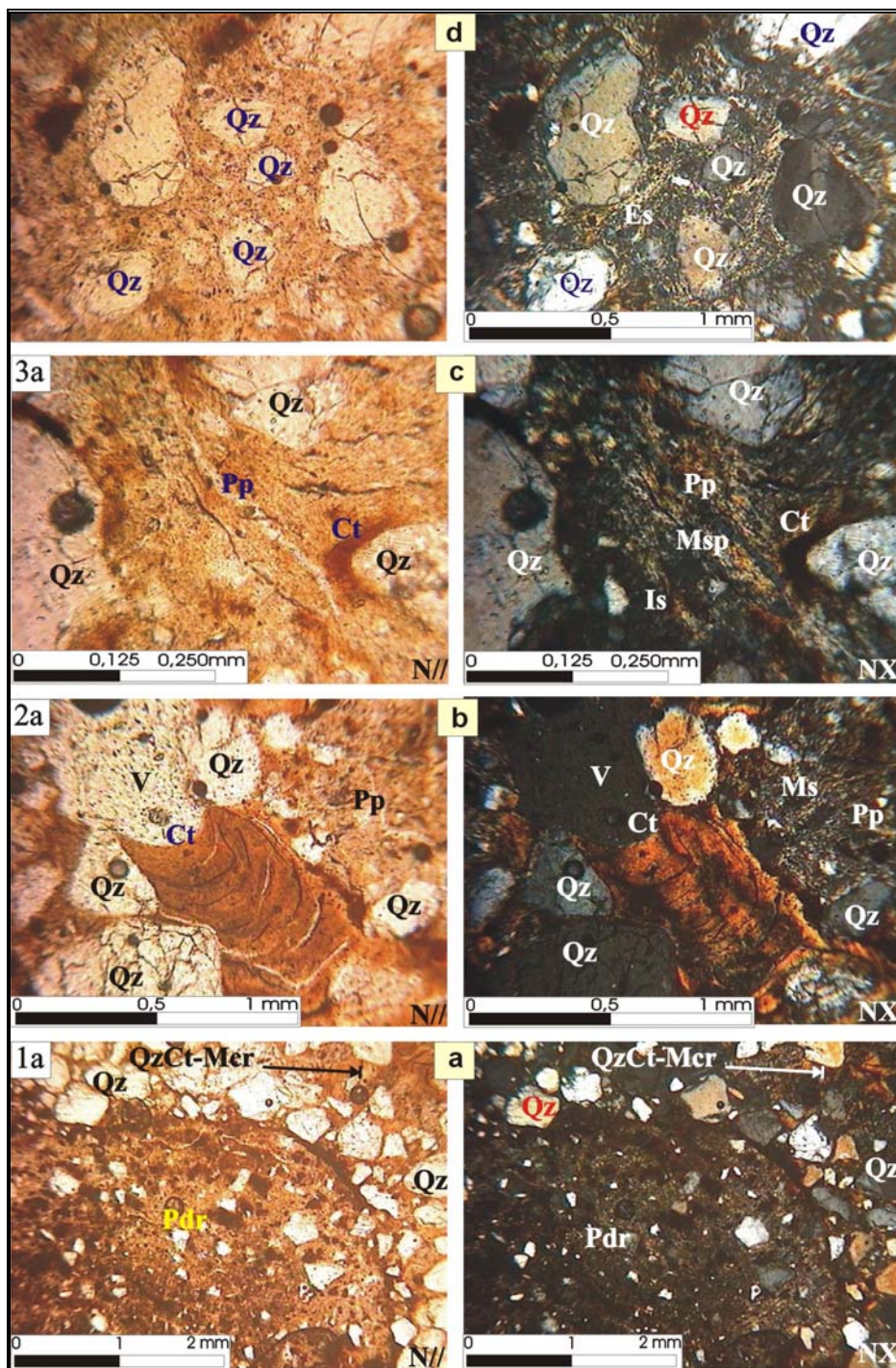


FIGURA 58 – Microfotografia de pedofeições encontradas no terço superior da lâmina IA; a) microfotografia

destacando pedorrelíquia (Pdr), envolta por grãos de quartzo na fração areia grossa e média, e estes por cutans de grãos microlaminados (Ct-Mcr); b) Cutan crescente (Ct) microlaminado, composto de ferriargilans, com extinção estriada. Poro (V); Plasma mossépico (Ms) Juntas (Pp); c) detalhe do plasma esquel-massépico (Es); Quartzo (Qz). d) destaque para plasma isótico (Is) e massépico (Ms) e microporos planares (Pp); Cutans de grãos (Ct). Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).

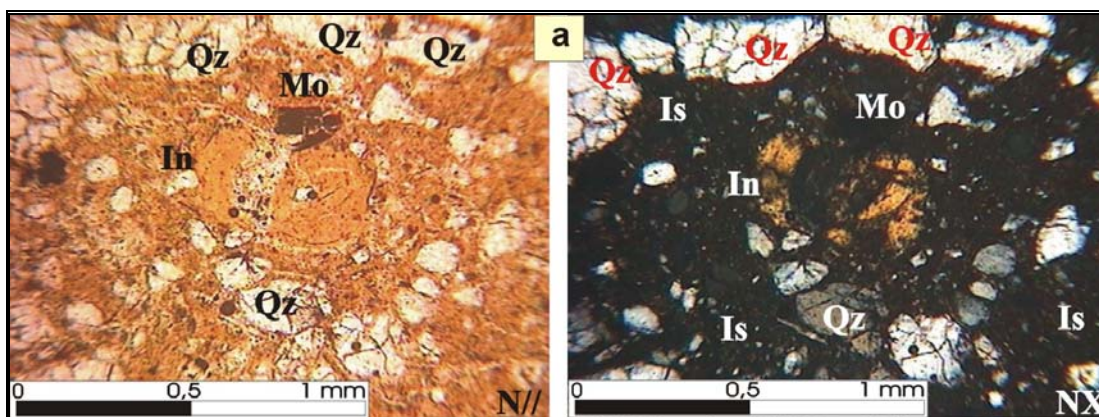


FIGURA 59 – Microfotografia da lâmina P3.3/ IA. Preenchimento (seção transversal - In) com extinção estriada. Resíduos de matéria orgânica (Mo); Quartzo (Qz); Plasma isótico (Is); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).

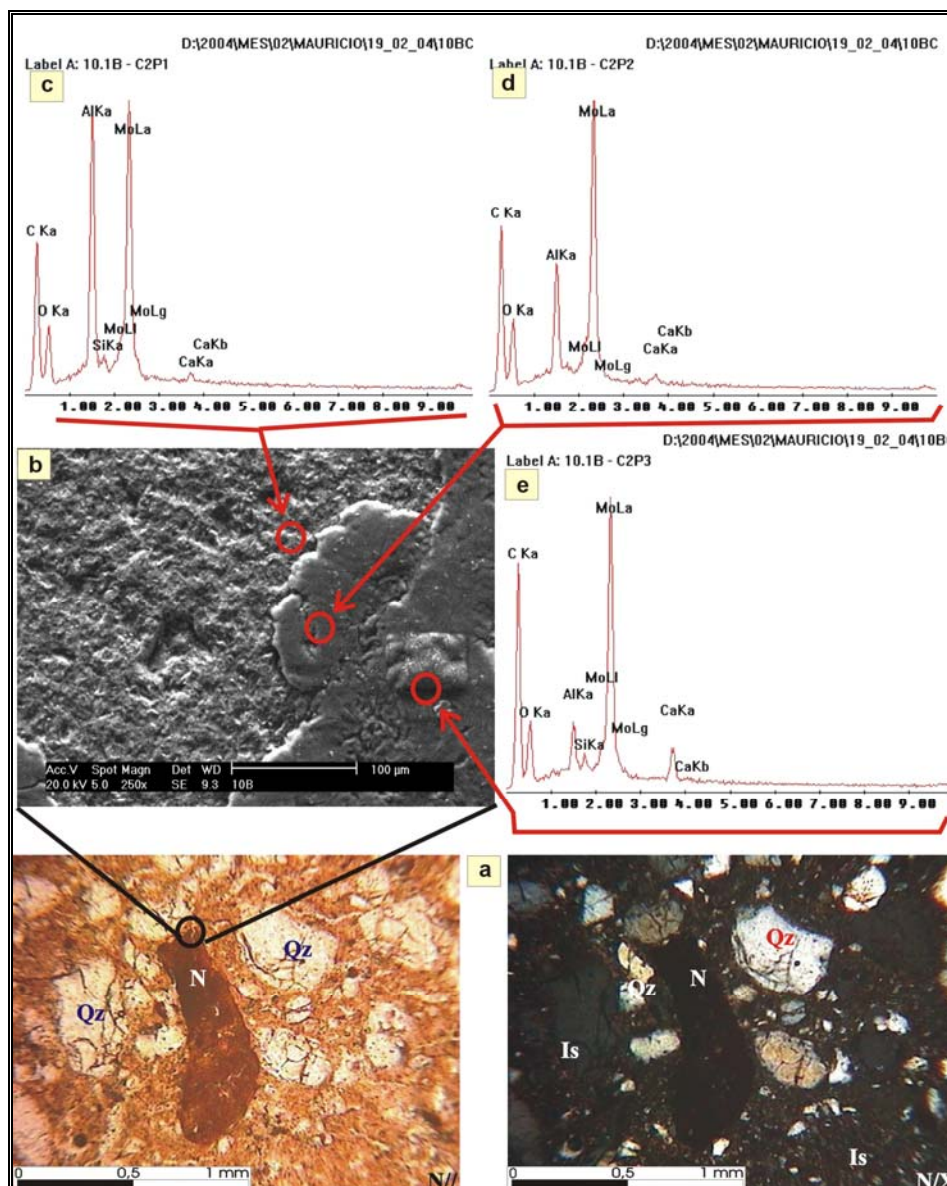


FIGURA 60 – a) Microfotografia de nódulo (N) identificado no paleossolo P3.3 analisado pelo M.E.V; b) Imagem da borda do nódulo (250 magnificações); em “c”, “d” e “e”, os resultados da microsonda demonstrando que o pico do alumínio (Al) possui a mesma amplitude da molibdenita (Mo) fora do nódulo (N). Já em direção a porção central do nódulo (N) o pico do alumínio diminui progressivamente, enquanto o do carbono (C) se eleva e o da molibdenita (Mo) se mantém estável. Este resultado sugere que o carbono (matéria orgânica) foi quelatizado pela molibdenita, constituindo um nódulo formado *in situ*, pós-deposicional.

7.7.10 Lâmina I

Lâmina confeccionada com material da unidade I, extraído a 1,40m de profundidade. Em lâmina, a cor do material é amarelo-clara com áreas bege, mosqueada com vermelho (10%). De forma geral, o material é apédico, apresenta textura areno-siltosa, com distribuição relativa porfírica simples e porfírica dupla. A matriz é suportada, polimodal, pobremente selecionada, sem estratificação e sem gradação. Os grãos do esqueleto são subarredondados com superfície lisa e possuem contato saturado e côncavo-convexo. O material que compõe o esqueleto é formado por quartzo (75%), mica (15%), arenito (5%) e folhelho (5%). As principais características destes componentes são:

- **Quartzo** – são subarredondados, com superfícies lisas, encontrados nas frações grânulo e em todas as frações de areia, sendo mais abundante nas frações areia fina e muito fina.
- **Mica** – são fibrosas, lenticulares ou mesmo cilíndricas e moderadamente alteradas. São encontradas na fração areia grossa até areia muito fina. Frequentemente apresentam fraturas pós-deposicionais.
- **Arenito** – são arredondados e subarredondados, possuem esqueleto de quartzo na fração areia muito fina, frequentemente são envoltos por finos cutans de sesquans.
- **Folhelhos** – são cilíndricos e lenticulares, geralmente identificados na fração areia média e areia muito fina, moderadamente preservados e opacos.

O plasma tende a ser mossépico e os microporos são predominantemente canais (metaporos). Entretanto para melhor detalhamento a lâmina foi dividida em três domínios denominados: domínio dos cutans (terço superior da lâmina), domínio da areia muito fina (terço médio da lâmina) e domínio das micas (terço inferior da lâmina).

a) No **domínio dos cutans crescentes** (terço superior da lâmina), o material é apédico, a cor é amarelo-clara, a textura areno-siltosa e a distribuição relativa porfírica dupla. A matriz é suportada polimodal, moderada à

pobrememente selecionada, sem estratificação ou gradação. Os grãos do esqueleto são subarredondados, com superfícies lisas e apresentam contato côncavo-convexo e mesmo pontual. O material é constituído por quartzo (90%), mica (5%) e arenito (5%), cujas características são as mesmas descritas anteriormente. O plasma é mossépico, com grau de orientação não resolvível, e algumas zonas isóticas. Os poros são predominantemente mesoporos (70%), via de regra, são canais com conformação regular e poucas curvas (metaporos). Os microporos (30%) são constituídos por canais e fissuras planares (orto e metaporos). Dentre as pedofeições, as mais abundantes são os cutans típicos, com microlaminações justapostas (60%) e sem microlaminações (40%). Via de regra esses cutans de iluviação, constituídos de ferri-argilans, com ou sem detritos, moderado grau de adesividade e extinção difusa a ausente, raramente estriada (figura 61e). Não foram identificados pedotúbulos nem nódulos nesta porção da lâmina.

b) No **domínio da areia muito fina**, a textura é areno-siltosa, apédica, com distribuição relativa porfírica simples e dupla. A distribuição de base é bandeada (figura 61d) A matriz é suportada, polimodal, moderadamente selecionada, sem estratificação nem gradação. Os grãos do esqueleto são subarredondados, com superfícies lisas e possuem contato flutuante e pontual. O material é constituído por quartzo (80%) na fração areia muito fina e fina; mica muito alterada (15%) na fração areia muito fina e fina; folhelho (5%) na fração areia fina. As principais características destes componentes estão descritas acima. Os poros são microporos de canais regulares (metaporos). O plasma é predominantemente isótico, com domínios vossépicos e esquel-vossépicos, com grau de orientação não resolvível. As pedofeições mais comuns são preenchimentos (*infilling*) densos completos e densos incompletos (figura 61d). A presença de cutans é rara nesta porção da lâmina. Nódulos e pedotúbulos estão ausentes.

c) No **domínio das micas** (terço inferior da lâmina), o material é apédico, a textura é areno-siltosa e a distribuição relativa é porfírica simples. A matriz é pobrememente selecionada com clastos suportados polimodais. O material é composto por quartzo (70%), mica (25%) e arenito (5%). Os quartzos são subarredondados com superfície lisas, encontrados nas frações de areia média

até areia muito fina. Os fragmentos de mica são identificados na fração areia muito grossa até areia muito fina, sendo mais comum na fração areia média e fina (figura 61c) média. Os poros são microporos de canais (metaporos). Cutans não são comuns nesta porção da lâmina, quando ocorrem não apresentam microlaminações, freqüentemente são constituídos de ferri-argilans, com contraste e grau de adesividade moderado e extinção difusa. Preenchimentos (*infilling*) densos completos e incompletos são comuns, geralmente são constituídos de ferri-argilans, com baixo grau de adesividade e contraste moderado. A extinção pode ser difusa ou estriada. Intercalações simples e serrilhadas (figura 61c) estão presentes somente nesta porção da lâmina, e são formadas por ferri-argilans.

7.7.10.1 Interpretação da lâmina I

A análise da lâmina demonstrou haver três domínios distintos. No terço superior há predomínio de cutans típicos e crescentes, freqüentemente microlaminados, indicando sucessivos estágios de iluviação. No terço médio da lâmina há predomínio de quartzo na fração areia fina; entretanto, sem apresentar estratificação nem laminação. Já o terço inferior da lâmina concentra a maior quantidade de mica da lâmina, além de intercalações, que estão ausentes nas demais porções da lâmina. A análise da lâmina sugere que a unidade foi submetida a sucessivos processos de iluviação, que deram origem a cutans, preenchimentos e intercalações em função do aumento e redução da umidade no pedoambiente. Cutans justapostos sugerem que a disponibilidade hídrica da unidade apresentou variações sem, entretanto, haver períodos de ressecamento prolongados.

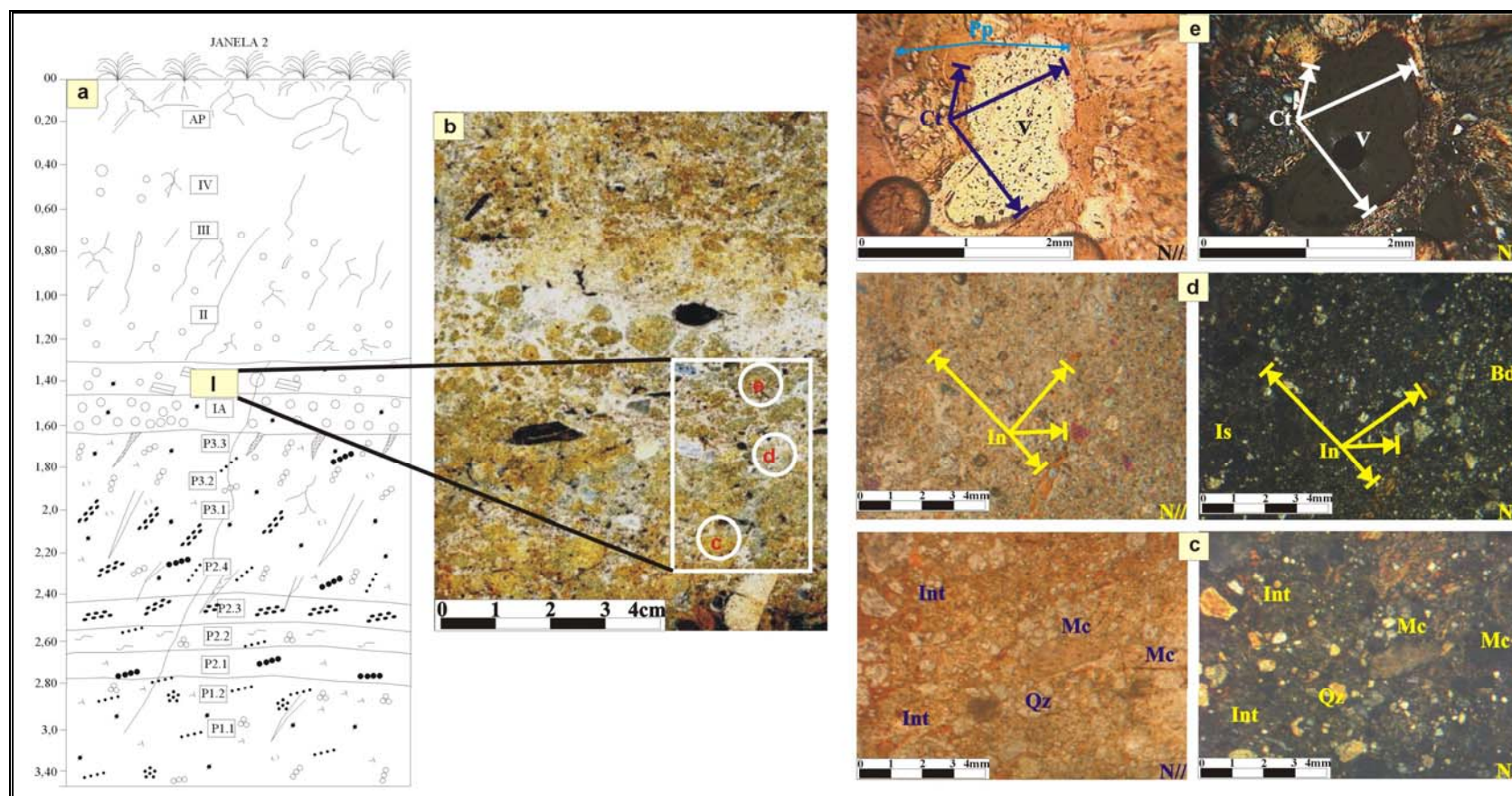


FIGURA 61 - Microfotografias da lâmina I: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) mica fortemente alterada na fração areia Grossa; d) destaque para cortes transversais e longitudinais de preenchimentos (*infilling* – In) densos completos e densos incompletos, constituídos de ferri-argilans, com extinção estriada e difusa, e distribuição de base

bandada (Bd). e) destaque para cutan (Ct) típico, com microlamições justapostas com extinção estriada. Poro planar (*joint planes* – Pp); (V) Poro cavitário, metaporo; (Is) plasma isótico; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.

7.7.11 Lâmina II

O material desta lâmina foi extraído a 1,10 m da superfície, na unidade II (figura 7.20a). Na lâmina o material apresentou cor vermelho-amarelada, mosqueada com alaranjado e vermelho. O mosqueamento se deve a presença de nódulos de oxiidratado de ferro. De forma geral a amostra é apédica, possui textura areno-siltosa. A distribuição relativa é porfírica dupla e simples. O material é pobremente a moderadamente selecionado, sem orientação, sem gradação, com clastos suportados polimodais. Os microporos, via de regra são canais, cavidades e fissuras. O plasma é predominantemente isótico, com domínios massépicos, insépicos e vo-mossépicos. A análise preliminar da lâmina demonstra que a mesma possui variações sutis no grau de seleção e na concentração de pedofeições. Em função destas diferenças, a lâmina foi dividida em duas zonas denominadas porção média superior e porção média inferior.

a) Na porção média superior, a textura é areno-siltosa, apédica, com distribuição relativa (*c/f*) porfírica simples. O esqueleto é suportado, polimodal, sem orientação nem gradação, moderadamente a pobremente selecionado. O contato entre os grãos é predominantemente flutuante, ocorrendo domínios com contato côncavo-convexo. Os grãos são subarredondados com superfície lisa. A distribuição de base é aleatória e a de referência, sem relação. O esqueleto é composto predominantemente por quartzo (80%) nas frações areia fina e muito fina, freqüentemente subarredondado com superfície lisa; folhelho (15%) nas frações areia média e fina, freqüentemente colunar, cilíndrico e lenticular (*prolate*); mica (5%) na fração areia fina e muito fina, fibrosa e geralmente com formato colunar ou cilíndrico, fortemente alterada (figura 62e). O plasma predominantemente é isótico, com raros domínios massépicos. Os microporos são freqüentemente formados por canais circulares (metaporos) e

poucas cavidades (ortoporos e metaporos). Os cutans identificados nesta porção da lâmina podem ser de grãos englobados, constituídos de oxiidratado de ferro, sem laminação, com baixo contraste e grau de adesividade moderada. A extinção, via de regra é ausente e o contato com o entorno é nítido. Cutans de poros ocorrem em menor número e são constituídos por ferrans, podendo conter microlaminações (30% aproximadamente) ou não (70%). Via de regra possuem forte contraste e grau de adesividade com extinção geralmente difusa. Intercalações são relativamente abundantes nesta seção da lâmina, são simples e serrilhadas, constituídas por sesquans, opacas e translúcidas, geralmente com extinção difusa ou estriada. Nódulos são constantes em toda a lâmina. Nesta porção dela eles são típicos, com fábrica indistinta, elípticos (80%) e irregulares (20%), freqüentemente com superfície lisa e moderada a fortemente individualizados, e moderada a fortemente adesivos (figura 63). Nesta porção da lâmina não há indícios da presença de pedotúbulos.

b) Na porção média inferior da lâmina, a textura é areno-siltosa, apédica, com distribuição relativa (*c/f*) porfírica duplas com domínios simples. Os clastos são suportados, polimodais com matriz pobremente selecionada. O contato entre os grãos pode ser pontual (70%) ou flutuantes (30%). Os grãos do esqueleto são subarredondados (*equante*) com superfície lisa ou mesmo lenticulares ou cilíndricos (*prolate*). A distribuição de base pode ser aleatória, agrupada ou concêntrica, e a de referência é sem relação. O esqueleto é composto predominantemente por quartzo nas frações areia média até areia muito fina (80%), folhelho (15%) e mica (5%). As características do esqueleto são as mesmas já explicitadas na porção média superior. O plasma predominante é isótico com domínio insépicos (figura 61d) e mesmo vossépicos, geralmente fracamente orientados. Os microporos são fissuras (*joint planes*) ou cavidades (orto e metaporos) e canais (metaporos). Cutans típicos não são comuns nesta porção da lâmina, quando ocorrem são moderada a fortemente adesivos, possuem limites claros e extinção difusa a estriada, e não apresentam microlaminações. Intercalações são relativamente comuns, podendo ser simples ou serrilhadas, constituídas principalmente por ferrans e sesquans (figura 61c). Quando translúcidas podem apresentar extinção estriada ou difusa. Preenchimentos não são comuns, quando ocorrem

são fortemente adesivos, densos completos, com limites difusos, formados por sesquans e ferrans. Podem apresentar microlaminações e extinção estriada. Em determinadas porções da lâmina, o preenchimento (*infilling*) com oxiidratado de ferro pode gerar manchas no esqueleto. A presença de nódulos é menor que a encontrada na porção superior da lâmina, embora apresentem as mesmas características. Não foram encontrados sinais de pedotúbulos ou biotúbulos nesta porção da lâmina.

7.7.11.1 Interpretação da lâmina II

A análise da lâmina demonstrou haver poucas variações em sua distribuição relativa, esqueleto e no tipo de plasma dominante. As maiores variações estão na concentração de pedofeições ao longo da lâmina. Destas destacam-se os nódulos (figura 63) e as intercalações (figura 62c). A descrição dos nódulos sugere formação por acreção (ver subtítulo 7.3.1.4 glébulas). As microfotografias dos nódulos típicos, moderadamente adesivos, bem individualizados e, freqüentemente, com superfície lisa e fábrica indiferenciada sugerem formação *in situ*. As intercalações constituídas por ferrans e sesquans, com ou sem microlaminações (figura 62c), seguidamente transpassadas por preenchimentos densos, completos e incompletos formados pelo mesmo material das intercalações, sugere formação por acreção ou mesmo intergeminação de cutans. Esta hipótese parece ser corroborada pelos resultados obtidos pela relação molecular de Fe_2O_3/TiO_3 , SiO_3/Fe_2O_3 e Al_2O_3/Fe_2O_3 , que sugerem maior acúmulo ou mobilidade de ferro nesta unidade do perfil. O pH fortemente ácido, conjugado com o alto teor de umidade, (capítulo VI) na unidade, favorece a mobilização do ferro em seu interior. Enfim, a unidade apresenta pedofeições cujas descrições sugerem formação após a deposição da unidade. Portanto, é possível que as feições pedológicas e sedimentares relacionadas à deposição da unidade tenham sido total ou parcialmente obliteradas.

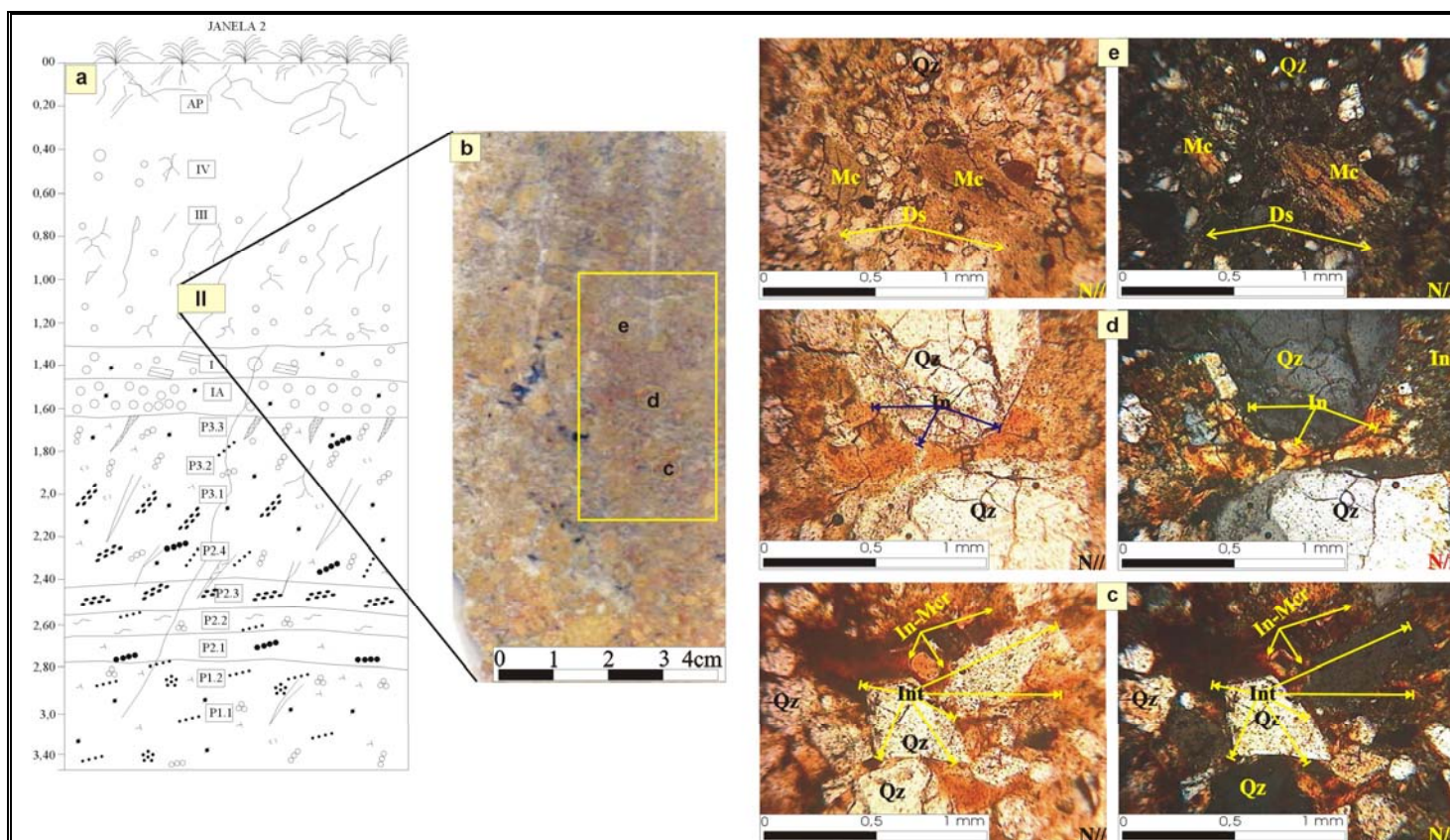


FIGURA 62 – Microfotografias da lâmina II: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) – intercalações (Int) com alto teor de ferro, promovendo isotropia isótica. Note o preenchimento de poro circular, microlaminado (In-Mcr), note a extinção estriada do preenchimento (seção transversal ao *infilling* -In-Mcr). d) preenchimento (In) de poro com ferro; observar a extinção estriada do preenchimento e o plasma isométrico (Ins). e) microfotografia destacando fragmento de mica (Mc) na fração areia média, muito alterada e

fortemente adesiva. Note área de concentração do material resultante da dissolução (Ds) da mica. Quartzo (Qz); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).

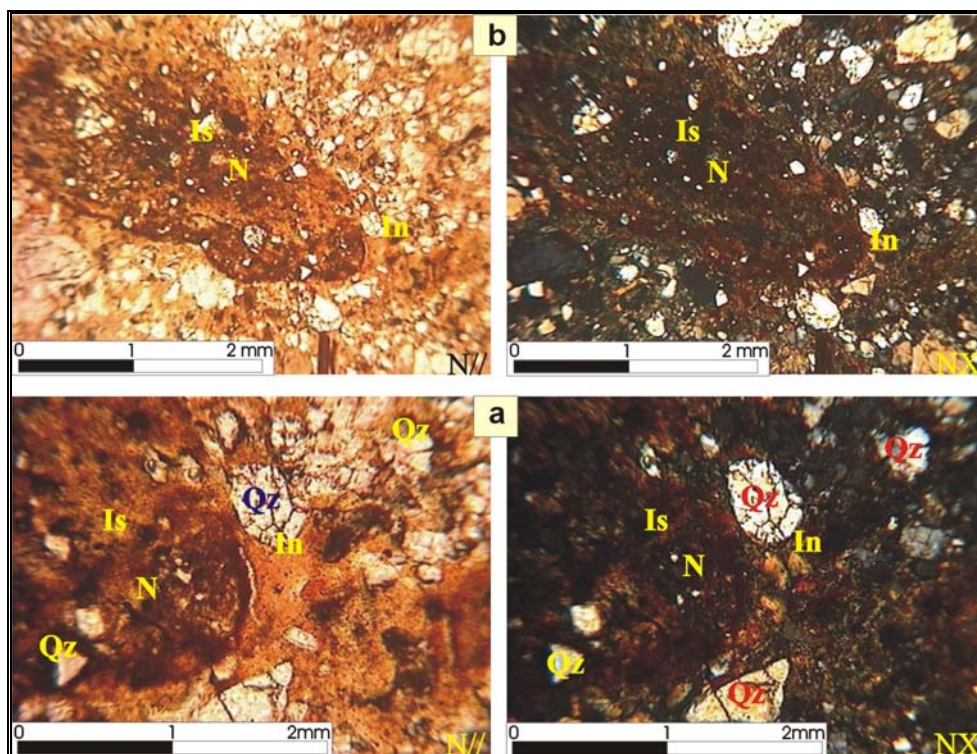


FIGURA 63 – Microfotografia de nódulo de acreção: a) Notar a ausência de microlaminação em preenchimento de poro (In) e ausência de indícios de eluviação neste mesmo preenchimento. Observar a extinção difusa do preenchimento (*infilling* -In) sob nicóis cruzados; b) Microfotografias de nódulo (N) típico, com fábrica indiferenciada, limites nítidos e moderadamente adesivo. Observar o detalhe do contato moderado a fortemente adesivo do nódulo com “gel” (preenchimento - In) de cor vermelha constituído por oxiidratado de ferro. O conjunto, formado pelas características do nódulo e do preenchimento (*infilling* - In), sugere a presença de mecanismos de acreção na sua formação. Quartzo (Qz); Plasma isótico (Is); Preenchimento (In); Nódulo (N); Nicóis paralelos (N//); Nicóis cruzados (NX).

7.7.12 Lâmina III

Esta lâmina foi confeccionada com material coletado a 0,65 cm da superfície, na unidade III (figura 64a). A análise da lâmina demonstrou que o material tem cor amarelo-avermelhada, mosqueada com branco e bege-amarelado. O mosqueado se deve a presença de pequenas concentrações de areia muito fina e fina, por vezes intercaladas com oxidratado de ferro. A textura é areno-siltosa, com padrão de distribuição relativa (*c/f*) porfírica aberta simples e, localmente porfírica aberta dupla. Em geral o material é moderadamente selecionado com domínios pobremente selecionados a bem selecionados. De forma geral, a matriz é suportada, polimodal, sem gradação, com exceção de 10% do terço superior da lâmina, que apresenta gradação inversa (figura 64e). O material que compõe o esqueleto é constituído predominantemente por quartzo nas frações areia média fina e muito fina e poucos nódulos na fração areia fina. O plasma via de regra é isótico com zonas vossépicas. As pedofeições predominantes são cutans de poros, intercalações, pedotúbulos e poucos nódulos típicos. Para detalhamento a lâmina foi dividida em três domínios, denominados domínio das intercalações, domínio da areia fina e domínio dos pedotúbulos.

a) No domínio das intercalações (terço superior da lâmina), a amostra é apédica, a textura areno-siltosa e a distribuição relativa é porfírica aberta simples e dupla. Em noventa por cento deste domínio não há estratificação nem gradação, e a matriz é suportada polimodal, moderadamente selecionada com contato entre grãos flutuante e côncavo-convexo. Nos 10% restantes (figura 64e) a fábrica possui estratificação horizontal e gradação inversa, e os clastos são suportados polimodais. O contato entre os grãos é saturado e côncavo-convexo. O esqueleto é constituído essencialmente por quartzo subarredondados e lisos, com distribuição de base aleatória e de referência, sem relação. Os microporos são cavidades e canais, sendo 60% ortoporo e 40% metaporos. O plasma é predominantemente isótico (opacidade causada pelo ferro), podendo ocorrer pequenas áreas com plasma vossépico, fracamente orientado, com extinção ausente. Dentre as pedofeições deste domínio da lâmina, estão cutans de poros irregulares, com baixo grau de adesividade, freqüentemente sem microlaminações e com limites nítidos.

Entretanto, as intercalações (figura 64e, 64f) são as pedofeições mais comuns neste domínio. São constituídas por oxiidratado de ferro de cor vermelha, freqüentemente puros. As glébulas identificadas nesta porção da lâmina estão restritas à presença de uma pápula deformada por processos mecânicos (pedoturbação de raiz). Os pedotúbulos identificados são tubulares, irregularmente alongados, densos completos, provavelmente oriundo de raízes. O contraste com o entorno é forte e o esqueleto do isotúbulo é constituído por quartzo na fração areia fina e muito fina.

b) No **domínio da areia fina** (terço médio da lâmina), a amostra tem textura areno-siltosa, apédica, com distribuição relativa porfírica aberta. A matriz é suportada, polimodal, moderadamente selecionada, com grãos do subarredondados de superfície lisa. A distribuição de base é aleatória e a de referência sem relação. Os grãos do esqueleto são constituídos principalmente por quartzo na fração areia fina e muito fina, com poucos nódulos típicos, puros, na fração areia muito fina. O plasma é predominantemente isótropo (devido à presença de ferro), e pontualmente massépico (figura 64d), com fraca orientação. Os poros se distribuem por aproximadamente 80% da lâmina e são orto e metaporos, de cavidade (60%), canal (30%) e poucas fissuras (10%). As pedofeições são predominantemente de cutans irregulares de canais, constituídos oxiidratado de ferro, freqüentemente não laminados com extinção difusa e contatos nítidos, geralmente ocorrem associados à pedotúbulos. Estes possuem formato tubular alongado e freqüentemente irregular. São isotúbulos densos completos e discretos (figura 64d). Diferentemente do terço superior da lâmina (domínio das intercalações), neste setor da lâmina as intercalações são raras.

c) No terço inferior da lâmina (domínio dos pedotúbulos), a textura é areno-siltosa, apédica, com distribuição relativa porfírica dupla. A matriz é suportada, polimodal, sem gradação e estratificação, moderada a pobremente selecionada. Os grãos do esqueleto são constituídos essencialmente de quartzo na fração areia muito fina e fina. Possuem contato flutuante, são subarredondados com superfície lisa. A distribuição de base é aleatória e a de referência sem relação. O plasma é isótico, com domínios massépicos fracamente orientados. Os poros são regulares e irregulares, ortoporos

cavitários e de canais freqüentemente preenchidos por cutans de oxiidratado de ferro. Os cutans são de iluviação simples, de poros irregulares e de canais, de baixo contraste e fortemente adesivo (figuras 64c). Os pedotúbulos são abundantes nesta porção da lâmina. Via de regra são isotúbulos, metatúbulos de formato tubular irregular, densos completos.

7.7.12.1 Interpretação da lâmina III

A descrição e análise da lâmina demonstrou que o material é apédico, com gradação inversa no terço superior da lâmina, cuja origem parece estar associada a processos deposicionais e/ou a movimentos mecânicos a que esta porção da lâmina foi submetida. Estes movimentos, embora não tenham produzido significativas alterações no plasma, foram suficientes para originar pápulas com facetas angulosas, o que sugere fraturamento *in situ*, principalmente no terço superior da lâmina (domínio das intercalações). A presença de pedotúbulos (biotúbulos), isotúbulos com cutans de iluviação no seu interior, bem como a disposição dessas feições na lâmina corroboram a hipótese de movimentação mecânica originada por sistemas de raízes de vegetais, provavelmente de gramíneas, em função de suas dimensões (0,35mm em média). A presença de intercalações de oxiidratado de ferro, principalmente no terço superior da lâmina pode estar associado a flutuações do lençol ou franja freática na unidade. Entretanto, o grau de adesão e contraste dessas intercalações, quando comparadas com aqueles dos cutans, isotúbulos e pápulas, sugere origem mais recente que destas feições. Resumindo, a unidade foi submetida a processos pedogenéticos durante ou após sua deposição. As feições pedológicas resultantes deste período foram parcialmente obliteradas por novos processos iluviais e de movimentação mecânica. Esta última gerada por atividade biológica de enraizamento que fragmentou feições cutânicas pretéritas. A presença de cutans no interior dos biotúbulos e nas suas adjacências atesta nova ou mesmo continuidade das condições hídricas da unidade. Entretanto, a presença de intercalações sugere elevação da disponibilidade de umidade no pedoambiente, disponibilidade esta, não condizente com as feições cutânicas identificadas.

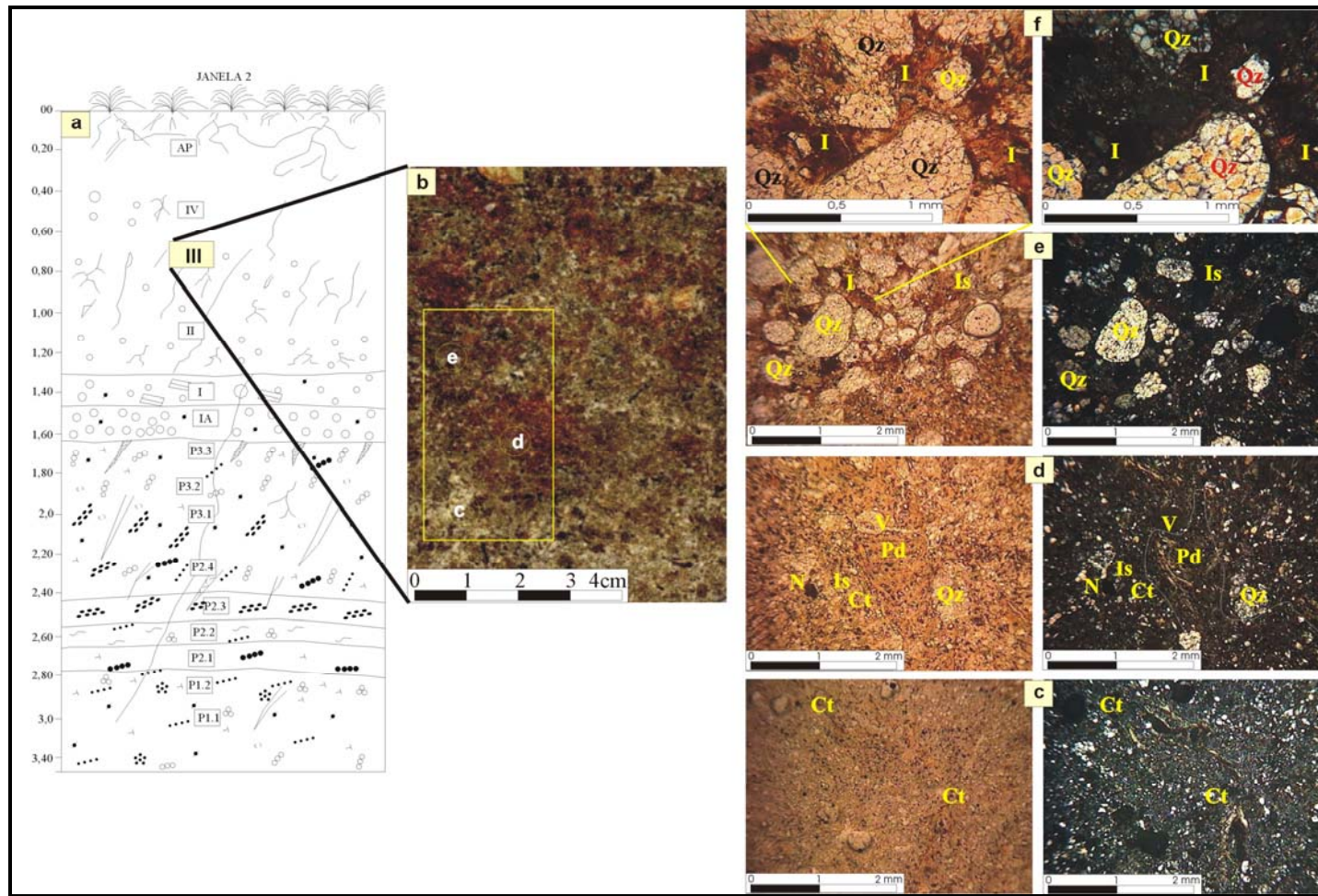


FIGURA 64 - Microfotografias da lâmina III: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) destaque para cutans típicos (Ct) fortemente

adesivos e de baixo contraste; d) destaque para o esqueleto de quartzo (Qz) na fração areia muito fina e plasma isótico (Is). Pedotúbulo (Pd) discreto com cutans típicos (Ct) e plasma isótico (Is). e) detalhe da gradação inversa, com clastos suportados polimodais em matriz pobremente selecionada. Note plasma isótico devido a presença de ferro (Is). f) detalhe da microfotografia anterior, destacando as Intercalações (I) de oxiidratados de ferro.

7.7.13 Lâmina IV

Esta lâmina, confeccionada com material extraído a 0,48m de profundidade (IV), apresenta uma distribuição aparentemente homogênea da matriz-s e das pedofeições. Em função desta característica, a lâmina será descrita de forma geral, apresentando as principais pedofeições e sua disposição espacial na lâmina. O material, na lâmina, tem cor bruno-amarelada com mosqueado bruno e amarelo. O tom amarelo, por vezes amarelo-avermelhado, é fornecido pela presença de cutans de iluviação, relativamente comuns na lâmina. Já o tom bruno é oriundo de nódulos órticos presentes na matriz-s. De forma geral, o material é apédico, a textura é areno-siltosa e a distribuição relativa é porfírica aberta a dupla, com matriz suportada polimodal sem estratificação e sem gradação. Os grãos do esqueleto são arredondados a subarredondados, lisos, com contato freqüentemente pontual, embora não seja rara a presença de grãos flutuantes. O esqueleto é constituído por:

- **Quartzo** – os fragmentos de quartzo são identificados em todas as frações de areia, predominando na fração areia grossa e média. Na fração grânulo, o quartzo corresponde a menos de 5% do total desta fração. Via de regra são fragmentos subarredondados a arredondados com superfícies lisas.
- **Folhelho** – são fragmentos alongados, lenticulares (*prolate*), bem preservados e de cor vermelho-escura. São identificados na fração areia muito grossa e grânulos, freqüentemente apresentam fraturas pós-deposicionais.

- **Arenito** – são subarredondados e arredondados, identificados na fração grânulo. O esqueleto desses grânulos é composto por areia fina e muito fina.
- **Pedofeições** – constituídas por nódulos (figura 65e) com diâmetros de 1 a 2 mm (areia muito grossa), via de regra subarredondados, subangulosos e até mesmo arredondados, geralmente fracamente adesivos, órticos.

O plasma é isótico e pontualmente esquel-vossépico. A porosidade é caracterizada por ortoporos cavitários, fissuras oblíquas (*skew planes*) e juntas (*joint planes*), canais e cavidades (meta). As pedofeições predominantes são cutans de iluviação, nódulos e pedotúbulos, cujas principais características são:

- **Cutans** - são comuns na lâmina, podendo apresentar alterações nos revestimentos e na natureza de seus constituintes. **Cutans de grãos englobados** são freqüentes no terço superior da lâmina. Via de regra, são fracamente adesivos, constituídos de ferriargilans freqüentemente puras e com limites nítidos. A extinção deste cutans de grãos englobados é estriada a difusa. Já os **cutans de poros** dominam os dois terços inferiores da lâmina. Via de regra 30% desses cutans são crescentes (figura 65c), 60% aproximadamente são típicos e 10% são preenchimentos (*infilling*) denso completos e incompletos (figura 65d). Esses cutans de iluviação têm cores que variam entre amarela, amarelo-avermelhada e bruno-amarelada, com extinção estriada à difusa e limites nítidos. O material que os compõe, tanto podem ser relativamente puros (<30 μ) como formados pela mistura deste, com material maior que 30 μ , freqüentemente formado por fragmentos de matéria orgânica e quartzo, ambos na fração areia fina.
- **Biotúbulo** – localizado no terço central da lâmina, tem forma tubular alongada simples, denso completo, preenchido por material inferior a 30 μ mesclado com esqueleto na fração areia muito fina, metatúbulo. O biotúbulo foi cruzado por preenchimento denso completo e denso incompleto, com 2,5 mm e 2,0 mm de diâmetro (figura 65d), constituídos por partículas com menos de 30 μ de diâmetro.

- **Nódulos** – são subarredondados (*prolate*), com superfície lisa, fortemente impregnados e individualizados, fracamente adesivos, com plasma isótico. Via de regra, possuem fábrica indiferenciada, podendo ser classificados como nódulos típicos. Estes nódulos são encontrados principalmente na fração areia muito grossa e em raros casos na fração grânulo (2 a 4 mm).

7.7.13.1 Interpretação da lâmina IV

A análise da lâmina demonstra distribuição relativa porfírica aberta com plasma esquel-vossépico, poros planares e fissurais (orto e metaporos), nódulos típicos subarredondados com superfície lisa e fábrica indiferenciada, cutans de grãos englobados e de poros, cujas características sugerem pedoambiente submetido a fases alternadas de umedecimento e ressecamento. Dentre as pedofeições descritas na lâmina, as que mais chamam a atenção são os nódulos cuja forma e constituição pode originar-se a partir de dois processos distintos, embora em ambientes similares. Um desses processos é a de erosão transporte e sedimentação desses nódulos junto com todo o material que compõe a unidade. Entretanto, esta hipótese perde sustentação quando se analisa as bordas ou superfície desses nódulos via de regra, lisas. Caso fossem nódulos de transportados (pedorrelíquias), estes teriam superfície rugosa, o que não ocorre. Outra hipótese é a formação *in situ* desses nódulos. Segundo Brewer (1976), embora o arredondamento possa ser utilizado como indicativo de efeitos de transporte, deve-se tomar cuidado com tais interpretações. Geralmente, a distinção do arredondamento de nódulos órticos (formados *in situ*) daqueles erodidos, transportados e depositados, se dá através da identificação do grau de abrasão de seus limites. No primeiro caso os limites são lisos, enquanto nos demais, os limites são serrilhados e irregulares. Outro elemento é a comparação da fábrica interna do nódulo com o material do entorno. No caso dos nódulos identificados na lâmina Colúvio IV os limites são lisos e a fábrica é indiferenciada. Por estes motivos, é razoável aceitar-se que os nódulos descritos nesta lâmina se tenham formado *in situ*, provavelmente por acreção. Resumindo, o pedoambiente foi submetido a períodos de ressecamento e umedecimento que antecedem as fissuras oblíquas, as quais se originam a partir de ressecamento irregular de material heterogêneo.

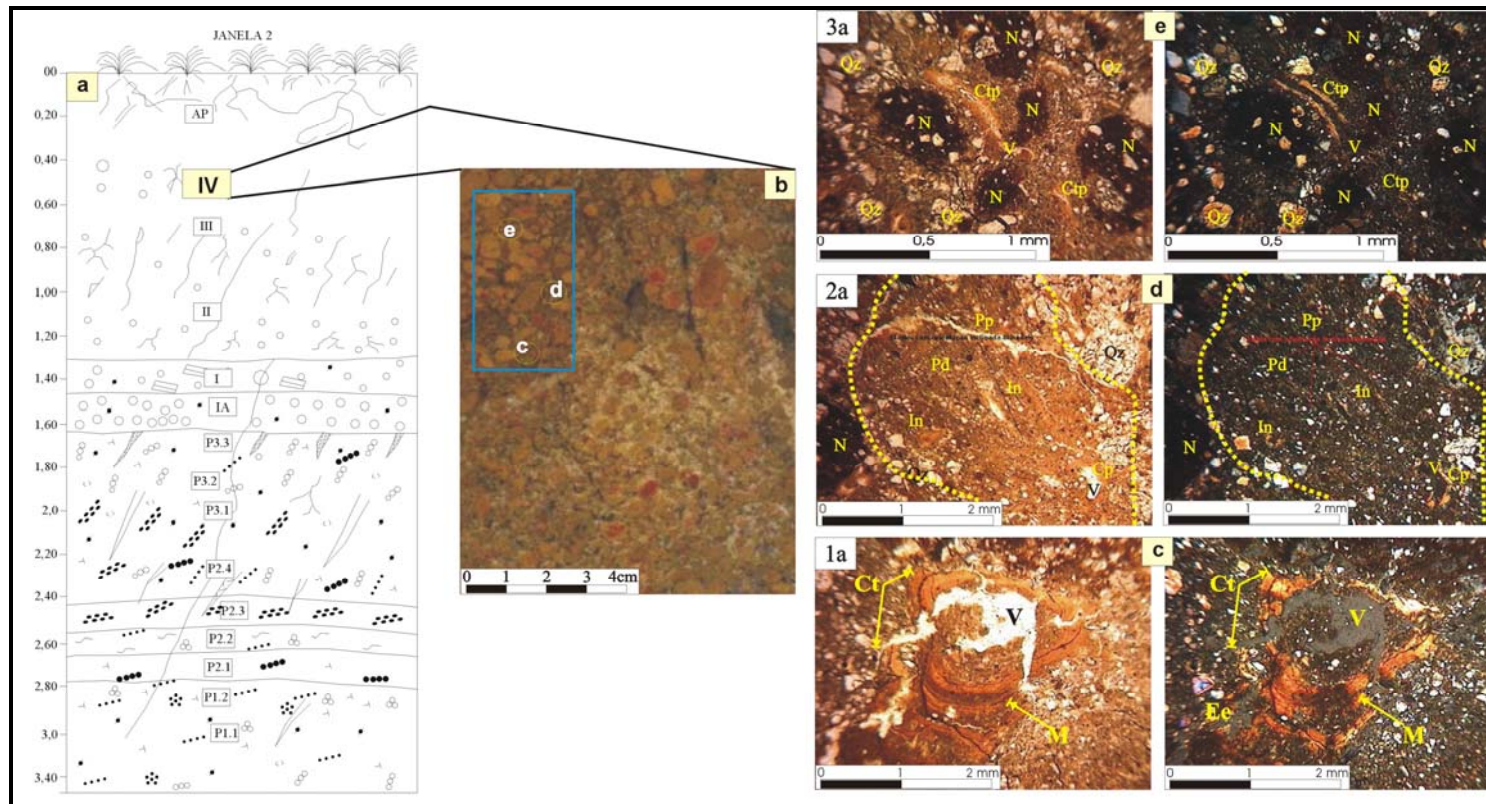


FIGURA 65 – Microfotografias da lâmina IV: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) microfotografia de cutan crescente (Ct),

com microlaminações (M); d) microfotografia destacando biotúbulo (Pd) denso completo, preenchido com material alóctone (provavelmente de horizonte superior - metatúbulo) formado por esqueleto de quartzo na fração areia muito fina e poros (V). Note seção transversal de preenchimento (*infilling* - In). e) porção esquerda do terço superior da lâmina. Destaque para a presença de nódulos (N) subarredondados, com superfície lisa, fortemente impregnados e individualizados com fábrica interna indiferenciada. (Ctp) Cutans de poros típicos sem microlaminações e com extinção difusa. (N) Nódulo; (Qz) Quartzo; (Ee) Extinção estriada; (Pp) fissuras; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados.

7.7.14 Lâmina horizonte Ap

Lâmina confeccionada com material do horizonte Ap, extraído a aproximada 0,20 m de profundidade (figura 66a). A análise do conjunto da lâmina demonstra que o material é apédico, de textura franco-argilo-arenosa, cor bruno (luz natural) com mosqueado bruno-avermelhado. O mosqueado (5%) ocorre devido à presença de nódulos típicos. A trama é porfírica aberta simples (*c/f*) com matriz suportada polimodal, pobremente selecionada, sem estratificação e gradação. A distribuição de base do esqueleto é aleatória com bandeamento pontual, e a distribuição relativa (indivíduos semelhantes em relação a indivíduos diferentes) é porfírica. O esqueleto é formado predominantemente por quartzo (90%), fragmentos de arenito (5%), nódulos e micas (5%), todos na fração areia, com predomínio da fração areia média e areia fina. As principais características morfológicas do esqueleto são:

- **Quartzo** - encontrado em todas as frações de areia, com predomínio de areia média e fina, são freqüentemente subangulares (60%) e, em menor quantidade, subarredondados (40%), em ambos a superfície é lisa (figura 66).
- **Arenito** – são arredondados, subarredondados, e subangulosos, freqüentemente com matriz-s constituída por esqueleto na fração areia muito fina e fina. A cor predominante é bege, sem tração de formação de cutans na superfície desses fragmentos.

- **Mica** – são lenticulares via de regra muito alteradas, encontradas na fração areia muito fina, dificilmente identificadas a olho nu.
- **Nódulos** – têm cor predominantemente bruno-avermelhada, com morfologia esférica e amigdaloidal. Os limites são moderadamente a fortemente individualizados com fraco grau de adesão. São nódulos típicos, com morfologia interna indiferenciada (*sensu* de BREWER, 1976), fortemente a moderadamente impregnados, órticos. As figuras 66 de 66e apresentam microfotografias de nódulos moderadamente impregnados e fracamente adesivos, com uma área de dissolução na base inferior esquerda (Ds). A análise desses nódulos (figura 67), com microscópio eletrônico de varredura (M.E.V.), demonstrou que o mesmo é composto por Mo (35,66%), C (41,56%), O (20,52%), e Al (1,34%, resultados em peso porcentagem). O elevado teor de matéria orgânica (C) e molibdênio se devem provavelmente ao fato de estes elementos se encontrarem quelatizados.

O plasma é isotrópico ondúlico (extinção suavemente ondulante com fraca isotropia, provavelmente devido à matéria orgânica – figura 67c). Os poros são microporos representados por canais (figura 67) curvos e irregulares, metaporos, e raras fissuras planares. A presença de pedofeições restringe-se aos nódulos típicos, que se distribuem ao longo da lâmina. Não houve registro de cutans nem de pedotúbulos na lâmina.

7.7.14.1 Interpretação da lâmina Ap

A lâmina pertence à superfície continuamente submetida a processos de revolvimento mecânico e adição de adubos e pesticidas para uso agropecuário. Embora o local de extração da amostra esteja fora de uso antrópico há mais de 1 ano, ainda não houve tempo para nova estruturação do material. A ausência de pedotúbulos e cutans parece estar associada ao uso passado desta unidade, o que pode ter promovido a destruição destas feições pedológicas. A presença de nódulos típicos, fortemente individualizados e impregnados, fracamente adesivos e sem qualquer orientação ou padrão de distribuição sugere uma origem alóctone. A permanência deste tipo de feição pedológica ocorre em função de seu grau de resistência a ação mecânica e química.

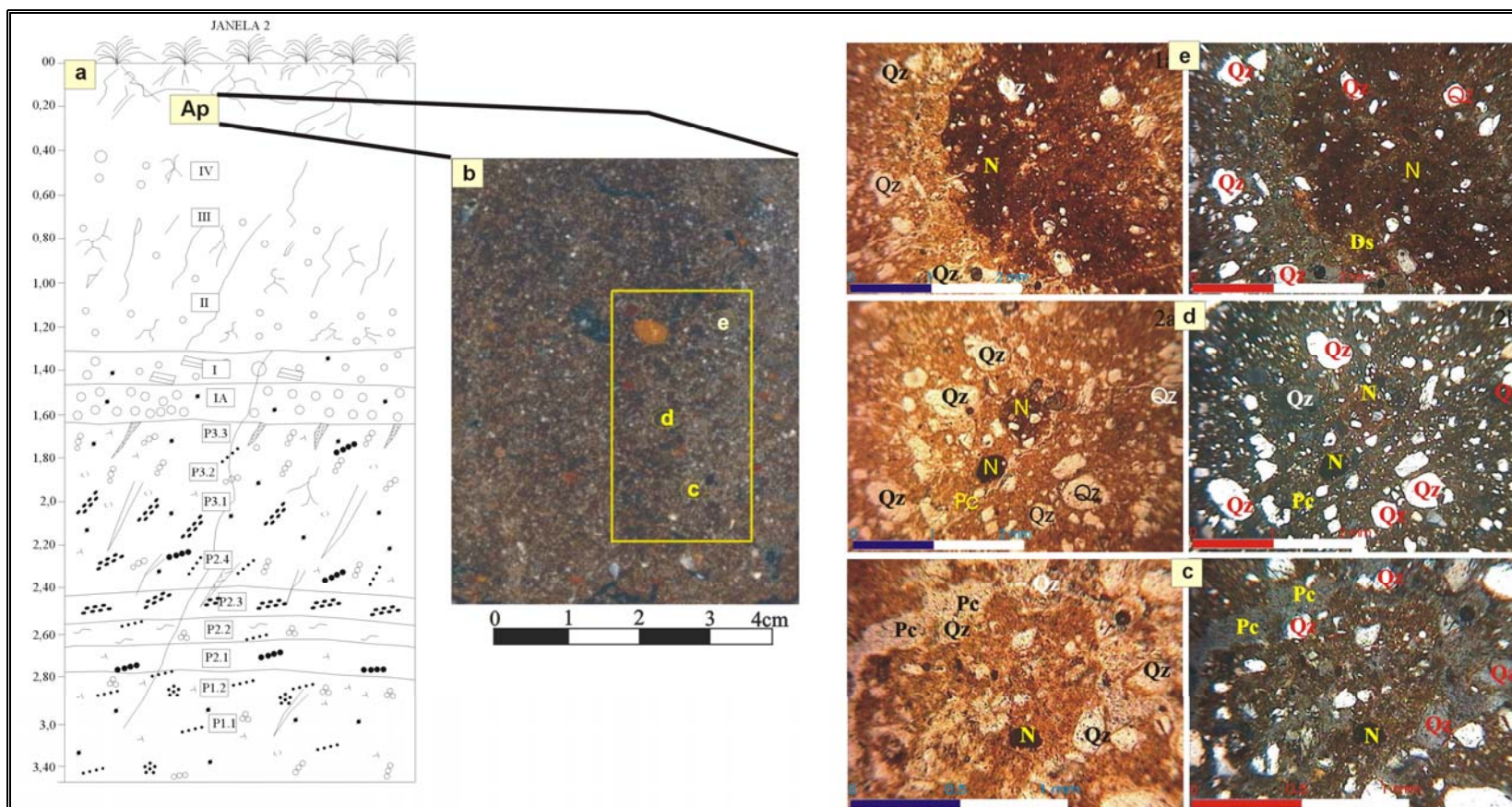


FIGURA 66 - Microfotografias da lâmina Ap: a) Localização da amostra no perfil; b) Localização da lâmina na fatia amostrada; c) plasma ondúlico e poro de canal irregular e curvo (Pc). d) nódulos fortemente e moderadamente impregnados, ambos fortemente individualizados, com

microporo de canal irregular e curvo na base dos nódulos.e) nódulo moderadamente impregnado, fracamente adesivo, com limites claros. (N) Nódulo; (O) Plasma ondúlico; (Qz) Quartzo; (Pc) Microporo de canal; (N//) Nicóis paralelos; (NX) Nicóis cruzados).

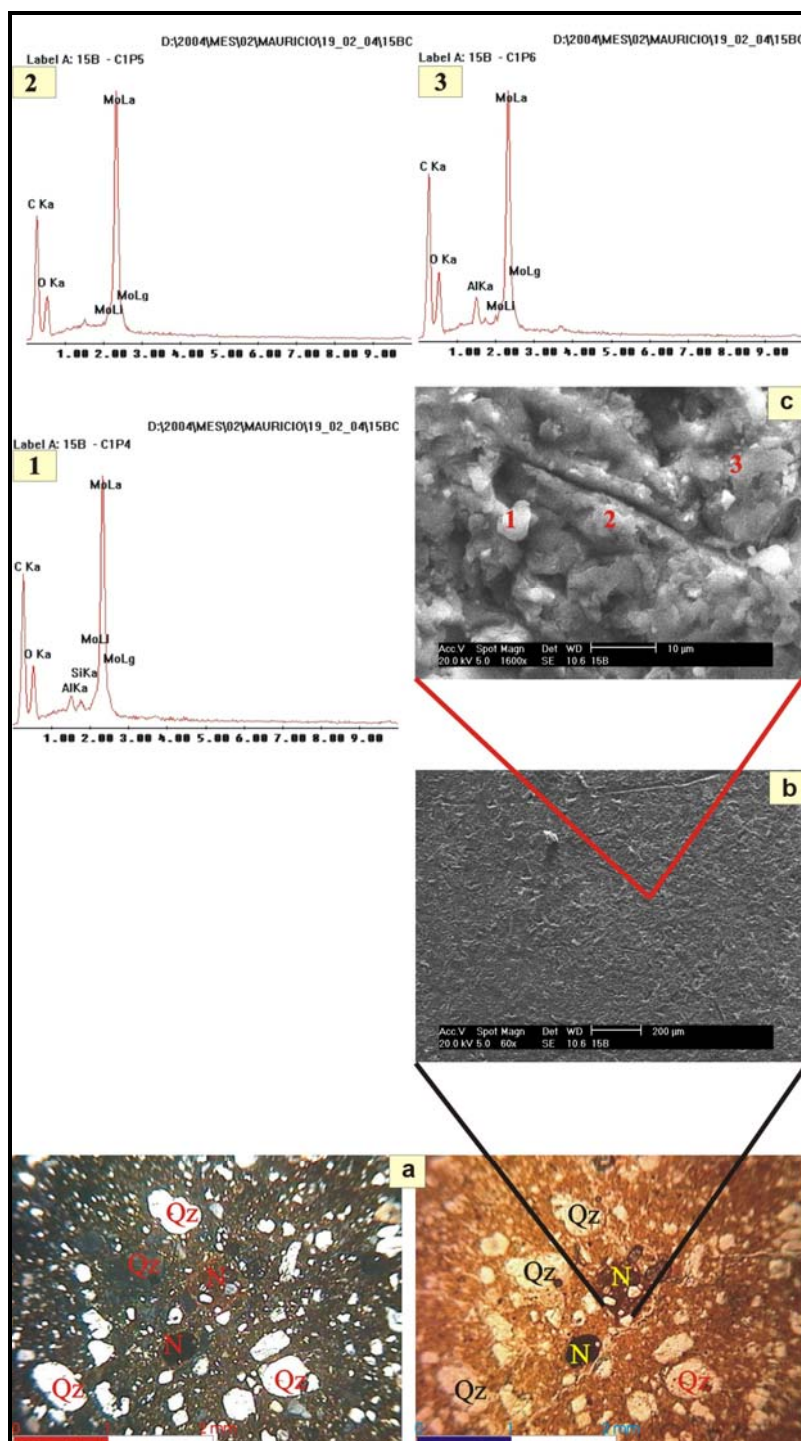


FIGURA 67 – a) Microfotografia destacando o nódulo (N) a ser analisado pela microssonda; b) imagem da borda do nódulo 60 magnificações; c) imagem da borda do nódulo com 1600

magnificações, com os locais de análise pela microsonda. Os número 1, 2 e 3 apresentam os resultados obtidos pelo M.E.V que indicam que o nódulo é constituído por molibdenita quelatizada com matéria orgânica.

7.8 Considerações sobre o conjunto das lâminas

O conjunto das lâminas demonstra que as unidades estudadas foram submetidas, no mínimo a dois pedoambientes distintos; um saturado de água a maior parte do ano, que deu origem aos paleossolos, e outro com menor disponibilidade de água e contrastes marcantes entre fases úmidas e secas, identificados como unidades colúviais. Em cada um desses pedoambientes é possível identificar fases de maior umidificação e ressecamento.

As lâminas delgadas pertencentes aos paleossolos demonstram que estas unidades possuem similaridades na sua constituição, com variações na abundância ou ausência de determinadas pedofeições, o que permite identificar alguns processos a que estas unidades foram submetidas ao longo do tempo. Assim sendo, é razoável admitir que os paleossolos P1.1 e P1.2 sofreram retrabalhamentos físico-químicos similares que, obliteraram as pedofeições originais dessas unidades. Na unidade P2.1, a presença de hipocutans e de fissuras (*joint planes*) sugere alterações mais pronunciadas no regime hídrico da unidade, com redução da disponibilidade de água no pedoambiente a ponto de promover o ressecamento deste. Fases de umedecimento e ressecamento passam a ser relativamente comuns nas demais unidades P2.2, P2.3 e P2.4, embora o período úmido ainda supere as fases de ressecamento. A presença de biotúbulos nestas unidades e o teor de matéria orgânica sugerem que estas unidades permaneciam a maior parte do tempo saturadas de umidade. A presença de cutans de detritos, identificados na unidade P2.3, indica microambiente aquoso (NAHON, 1991), assim como a presença de hipocutans em poro de canais (figura 48c e 48d) sugerem mudanças no regime hídrico do pedoambiente, com fases de umedecimento e ressecamento. Os dados obtidos pela microsonda, ao analisar algumas pedofeições desta unidade, indicam a presença de molibdenita quelatizada com matéria orgânica além da presença de argilo-minerais. A molibdenita presente nas amostras é de origem vegetal, a qual se quelatizou com o carbono orgânico, permanecendo residente na área de metaporos

em função da elevada acidez da unidade. Assim sendo, é razoável supor que a presença desses elementos nas feições estudadas indique atividade biológica a qual, pode ter obliterado parte das estruturas originais do paleossolo. A presença de intercalações na unidade P2.4 indica retrabalhamento da unidade por aumento da disponibilidade de umidade.

As lâminas pertencentes aos paleossolos P3 apontam para um pedoambiente com maiores restrições hídricas do que as unidades P2. Embora estas últimas tenham sido submetidas a fases de ressecamento, em nenhuma destas unidades foi constatada a presença de nódulos, os quais ocorrem somente a partir da unidade P3.1. Nódulos, apesar de não serem bons indicadores de paleossolo, são testemunhos de períodos de ressecamento pronunciado. De acordo com Drosdoff e Nikiforoff (1940), *apud* Brewer (1976), a presença de nódulos está relacionada à ressecamentos que provocam concentrações de soluções no interior de microporos, originando núcleos que atuam como semente, removendo seletivamente constituintes das soluções que são progressivamente acrescidas ao nódulo inicial. Estes núcleos também podem ser formados a partir da concentração e precipitação de frações de plasma solubilizado por organismos vivos (CRAWFORD, 1956 e ARISTOVSKAYA, 1961, *apud* BREWER, 1976). Para Leigh *et al.*, (2000), a formação de nódulos exige longos períodos de saturação para que o ferro e o manganês sejam mobilizados. Segundo Nahon (1991), processos de glebulização estão relacionados à direção de migração do Fe e sua acumulação como hematita, o que parece ser controlado pelo tamanho do poro na matriz. Para Nahon (1991), a direção da transferência é, de qualquer modo, de grandes poros (em que a pressão atmosférica é mais alta e a solubilidade dos oxiidratados de ferro é grande) em direção aos microporos (nos quais a pressão é menor que a pressão atmosférica). Sustenta-se na literatura especializada que nódulos e concreções se originam durante períodos secos em que os macroporos (*interpeds*) são completamente dessecados, enquanto os microporos (intragregados – *intrapeds*) mantêm certo grau de umidade. Durante a lenta e contínua desidratação o Fe^{++} e o Mn^{++} migram para a superfície dos agregados, nos quais o ambiente oxidante provoca a precipitação e cumulação desses elementos na superfície desses agregados. Quando a desidratação é muito intensa, a superfície dos agregados seca, permitindo a penetração do ar nos intra-agregados (*intrapeds*) e conseqüente oxidação e

acumulação do Fe e Mn, cuja disposição torna-se progressivamente mais distante da superfície (SEHGAL e STOOPS, 1972), formando o nódulo. Outra possibilidade na formação de nódulos de sesquióxidos é a oxidação do ferro liberado na decomposição de minerais ferromagnesianos que originam um gel amarelo, amarelo-brunado que orienta ao redor de um núcleo, perde água por difusão e se precipita sob a forma de hematita. Grãos de quartzo, circundados por moléculas de água bipolar (com carga negativa) podem agir como núcleos, através da adsorção de partículas positivas de oxiidróxidos de ferro (BREWER, 1976).

Portanto, os paleossolos P3 foram submetidos à intensidade de ressecamento não identificado nos demais paleossolos. A presença de juntas planares e o contato abrupto entre o paleossolo P3.3 e a unidade alúvio-colúvial IA, são evidências incontestes do fim de um período de abundância de água no pedoambiente que originou os paleossolos.

O depósito da unidade Colúvio IA contém pedorrelíquias cuja descrição sugere origem alóctone. Isto pressupõe processos de erosão transporte e sedimentação, provavelmente em ambiente com vegetação mais rarefeita, o que permitiu a deposição desta pedofeições. A unidade IA, marca um novo regime hidrológico, a partir desta unidade os contrastes entre fases secas e úmidas são mais claras. A leitura das lâminas delgadas do Colúvio I aponta para a presença de cutans justapostos, os quais sugerem variação na disponibilidade de água no pedoambiente sem, no entanto, haver pedofeições que indiquem contrastes severos entre períodos úmidos e secos. Estes contrastes são mais nítidos no Colúvio II, onde são encontrados nódulos típicos, moderadamente adesivos, bem individualizados e, freqüentemente com superfície lisa e fábrica indiferenciada, indicando formação *in situ*. A presença, nesta unidade, de intercalações, constituídas de sesquans e ferrans, seguidamente transpassadas por preenchimentos densos, completos e incompletos indica formação por acreção ou mesmo intergeminação de cutans. A relação molecular entre $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_3$, $\text{SiO}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, indicam maior acúmulo ou mobilidade de ferro nesta unidade. Os valores de pH fortemente ácido e as descrições de campo que indicam elevado teor de umidade nesta unidade favorecem a mobilização do ferro em seu interior. Assim é possível que parte das estruturas e pedofeições de sua origem tenham sido obliteradas. No colúvio III, as feições pedológicas resultantes de sua deposição foram parcialmente obliteradas

por novos processos iluviais e de movimentação mecânica (formação de pápulas). Esta última gerada por atividade biológica de enraizamento que fragmentou feições cutânicas pretéritas. A presença de cutans no interior dos biotúbulos e nas suas adjacências atesta nova ou mesmo continuidade das condições hídricas da unidade. Entretanto, a presença de intercalações sugere elevação da disponibilidade de umidade no pedoambiente, disponibilidade esta, não condizente com as feições cutânicas identificadas. As lâminas delgadas do Colúvio IV apresentam plasma esquel-vossépico, poros planares e fissurais (orto e metaporos), nódulos típicos subarredondados com superfície lisa e fábrica indiferenciada, cutans de grãos englobados e de poros, cujas características sugerem pedoambiente submetido a fases alternadas de umedecimento e ressecamento.

CONCLUSÃO

O trabalho intitulado “O significado paleoambiental de seqüência pedossedimentar em baixa encosta: o caso dos paleossolos Monjolo – Lapa –PR” tem por objetivo reconhecer os paleossolos da encosta Monjolo e o seu significado ambiental. Para tanto, o trabalho foi elaborado em etapas distintas, iniciando pelo reconhecimento, na baixa encosta, da distribuição tridimensional das unidades pedológico-sedimentares. Na seqüência efetuou-se descrição de detalhe das unidades expostas em parede de voçoroca e, posteriormente análises físicas, químicas e micromorfológicas desses materiais.

O reconhecimento da distribuição tridimensional das unidades pedossedimentares demonstrou as relações entre elas. Em período anterior à formação dos paleossolos houve a deposição de material colúvial sobre o saprólito. A geometria dessas unidades demonstra que elas foram parcialmente erodidas, chegando a expor a rocha na porção central das toposseqüências (capítulo V ver figura 26). Subseqüentemente houve nova deposição de material e a ação de processos pedogenéticos que originaram as unidades organo-minerais, agora denominadas de paleossolos Monjolo. Estes paleossolos são entrecortados por camadas de areia fina, bem lavadas e bem selecionadas, que indicam a presença de pulsos de maior sedimentação ou colúviação na baixa encosta. Estes pulsos de sedimentação estão relacionados a fluxos superficiais tanto concentrados como difusos. A presença do Colúvio B, na extremidade NNW da rede de toposseqüências (capítulo V, figura 29), recobrando abruptamente parte do paleossolos, indica novo evento deposicional responsável pela formação desta unidade. Após a deposição do Colúvio B, eventos erosivos truncam esta unidade e o paleossolo, os quais são subsequentemente recobertos por materiais que constituem o Colúvio I. Ao longo do tempo sucessivos eventos deposicionais originam as unidades colúviais I, II, III e IV. O caráter heterométrico dos materiais que formam estas unidades atesta a origem colúvial delas. Intercalando estas unidades são encontradas lentes arenosas cuja origem está relacionada à presença de fluxos poucos viscosos sobre a encosta.

Estas lentes serviram como guias para individualizar as unidades coluviais. A presença de água livre, permeando parte dos paleossolos e as unidades coluviais, promove, atualmente, o deslocamento e a precipitação de oxiidratado de ferro. Este, por sua vez, forma bandas de oxidação e películas que capeiam fragmentos de materiais na fração areia e grânulo. A presença de mosqueamentos vermelho-amarelados, originados pelo preenchimento de poros e pelo capeamento de fragmentos de rocha indica que o corpo pedossedimentar está submetido a processos de alteração contemporânea.

A análise de detalhe dos materiais que compõem o corpo pedossedimentar da encosta Monjolo foi efetuada em seção exposta em parede de voçoroca. Enquanto a rede de toposseqüências forneceu dados baseados em materiais alterados pela mecânica da extração de amostras, o perfil estudado na parede da voçoroca forneceu uma perspectiva bidimensional da relação entre as unidades pedossedimentares que compõem o perfil. Assim, o paleossolo que na rede de toposseqüências foi considerado como uma única unidade, no perfil estudado foi dividido em 3 unidades, além de se acrescentar o material que compõem o denominado Alúvio-colúvio IA. As descrições de campo demonstraram que o paleossolo P1 se desenvolveu diretamente sobre a rocha (arenito conglomerático) sem, aparentemente, a ocorrência de alterito. Na base desta unidade, os clastos são constituídos por arenito e folhelho na fração grânulo e areia grossa e muito grossa. Intercalados ao paleossolo ocorrem lâminas descontínuas, onduladas e subhorizontais que indicam episódios de sedimentação relacionados a fluxos difusos. No topo da unidade (P1.2) as lâminas descontínuas de areia média e fina têm espessuras que variam de 1 a 2 mm e inclinação de 5° a 15°. A presença de fragmentos orgânicos com aspecto fibroso, concentrado em forma de estratos subhorizontais parece indicar a existência de paleosuperfície e de pedoambiente redutor. Retallack (1997) considera a presença de resíduos orgânicos macroscópicos sob a forma de carvão como indicativo de condições redutoras (Eh negativo), comuns em solos que permanecem saturados de água em algum período do ano. O paleossolo P2 contém laminações subhorizontais de areia fina e média, cuja origem está relacionada a fluxos difusos. A presença de fendas de dessecação no topo da unidade indica períodos de ressecamento do pedoambiente e exposição deste à atmosfera. Diferentemente do paleossolo P1, os resíduos orgânicos

encontram-se dispersos e restritos à base da unidade. Via de regra, são formados por filamentos de matéria orgânica dispersos e restritos à base da unidade. Via de regra são formados por matéria orgânica com aspecto fibrosos. Nas demais porções do paleossolo P2 este material é raro. Sendo o mais espesso dos paleossolos, o P2 representa um longo período de estabilidade do ambiente, pois a contínua deposição de material, vindo das porções mais elevadas do terreno, não supera a pedogênese. Já o paleossolo P3 é singular em relação aos demais paleossolos. Estima-se que a área atualmente ocupada pela voçoroca Monjolo era um setor de convergência e retenção de fluxos superficiais, se constituindo numa área de espessamento do paleossolo. Neste período o paleossolo deveria permanecer saturado de água durante certo tempo. A presença de resíduos de carvão vegetal com aspecto fibroso e a presença de pedotúbulos em posição de vida indicam a presença de cobertura vegetal relativamente abundante. Entretanto, a presença de paleofendas de dessecação (ver capítulo IV), relacionadas a gretas de contração, indicam que o paleossolo P3 foi submetido a intenso ressecamento em função da mudança do regime hidrológico da encosta. De acordo com Dorronsoro (2002), durante períodos de seca intensa, as argilas do solo produzem amplas e profundas gretas de contração que transpassam o solo até sua superfície.

A presença de paleofendas de dessecação, relacionadas às gretas de contração, indicam que esta unidade foi submetida à intensa dessecação. Provavelmente por prolongada mudança no regime hidrológico da encosta. Estas fendas de dessecação são preenchidas por material que cai da superfície ou das próprias paredes superiores. Isto ocorre devido ao vento, ação de insetos e animais e da própria dessecação erosiva. Desta forma, as fendas tornam-se parcialmente preenchidas, principalmente em profundidade. Quando há o retorno da umidade, estas argilas tornam a hidratar-se aumentando seu volume. Este inchaço promove o fechamento da fenda, agora parcialmente ocupada por novos materiais. A pressão gerada pelo intumescimento das argilas (figura 33), empurra parte do material para a superfície do solo, produzindo novos montículos denominados *Gilgai*. Para que este processo ocorra, é de supor-se que o solo tenha altos teores de argila e que o clima seja muito contrastado, com períodos de seca alternados por períodos úmidos. No paleossolo P3 os teores de argila são relativamente baixos variando entre 19,4% e 9,6%, além de não ter havido identificação positiva de fendas de dessecação

oriundas de sucessivos processos de dilatação e contração. As principais fendas de dessecação estão localizadas no contato entre o paleossolo P3 e o colúvio-alúvio IA, cujas características não indicam o processo sugerido por Dorronsoro (2002). Aparentemente, estas fendas foram rapidamente recobertas pela unidade Alúvio-coluvial IA, sem que houvesse um período prévio de umedecimento do paleossolo. O contato entre essas unidades indica atividade erosiva antecedente ao depósito do Alúvio-colúvio IA. Este processo erosivo foi intenso o suficiente para gerar inclinação de 7° do paleossolo P3 em direção ao eixo central da voçoroca Monjolo.

Sobrepondo-se ao paleossolo P3, está a unidade Alúvio-colúvia I, não descrita na rede de toposseqüências. Esta unidade é formada por grânulos argilo-arenosos (pedorrelíqueas), poucos fragmentos de arenito e quartzo e nódulos de oxiidratado de ferro. O contato abrupto com o paleossolo P3, o arranjo e o caráter heterométrico dos materiais atestam a origem alúvio-coluvial da unidade (ver capítulo IV e VII). Esta unidade não apresenta resíduos orgânicos macroscópicos atuais ou pretéritos. Este evento marca a mudança nos processos pedogenéticos, que passam a ser superados pela deposição de novos materiais que se constituem nas unidades colúvias I, II, III e IV.

A análise granulométrica dos paleossolos e unidades colúvias, embora pouco conclusivos, indicam maior mobilização de finos nos paleossolos, enquanto nas unidades colúvias os finos apresentam baixa mobilidade. Os percentuais de areia são mais elevados no paleossolos que nas unidades colúvias. A exceção são as unidades C. IA e C. I (capítulo VI, quadro 26), cujos percentuais de areia estão muito próximos daqueles encontrados nos paleossolos. Os valores de densidade aparente são mais constantes nas unidades colúvias que nos paleossolos, os quais apresentam maiores valores e oscilações, sugerindo maior compactação nessas unidades. A porosidade total corrobora este indicador, pois apresenta os menores percentuais nas unidades com valores elevados de densidade aparente.

Os teores de matéria orgânica identificados no perfil estudado são contrastantes quando se compara os percentuais obtidos para os paleossolos e as unidades colúvio-aluviais. Enquanto os paleossolos possuem teores que variam entre 3,8%MO e 4,85%MO as unidades colúvias IA, I, II e III possuem, em média, 0,5%MO. A exceção é o Colúvio IV que possui 3,8%MO e o horizonte Ap. que tem

5,7%MO. A discrepância identificada nos teores de matéria orgânica pode ser relacionada à disponibilidade de água no sistema. Aparentemente, os paleossolos eram saturados de água durante parte do ano, propiciando pedoambiente com baixo Eh e cobertura vegetal típica de ambientes saturados de água. Embora o pH identificado nas análises laboratoriais não corresponda ao período de formação dessas unidades, é possível aceitar que não houve grandes oscilações ao longo do tempo. Assim sendo, tem-se um pedoambiente com baixa atividade bacteriana e de actinomicetos, propiciando um pedoambiente favorável ao acúmulo de matéria orgânica nos paleossolos. Os baixos teores de matéria orgânica das unidades colúviais podem ser relacionados à mudança na disponibilidade de água do pedoambiente, redução da produção de massa orgânica pela cobertura vegetal e ao pedoambiente oxidante, o que permitiria a rápida destruição do material orgânico por fungos, que suportam bem a acidez do material colúvio-aluvial.

A análise química total das amostras que compõem o perfil estudado forneceu dados quantitativos da distribuição dos 10 maiores óxidos entre as unidades colúviais e os paleossolos. Estes dados identificam dois agrupamentos de óxidos: um composto pelo horizonte Ap e unidades colúviais IA, I, II, III e IV; e outro pelos paleossolos. Entretanto, os resultados mais significativos oriundos deste ensaio laboratorial foi o estabelecimento de relações moleculares entre os elementos químicos, cujos resultados indicam estágios de alteração e concentração de elementos. Estas relações moleculares, quando comparadas entre si, indicam que o horizonte Ap e as unidades colúviais apresentam maior teor de materiais solúveis, bases e concentrações de ferro, enquanto nos paleossolos predomina a concentração de material insolúvel (argila) e depleção de Fe_2O_3 . Embora estes resultados indiquem a evolução dos paleossolos em ambientes distintos das unidades colúviais, é possível que estes dados estejam mascarados pela mobilidade do ferro nos dias atuais.

Os resultados obtidos nos difratogramas indicam três grupos de amostras com níveis de evolução distintos. O primeiro compreende as unidades colúviais (IA, I, II, III e IV) com provável formação de haloisita. O aumento relativo do pico de intensidade da caulinita sugere maior grau de estruturação do mineral e maior evolução do material ou podzolização. O segundo agrupamento compreende as amostras dos paleossolos P3 e P2 (P3.3, P3.2, P3.1, P2.4 e P2.3). Este agrupamento

apresenta outro nível de alteração, sugerindo a ocorrência de minerais típicos de alteração mais pronunciada, associado às vermiculitas. Nas demais amostras o pico de intensidade relativa da caulinita torna-se mais agudo. Como a caulinita é um dos últimos minerais a se formar com o intemperismo, o aumento da intensidade do seu pico sugere maior grau de estruturação do mineral e maior evolução. Finalmente, o terceiro grupo, que compreende os 2/3 inferiores do paleossolo P2 e todo o paleossolo P1 (amostras P2.2, P2.1 e P1.2 e P1.1). Neste grupo a caulinita apresenta picos com aumento de intensidade em direção à base do perfil. O quartzo se manteve estável ao longo do perfil de difratogramas, havendo significativa redução de intensidade de seu pico na base dos paleossolos (P.1.1).

A descrição e interpretação de lâminas delgadas pertencentes aos paleossolos do perfil estudado, demonstraram que estas unidades possuem similaridades na sua constituição, mas com variações na presença ou abundância de determinadas pedofeições. Estas variações permitiram identificar os processos pedológicos a que estas unidades foram submetidas ao longo do tempo. O conjunto de descrições e interpretações micromorfológicas permite admitir que os paleossolos P1.1 e P1.2 foram submetidos a retrabalhamentos físico-químicos similares, os quais foram responsáveis pela destruição das pedofeições originais dessas unidades. No paleossolo P2.1, a presença de hipocutans e fissuras (*joint planes*), indica alterações no regime hidrológico da unidade, com ressecamento do pedoambiente. Ciclos de umedecimento e ressecamento passam a ser relativamente comuns nas unidades P2.2, P2.3 e P2.4, apesar da fase úmida ainda superar as fases de ressecamento. A presença de biotúbulos nestas unidades e o teor de matéria orgânica permitem concebê-las como saturadas de água durante a maior parte do ano. A presença de cutans de detritos, identificados na unidade P2.3, indica microambiente aquoso (NAHON, 1991), assim como a presença de hipocutans em poro de canais (figura 48c e 48d) sugerem mudanças no regime hídrico do pedoambiente, com fases de umedecimento e ressecamento. Os resultados da microsonda, ao analisar algumas pedofeições desta unidade, indicam a presença de molibdenita quelatizada com matéria orgânica, e de argilo-minerais. A molibdenita presente nas amostras é de origem vegetal e se quelatizou com o carbono orgânico, permanecendo residente na área de metaporos em função da elevada acidez da unidade. A presença deste microelemento em pedofeições permite supor que

atividades biológicas pós-formação do paleossolo P2.3, tenham obliterado parte das estruturas originais desta unidade. Além da presença de molibdenita em pedofeições, a identificação de intercalações no paleossolo P2.4 indica retrabalhamento deste por aumento de umidade no sistema. As lâminas delgadas pertencentes ao paleossolo P3 indicam pedoambiente com maiores restrições hídricas do que no paleossolo P2. Embora estas últimas tenham sido submetidas a fases de ressecamento, em nenhuma destas unidades foi constatada a presença de nódulos, os quais ocorrem somente a partir da unidade P3.1. Nódulos, apesar de não serem bons indicadores de paleossolo, são testemunhos de períodos de ressecamento pronunciado. De acordo com Drosdoff e Nikiforoff (1940), *apud* Brewer (1976), a presença de nódulos está relacionada a ressecamentos que provocam concentrações de soluções no interior de microporos, originando núcleos que atuam como semente, removendo seletivamente constituintes das soluções que são progressivamente acrescidas ao nódulo inicial. Estes núcleos também podem ser formados a partir da concentração e precipitação de frações de plasma solubilizado por organismos vivos (CRAWFORD, 1956; ARISTOVSKAYA, 1961, *apud* BREWER, 1976). A presença de juntas planares (*joint planes*) e o contato abrupto do paleossolo P3 com o alúvio-colúvio IA, são evidências incontestes do fim de um período caracterizado pela abundância relativa de água no pedoambiente responsável pela formação dos paleossolos. As pedorrelíquias identificadas no Alúvio-colúvio IA sugere origem alóctone. Isto pressupõe processos de erosão transporte e sedimentação, provavelmente em ambiente com vegetação mais rarefeita, o que permitiu a deposição desta pedofeições. A unidade IA, marca um novo regime hidrológico, a partir desta unidade os contrastes entre fases secas e úmidas tornam-se mais claras. No Colúvio I a presença de cutans justapostos indicam variação na disponibilidade de água no pedoambiente, sem, entretanto, haver pedofeições que indiquem contrastes severos entre períodos úmidos e secos. Estes contrastes são mais nítidos no colúvio-alúvio II, onde são encontrados nódulos típicos, moderadamente adesivos, bem individualizados e, freqüentemente com superfície lisa e fábrica indiferenciada, indicando formação *in situ*. A presença, nesta unidade, de intercalações, constituídas de sesquans e ferrans, seguidamente transpassadas por preenchimentos densos, completos e incompletos indica formação por acreção ou mesmo intergeminção de cutans. A relação molecular entre $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_3$, $\text{SiO}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, indicam maior acúmulo ou mobilidade

de ferro nesta unidade. Os valores de pH fortemente ácido e as descrições de campo que indicam elevado teor de umidade nesta unidade favorecem a mobilização do ferro em seu interior. Assim é possível que parte das estruturas e pedofeições de sua origem tenham sido obliteradas. No Colúvio III, as feições pedológicas resultantes de sua deposição foram parcialmente obliteradas por novos processos iluviais e de movimentação mecânica (formação de pápulas). Esta última gerada por atividade biológica de enraizamento que fragmentou feições cutânicas pretéritas. A presença de cutans no interior dos biotúbulos e nas suas adjacências atesta nova ou mesmo continuidade das condições hídricas da unidade. Entretanto, a presença de intercalações sugere elevação da disponibilidade de umidade no pedoambiente, disponibilidade esta, não condizente com as feições cutânicas identificadas. As lâminas delgadas do Colúvio IV apresentam plasma esquel-vossépico, poros planares e fissurais (orto e metaporos), nódulos típicos sub-arredondados com superfície lisa e fábrica indiferenciada, cutans de grãos englobados e de poros, cujas características sugerem pedoambiente submetido a fases alternadas de umedecimento e ressecamento.

Os resultados de campo e laboratório apresentados permitem admitir que o corpo pedossedimentar da baixa encosta monjolo foi submetido a quatro fases evolutivas, as quais indicam uma tendência ao resfriamento e redução da disponibilidade de umidade ou concentração desta em determinados períodos do ano, entre 44.000 e 20.000 anos A.P., seguindo nova tendência ao aquecimento e à distribuição da umidade desde 18.000 A.P. a 20.000 A.P anos para cá. Estas quatro fases foram denominadas de fase pedossedimentar 1, 2, 3 e 4 e estão sintetizadas a seguir:

a) Fase pedossedimentar 1 – predomínio dos processos erosivos na encosta:

Sem idade estabelecida, é caracterizada por processos erosivo deposicionais, em ambiente de instabilidade;

b) Fase pedossedimentar 2 – formação de paleossolos:

Caracterizada pela deposição e formação dos paleossolos a mais de 44.000 anos A.P., (datação ^{14}C do paleossolo P3). Esta datação coloca os paleossolos no início do estágio isotópico 3, quando de acordo com Oliveira *et al.*, (2001) haveria, ainda precipitação suficiente para permitir o desenvolvimento de solos hidromórficos. De fato, as características dos paleossolos (cor, teor de matéria orgânica, micromorfologia, descrição macroscópica, distribuição espacial, entre outros), descritas neste trabalho, sugerem o desenvolvimento dessas unidades em ambiente com disponibilidade de água suficiente para originar solos orgânicos e hidromórficos, em pedoambiente saturado de água durante a maior parte do ano. Neste tipo de ambiente as condições de drenagem impedida ou deficiente, torna-o anóxico (baixo Eh) que associado a baixas temperaturas e evaporação favorece a lenta decomposição da matéria orgânica, a qual permanece residente, ao menos a maior parte, na forma de húmus. Entretanto, as descrições de campo e análises laboratoriais, indicam que este pedoambiente foi submetido a períodos alternados de ressecamento e colúviação, que acabaram por caracterizar os paleossolos P1, P2 e P3 (ver capítulo IV). A reconstituição pedoambiental dessas unidades pode considerar estas variações como indicadores de mudanças no ambiente. Assim sendo, é possível sugerir a seguinte reconstituição ambiental dos paleossolos:

b.1) Fase 2, período pedossedimentar 1 – formação do paleossolo P1

Com o final ou redução dos processos erosivos que caracterizaram a Fase 1, há deposição de material coluvial que recobre parte do alterito e do Colúvio A, como atestam os clastos formados por fragmentos de arenito e folhelho, cuja fonte está localizada na média encosta. Para que este material possa ser retirado de seu local de origem, é razoável aceitar que ele esteve exposto na superfície ou recoberto por delgado manto de alteração e que a cobertura vegetal deveria ser mais rarefeita que a atual. Este material coluvial é pedogenizado originando o paleossolo P1. Durante a formação deste paleossolo, sucessivas acreções de material ocorreram concomitantemente à pedogênese, sempre com o predomínio desta sobre a deposição. A presença de concentrações de areia média e fina formando lâminas descontínuas, onduladas e subhorizontais sugere origem relacionada a fluxos difusos. Estas lâminas estão presentes em todo o paleossolo, sendo identificadas no perfil

estudado e na rede de toposseqüências. A micromorfologia desta unidade indica que a acumulação de sedimentos sob a forma de lâminas de areia aumenta na subunidade P1.2, indicando o final do período de formação do paleossolo P1 e início do P2. As descrições micromorfológicas demonstraram que a unidade sofreu retrabalhamento pós-deposicional por atividade biológica ou mesmo por mudanças nas condições hídricas do pedoambiente. Esta hipótese é baseada na presença de juntas planares (*joint planes*) cuja origem é, freqüentemente, associada a períodos alternados de ressecamento e umedecimento (CATT, 1990). Descrições macroscópicas desta unidade indicam que ela foi recoberta por gramíneas, considerando-se a presença de fragmentos de carvão com aspecto fibroso, o teor de matéria orgânica da unidade e a presença de pedotúbulos, isotúbulos originados a partir de raízes. A descrição e interpretação de lâmina delgada desta unidade (capítulo VII) permite considerar os preenchementos (*infilling*), densos completos com formas circulares e semi-circulares e limites nítidos, com origem relacionada a raízes. A presença de cutans crescentes, com microlaminações de baixo contraste, baixo grau de adesividade e extinção estriada a difusa, sugerem processos de iluviação, que podem não pertencer ao período de formação do paleossolo.

b.2) Fase 2, período pedossedimentar 2 – que formou o paleossolo P2

O período pedossedimentar 2, correspondente à formação do paleossolo P2, apresenta indícios de mudanças no pedoambiente, com redução da disponibilidade de umidade no sistema e ciclos de umedecimento/ressecamento. Embora contenha praticamente a mesma quantidade de matéria orgânica que o paleossolo P1 a presença de fragmentos orgânicos está restrita a base do paleossolo P2. Concentrações de areia fina e média em forma de lâminas descontínuas, onduladas e subhorizontais, e a presença de fendas de dessecação pretéritas, demonstram que o pedoambiente foi submetido a ciclos de ressecamento e umedecimento. Esta hipótese é corroborada pela presença, em lâminas delgadas, de juntas planares (*joint planes*) cuja origem pode estar relacionada a fases de ressecamento deste paleossolo. Por outro lado, a presença no paleossolo P2.3 de cutans de detritos os quais, segundo Bullock *et al.*, (1985) e Nahon (1991), resultam de acumulações nas paredes dos poros ou cavidades, de material fino, transportado por tração ou suspensão, através de soluções que penetram nessas cavidades, indica sedimentação em microambiente aquoso. A presença de fendas de dessecação no

topo da unidade (P2.3 e P2.4) indica que o pedoambiente tornou-se progressivamente mais seco ao longo do tempo. Portanto, é razoável admitir que no final do período pedossedimentar 2 houvesse redução da disponibilidade de água no ambiente, submetendo o paleossolo P2 a ciclos de ressecamento/umedecimentos progressivamente mais definidos.

b.3) Fase 2, período pedossedimentar 3 – que formou o paleossolo P3 e recrudescceu os ciclos de umedecimento/ressecamento

O período pedossedimentar 3 é caracterizado pelo recrudescimento dos ciclos de umedecimento e ressecamento. Neste período as secas tornam-se mais rigorosas, permitindo a formação de fendas de dessecação e nódulos de acreção. De acordo com Drosdoff e Nikiforoff (1940), *apud* Brewer (1976), a formação de nódulos de acreção está relacionada a ressecamentos que provocam concentrações de soluções no interior de microporos, originando núcleos que atuam como semente, removendo seletivamente constituintes das soluções que são progressivamente acrescidas ao nódulo inicial. Sustenta-se na literatura especializada que nódulos e concreções se originam durante períodos secos em que os macroporos (*interpeds*) são completamente dessecados, enquanto os microporos (intragregados – *intrapeds*) mantêm certo grau de umidade. Durante a lenta e contínua desidratação o Fe^{++} e o Mn^{++} migram para a superfície dos agregados, onde o ambiente oxidante provoca a precipitação e cumulação desses elementos na superfície desses agregados. Quando a desidratação é muito intensa, a superfície dos agregados seca, permitindo a penetração do ar nos intra-agregados (*intrapeds*) e conseqüente oxidação e acumulação do Fe e Mn, cuja disposição torna-se progressivamente mais distante da superfície (SEHGAL e STOOPS, 1972) formando o nódulo. Assim sendo, é possível considerar a presença desses nódulos como indicadores de prolongados períodos de ressecamento a que a unidade foi submetida. A presença de fendas de dessecação, oriundas de sucessivos processos de dilatação e contração reforçam a hipótese de ressecamento prolongado a que o paleossolo P3 foi submetido.

No final da fase 2, período pedossedimentar 3, o paleossolo P3 é submetido a rigoroso ressecamento o qual é sucedido por intensa precipitação que propiciou a formação de fluxos concentrados com alta capacidade erosiva. Estes fluxos foram responsáveis pela decapitação do paleossolo P3 e pela formação de paleocanal ou

paleoconcavidade no local onde hoje está instalada a voçoroca Monjolo. A hipótese da presença desta paleoconcavidade foi baseada na inclinação de 7° do paleossolo P3 em direção ao centro da atual voçoroca. Provavelmente, a atual voçoroca Monjolo represente a reativação de paleocanal ou paleoconcavidade, como já reconhecido por Camargo (1998). Este elemento necessitaria de investigação mais detalhada, o que não é o caso deste trabalho. De qualquer forma, este evento erosivo marca o fim da fase 2, caracterizada pelo predomínio da pedogênese sobre processos erosivo-deposicionais, e o recrudescimento dos ciclos de ressecamento e umedecimento.

c) Fase pedossedimentar 3 – colúviação generalizada

A Fase 3 é caracterizada por significativa redução da disponibilidade de água no pedoambiente e pelo predomínio de processos erosivo-deposicionais, que deram origem às unidades colúvias IA, I, II e III. Neste período o ambiente tornou-se mais seco com contrastes nítidos entre períodos úmidos e secos. Esta hipótese se baseia na constituição heterométrica das unidades colúvias, cujos fragmentos de arenito, quartzo e pedorrelíquias atestam o caráter colúvial destas unidades. Além disso, o arranjo e diâmetro dos clastos que constituem o esqueleto permitem supor que o material foi depositado por fluxos com competência para erodir, transportar e depositar areias na fração grossa e fina, além de fragmentos erráticos de pedorrelíquias subarredondadas (*sensu* de Brewer, 1976) na fração grânulo. A descrição e interpretação da lâmina delgada oriunda do Colúvio I sugere que esta unidade foi submetida a sucessivos processos de ilúviação que originaram cutans, preenchantos e intercalações. A presença de dessas feições e de cutans justapostos e juntas planares (*joint planes*) apontam para a recorrência de processos de umidificação e ressecamento. Portanto, parece ser razoável admitir que, na época da deposição do Colúvio I, o ambiente tenha se tornado mais seco que na Fase 2, ou que as precipitações tenham se concentrado em determinados períodos do ano.

Como no Colúvio I, as unidades colúvias II e III apresentam pedofeições típicas de pedoambientes submetidos a ciclos de umedecimento e ressecamento (nódulos, juntas planares, cutans justapostos, entre outras). Entretanto, a presença de intercalações constituídas de ferrans e sesquans, com ou sem microlaminações

(figura 62), seguidamente transpassadas por preenchimentos densos, completos e incompletos formados pelo mesmo material das intercalações, indica formação por acreção ou mesmo intergeminção de cutans. Os resultados da química total, mais precisamente da relação molecular entre o $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_3$, $\text{SiO}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$, apontam para maior acúmulo ou mobilidade de ferro no Colúvio II. Com base nestes resultados, as descrições de campo e aos dados micromorfológicos, é possível se interpretar as intercalações e a intergeminção de cutans são feições pós-deposicionais, possivelmente contemporâneas aos dias atuais. Assim sendo, é admissível que as feições pedológicas e sedimentares das unidades colúvias II e III tenham sido total ou parcialmente obliteradas, e que as intercalações e mesmo a mobilidade do ferro, estejam relacionados ao ambiente atual. Porém a existência de baixos teores de matéria orgânica nas unidades colúvias IA, I, II e III pode ser entendida como resultado de uma conjunção de fatores como: precipitações concentradas ao longo do ano, cobertura vegetal com baixa produção de massa biológica (folhas, galhos etc) e pedoambiente oxidante. Este conjunto de fatores permitiria, apesar da acidez do pedoambiente, a rápida destruição da matéria orgânica. Enfim, é razoável admitir que durante a Fase 3 o ambiente é caracterizado por ciclos bem definidos de ressecamento e umedecimento, e que ao final desta fase o ambiente torna-se progressivamente mais úmido ou com precipitações melhor distribuídas ao longo do ano.

d) Fase pedossedimentar 4 – formação do solo atual e instalação de processos erosivos

Esta fase compreende o horizonte Ap e o Colúvio IV. O Colúvio IV possui pedofeições similares àquelas identificadas nas lâminas pertencentes às demais unidades colúvias diferindo, basicamente no teor de matéria orgânica. Em função destes elementos o Colúvio IV é considerado, neste trabalho, como unidade que representa a transição entre a Fase pedossedimentar 3 e a Fase pedossedimentar 4. Durante a deposição da unidade IV os ciclos de umedecimento e ressecamento persistiram, como atestam os nódulos cuja forma e superfície indicam formação *in situ*, possivelmente por acreção. A presença de fissuras oblíquas, identificadas em lâmina delgada, reforçam a hipótese de pedoambiente submetido a períodos de ressecamento. Entretanto, a presença de matéria orgânica, sem evidências de iluviação em lâmina delgada, sugere aumento da massa biológica vegetal, indicando

precipitações progressivamente melhor distribuídas durante o ano. Assim sendo, as condições bioclimáticas podem ser muito próximas da atual, responsável pela formação do horizonte Ap. Nesta fase instala-se a voçoroca Monjolo, que representa primeira grande dessecação do relevo nos últimos 20.000 anos A.P., pois considera-se que último grande evento erosivo, truncou o paleossolo P3, isto a mais de 20.000 anos.

Diante do exposto considera-se que os paleossolos estudados possuem feições pedológicas que correspondem à parte de sua história evolutiva e que o corpo pedossedimentar estudado permite reconstituir o seu ambiente de formação, sugerindo quais foram as condições ambientais pretéritas que se alternaram nos últimos 44.000 anos. Os resultados deste trabalho ainda necessitam de resolução mais acurada e de maior detalhamento dos paleossolos próximos à área estudada. Acredita-se que o desdobramento desses resultados e o aprofundamento de pesquisas nos paleossolos e materiais coluviais da região possam, no futuro, fornecer um quadro acurado da evolução geomorfológica do Sul do Segundo Planalto Paranaense nos últimos 44.000 anos.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR NETO, A.; COLANERI, S.; BATOLLA JÚNIOR, F. **Projeto Leste do Paraná**. Relatório Geológico Final. Folha Ponta Grossa - SG. 22-X-C-II-2. São Paulo: DNPM/CPRM, 1977.
- ALONSO, M. T. A. Vegetação In: **Geografia do Brasil** - Região Sul. Rio de Janeiro, IBGE v. 5, p. 81-109, 1977.
- ALLEN, J. R. L. Sedimentology of the Old Red Sandstone (Siluro-Devonian) in the Cleve Hills area, Shropshire, England. **Sedimentary Geology**, v. 12, p. 71-167, 1974.
- ANDREIS, R. R. **Identificación e Importância Geológica de los Paleosuelos**. Porto Alegre. Ed. da URS, 1981. 67p.
- AUBERT, G.O.; BOULAINÉ, J. **La Pédologie**. Paris: Press Universitaire de France, Col. "Que Sais-Je", n.342, 1967. 126p.
- AYLMORE, L. A G. e QUIRK, J.P. Domain of turbostatic structure of clays. **Nature**, v.187, 1046-1048, 1960.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1989.
- BATES, R. L.; JACKSON, J. A. **Glossary of Geology**. 4^a ed Virginia: Julia A. Jackson Ed., 1997. 769p.
- BEHLING, H. South and Southeast Brazilian grassland during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19-27, 2002.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Significado paleogeográfico e paleoclimáticos dos depósitos rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**. n. 16/17, p. 7-16 jul, 1966.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. D.; PASSOS, E. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. **Bol. Univ. Federal do Paraná**, Curitiba, n. 18, p. 01-107, 1966.
- BIRKERLAND, P. W. **Pedology, Weathering and Geomorphological Research**. London: Oxford Press, 1974. 285p.
- BIRKERLAND, P. W. **Soils and Geomorphology**. New York: Oxford University Press, 1984.
- BOCKHEIM, J. G. e GENNADIYEV. The role of soil forming in the definition of taxa in Soil Taxonomi and the World Soil Reference Base. **Geoderma**, v. 95, p. 53-72. 2000.

BOCQUIER, G. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Mém. Office Rech. Sci. Tech. Outre-Mer (ORSTOM), Paris, 62, p.350, 1973.

BOMBIN, M.; KLAMPT, E. Evidências paleoclimáticas em solos do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre. **Anais Sociedade Brasileira de Geologia**, v.1, p.183-193, 1976.

BOULET, R. Análise Estrutural da Cobertura Pedológica e Cartográfica. In: Congresso Brasileiro de Ciências do Solo "A responsabilidade social da ciência do solo". 26. 1998, Campinas. **Anais...** Campinas: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 1998, p.79-90.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedade dos solos**. Trad. Antonio B. N. Figueiredo Fo. 7. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989. 898p

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. 2. ed. Nova Iorque: Krieger, 1976. 482p.

BRINKMAN, R.; JONGMANS, A. G.; MIEDEMA, R.; MAASKANT, P. Clay decomposition in seasonally wet acid soil. **Geoderma**, v. 10, p. 259-279, 1973.

BULLOCK, P. The role of micromorphology in the study of Quaternary soil processes. In: BOARDMAN, I. (ed) **Soils and Quaternary landscape evolution**. New York: John Wiley & Sons, 1985. 391p.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for Soil Thin Section Description**. Albrighton, Wayne Research Publications, 1985.152p.

BUURMAN, P. Possibilities of paleopedology. **Sedimentology**, v.22, p.289-298, 1975.

BUURMAN, P. Palaeosols in Reading Beds (paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. **Sedimentology**, v. 27, n. 5, p. 593-606, 1980.

CAMARGO, G. **Processo de erosão no Centro e Sul do Segundo Planalto Paranaense: evolução de encosta e influência da erosão subterrânea na expansão de voçorocas**. 1998. 210p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

CAMARGO, G.; OLIVEIRA, M. A. T. de. Análise tridimensional de volumes de solo e evolução de encosta em área afetada por erosão em voçorocas e em túneis no sul do Segundo Planalto paranaense. **Geosul**. Florianópolis, v. 14, n.27, p. 430-437, 1998.

CANUTO, J. R. **Origem dos diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé, no sul do Estado do Paraná e Norte do Estado de Santa Catarina**. 1985. 186 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo. São Paulo.

CASTRO, S. S. Micromorfologia de solos: pequeno guia para descrição de lâminas delgadas. Apostila. IPT/CAPEXCOFECUB/DG-USP, 1989.

CASTRO, S.S. de. Micromorfologia de solos aplicada ao diagnóstico de erosão. In: GUERRA, A.J.T.; SILVA, A.S.da; BOTELHO, R.G.M. **Erosão e conservação dos solos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p 127-163.

CATT, J. A. Soil and Quaternary geology in Britain. **Journal of Soil Science**, v.30, p. 233-246, 1979.

CATT, J. A Paleopedology Manual. **Quaternary International**. Oxford, v.6, 96p, 1990.

CHESWORTH, W. Weathering systems. In: MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W. **Weathering, Soils e Paleosols**, Amsterdam: Elsevier, 1992. p. 19-39.

COLANERI, S; CARVALHO, M. A. da S.; BATOLLA JÚNIOR, F. **Projeto Leste do Paraná**. Relatório Geológico Final. Folha Palmeira - SC.22-X-C-II-4. São Paulo: DNPM/CPRM, 1977.

COMISSÃO DA CARTA GEOLÓGICA DO PARANÁ. **Folha Geológica de Porto Amazonas**. Curitiba: UFPR, 1966. 1 mapa: monocromático; 55 x 50 cm. 1:50000 (Folha XXIV-9. CODEPAR em colaboração UFPR, PDE, IBPT, DGTC, PETROBRAS, DER, COPEL, IBGE e CNP).

COSTA VERDADE, F. Análise Química Total. In: MONIZ, A. C. (Coord.) **Elementos de Pedologia**. São Paulo: EDUSP, 1972. p. 209-221.

CURI, N.; LIMA, P.C.; LEPSCH, I. F. Terminologia de micromorfologia do solo. **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.10, p.34-43, 1975.

DERBYSHIRE, E. Characteristics, stratigraphy and chronology of loess and palaeosols, and their application to climatic reconstruction: a preface. **Catena**, v. 76/77, p. 1-5, 2001.

DORRONSORO, C. Análisis de una cronosecuencia de suelos. Disponível em <[http:// www.edafologia.ugr.es/index.htm](http://www.edafologia.ugr.es/index.htm), acessado em 14 set. 2004.

DROSDOFF, M.; NIKIFOROF, C. C. Iron-manganese concretions in Dayton soils. **Soil Sci.**, v. 49, 1940.

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solo. **Manual de Métodos de Análise de Solos**. 1979.

FAO - World reference base for soil resources. **World Soil Resources Rep.** v. 84, Rome. 1998

FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Manual Técnico de Pedologia. **Série Manuais Técnicos em Geociências**. n. 4, Rio de Janeiro, 1995, 103p.

FENWICK, I. Paleosols: Problems of recognition and interpretation. In: BOARDMAN, J. (Ed) **Soils and Quaternary landscape evolution**. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1985. 391p.

FITZPATRICK, E. A. **Micromorphology of soils**. Londres: Chapman and Hall Ltd., 1984. 432p.

FONSECA, A. C. Geoquímica de solos. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A.S.; BOTELHO, R. G. M. **Erosão e Conservação dos Solos: Conceitos, Temas e Aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 165-193.

FUCK, R. A. Nota explicativa da folha geológica de Quero-Quero. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, Curitiba, n. 19, 1966. 21p.

GERASIMOV, I. P. Nature and originality of paleosols. In: YAALON, D.H. (Ed). **Paleopedology, Origin, nature and dating of paleosols.**, International Society of Soil Science and Israel University Press, Jerusalem, 1971, p. 29-40.

GOUDIE, A.; ANDERSON, M.; BURT, T.; LEWIN, J.; RICHARDS, K.; WHALLEY, B.; WORSLEY, P. **Geomorphological Techniques**. Londres: Routledge, 1994. 570 p.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 2ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. 625p.

GÜNSTER, N.; SKOWRONEK, A. Sediment-soil sequences in the Granada Basin as evidence for long- and short-term climatic change during Pliocene and Quaternary in the Western Mediterranean. **Quaternary International**, v. 78, p. 17-32, 2000.

GÜNSTER, N. e SKOWRONEK, A. **Sediment-soil sequences in the Granada Basin as evidence for long- and short-term climatic changes during the Pliocene and Quaternary in the Western Mediterranean. Quaternary International**, v. 78, p. 17-32, 2001.

GUTIÉRREZ-ELORZA, M.; PEÑA-MONNÉ, J. L. Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. **Geomorphology**, n. 23, p. 205 –217, 1998.

HALL, G. F. Paleopedology and Geomorphology. In: WILDING, L. P.; SMECK, N. E. e hall, g.f. **Pedogenesis and Soil Taxonomy. Concepts and Interactions**, New York, Elsevier, 1983, 303 p.

JORGE, A. J. Matéria orgânica. In: MONIZ, A. C. (coord) **Elementos de Pedologia**. São Paulo: EDUSP, 1972. p. 169-177.

KEMP, R. A.; ZÁRATE, M. A. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. **Sedimentology**, v. 47, p. 3-14, 2000.

KLEIN, R. M.; HATSCHBACH, G. Fitofisionomia e notas complementares sobre o mapa fitogeográfico de Quero-Quero (PR). **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 28 e 29, p. 159-188, 1971.

KRAUS, M. J. Mesozoic and Tertiary paleosols. In: MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W. **Weathering, Soils e Paleosols**, Amsterdam: Elsevier, 1992. p.525-542.

LEHMAN, T. M. Upper Cretaceous (Maastrichtian) palaeosols in Trans-Pecos – Texas. **Bulletin Geological Society of America**, v. 101, n. 2, p. 188 -203, 1989.

LEIGH, D. S.; Mc SWEENEY, K.; KNOX, J. C. Micromorphology of a “welded” Sangonmoniam to wisconsinian age paleosol in south western Wisconsin. **Catena**, v.16, p.575-587, 2000.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Rio de Janeiro: José Olympio, 1981, 450p.

MARTINI, I. P.; CHESWORTH, W. Reflections soils and paleosols. In: MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W. **Weathering, Soils e Paleosols**, Amsterdam: Elsevier, 1992. p.3-16.

McFADDEN, L. D.; TINSLEY J. C. Rate and depth of pedogenic carbonate accumulation in soils: formulation and testing of a compartment model. In: Soil and Quaternary geology of southwestern United States. Special Paper Geological Society América, n. 203, 23-41. 1985.

McFADDEN, L. D.; Mc AULIFFE, J. R. Lithologically influenced geomorphic responses to Holocene climatic changes in the Southern Colorado Plateau, Arizona: A soil-geomorphic and ecologic perspective. **Geomorphology**, n. 19, , p. 303-332, 1997.

MENDONÇA, F. de A. **O clima e o planejamento urbano de cidades de porte médio e pequeno: proposição metodológica para estudo e sua aplicação à cidade de Londrina PR. 1994 Tese (Doutorado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. São Paulo.**

MEIS, M. M.; COELHO NETO, A. L.; MOURA, J. R. da S. As discontinuidades nas formações colúvias como condicionantes dos processos hidrológicos e de erosão acelerada. In: Simpósio Nacional de Controle de Erosão, 3, 1985, Maringá. **Anais ... Maringá: ABGE, 1985, 1-11 p.**

MODENESI, M.C. Hillslope forms and Quaternary deposits in the Itatiaia plateau – RJ-Brazil. In: **International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary, São Paulo, Brazil, Special Publication, n. 1, 1989, p. 293-300.**

MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Hillslope deposits and the quaternary evolution of the Altos Campos - Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 504-510, 2000.

MONTEIRO, C. A. F. Clima. In: **Geografia do Brasil - Região Sul**. Rio de Janeiro, IBGE, v. 4, t. 1, p. 114-166, 1968.

MOURA, J. R. S. **Transformações ambientais durante o Quaternário tardio no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP-RJ)**. 1990. 267p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

MOURA, J. R. da S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S.B. (Org.) Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 335-364.

MOURA, J. R. da S.; SILVA, T.M. Complexo de rampas de colúvio. In. CUNHA, S. B. da; GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 143-180.

MOURA, J. R. da S.; PEIXOTO, M. N. D.; SILVA, T. M. Geometria do relevo e estratigrafia do Quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro - Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v.21, n.2, p. 255-265, 1991.

MOUSINHO, M. R.; BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**. Curitiba, n. 16/17, p. 43-84, 1965.

MUGGLER, C.C. e BUURMAN, P. Erosion, Sedimentation and Pedogenesis in a polygenetic Oxisol Sequence in Minas Gerais, Brasil. **Catena**, n. 41, p. 3-17. 2000.

MUNSELL soil collar chart. Baltimore, Munsell Collor Company, 2000. Tab.

NAHON, D. B. **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering**. Nova Iorque: John Wiley & Sons, 1991. 313 p.

NETTLETON, W. D.; OLSON, C. G.; WYSOCKI, D. A. Paleosol classification: problems and solutions. **Catena**, n.41, p. 93-109, 2000.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1989.

OLIVEIRA, J. B. de. Fatores de Formação. In: MONIZ, A. C. (Coord.) **Elementos de Pedologia**. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos Ed. 1975. p.275-288.

OLIVEIRA, M. A. T. e CAMARGO, G. Integração de estruturas de abatimento e erosão por voçorocas. **Sociedade e Natureza**, Uberlândia, n. 15, p. 117-120, 1996.

OLIVEIRA, M. A. T. e PEREIRA, K. N. Identificação de solos coluviais em áreas de cabeceira de drenagem: Cerro do Touro, Campo Alegre (SC). **Geosul**, Florianópolis, v. 14, n. 27, p. 476-481, 1998.

OLIVEIRA, M. A. T. de; CAMARGO, G.; PAISANI, J.C.; CAMARGO FILHO, M. Caracterização paleohidrológica de estruturas sedimentares quaternárias através de análises macroscópicas e microscópicas: do registro sedimentar local aos indícios de mudanças globais. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v 28, n.2, p 183-195, 2001

PAISANI, J.C.; OLIVEIRA, M. A. T.de. Desenvolvimento de incisão erosiva (voçoroca) descontínua e desconectada da rede hidrográfica em área de cabeceira de drenagem: o caso da Colônia Quero-Quero (Palmeira-PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 51-58, 2001.

PALKA, J. Nota explicativa da Folha Geológica de Porto Amazonas. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**. Curitiba, n. 22, 21p, 1966.

PALMIERI, F. e LARACH, J. O I. Pedologia e Geomorfologia. In: GUERRA, A J. T.; CUNHA, S.B. da (org). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1996. 388 p.

PETRI, S. E FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 1983.

PETTIJOHN, P.E. **Sedimentary rocks**. Nova Iorque: Harper & Row Ed., 1975, 628p.

PHILLIPS, J. D. Relative ages wetland surfaces by pedogenic development. **Physical Geography**, v.11, p.363-378, 1990.

PHILLIPS, J. D. Progressive and Regressive Pedogenesis and Complex Soil Evolution. **Quaternary Research**, v. 40, p. 169-176, 1993.

PHILLIPS, J. D. Divergent evolution and the spatial structures of soil landscape variability. **Catena**, v.43, p. 101-113, 2001.

QUEIROZ NETO, J. P. Pedologia: conceito, método e aplicações. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 3, p.95-102, 1984.

QUEIROZ NETO, J. P. Geomorfologia e Pedologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.1, n. 1, p.59-67, 2000.

RETALLACK, G. J. Fossil soils as grounds for interpreting the advent of large plants and animal on land. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Bull.** v. 58, p. 92-571. 1985.

RETALLACK, G. J. **Soil of the Past**: a introduction to paleopedology. Londres: Ed. Academic Division of Unwin Hyman, 1990. 520p.

RETALLACK, G. J. Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation. **Annual Reviews of Earth and Planetary Science**, v. 19, p. 183-206, 1991.

RETALLACK, G. J. Paleozoic paleosols. In: MARTINI, I.P.; CHESWORTH, W. **Weathering, Soils e Paleosols**, Amsterdam: Elsevier, 1992. p.543-569.

RETALLACK, G.J. **A colour Guide to Paleosols**. Chichester: Ed. John Wiley & Sons Lt., 1997a. 175p.

RETALLACK, G. J. Early Triassic Palaeosols. **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 44, n.2, p. 185-201, 1997b.

REUTER, G. A logical system of paleopedological terms. **Catena**, n.41, p. 93-109, 2000.

ROCHA CAMPOS, A. C. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Parana Basin: (1) Problems in Brazilian Gondwana Geology. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER,

R. D.; PINTO, I. D. **International Symposium on Gondwana Stratigraphy and Paleontology**. Curitiba, Brasil, p. 27-102, 1967.

ROESCHMANN, G. Problems concerning investigations of paleosols in older sedimentary rocks, demonstrated by the example of Wurzelböden of the Carboniferous System. In: YAALON, D. H. I **Paleopedology, Origin, Nature and dating of paleosols.**, International Society of Soil Science and Israel University Press, Jerusalém, 1971, p.311-320.

RUELANN, A. The history of soil: some problems of definition and interpretation. In: YAALON, D.H. (Ed) **Paleopedology, Origin, nature and dating of paleosols.** International Society of Soil Science and Jerusalém University Press, Jerusalém. 1971, p.3-4.

RUHE, R. V. **Geomorphology, Geomorphic Process and Superficial Geology**. Boston: Houghton Mifflin, 1975. 219p.

RUHE, R. V. Quaternary paleopedology. In: WRIGHT, H. E.; FREV, D. G. (Ed). **The Quaternary of the United States.** (s/l)1965. p. 64-75.

RUNGE, E. C. A. Soil development and energy models. **Soil Science.** v 115, p.93-183, 1973.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais ...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, p. 41-65.

SEHGAL, J. L.; STOOPS, G. Pedogenic calcic accumulation in arid and semi-arid regions of the Indo-Gangetic alluvial plain of the erstwhile Punjab (Índia). Their morphology and origin. **Geoderma**, v.8, p. 58-72, 1972.

SELLEY, R. C. **Applied sedimentology**. Londres: Academic Press Limited, 1988. 446p.

SHEPARD, F.P. Nomenclature base don sand-silt-clay ratios. **Journal Sedim. Petrology**, v. 24, p. 151-158, 1954.

SIMONSON, R. W. A multiple-process model of soil genesis. **Quaternary Soils**, v.14, 1978. p. 1-25.

SMITH, R. M. Alluvial paleosols and pedofacies sequences in the permian lower beaufort of the southwestern Karoo basin. **South Africa. Journal of Sedimentary Petrology**, n.2, v.60, p. 258-276, 1990.

SOIL SURVEY STAFF. Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys, United States Departament of Agriculture, Soil Conservation Service Agricultural Handbook. U.S. Governement Printing Office, Washington, DC, 1975. 436 p.

SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1973. 280p.

SUGUIO, K. **Rochas Sedimentares**, São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 500p.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 1.222p.

TERUGGI, M. E.; ANDREIS, R. R. Micromorphological recognition of paleosolic features in sediments and sedimentary rocks. In: YAALON, D. H. (Bull) **Paleopedology – origin, nature and dating of paleosols**, Jerusalém: Intl. Soc Soil Sci e Israel Universities Press, p. 161-172, 1971.

TERUGGI, M. E. e ANDREIS, R. R. Composición, estabilidad mineral y acción climática en sedimentos argentinos. **Revista del Museo de La Plata**, n. 58, Sección Geología, t. VII p. 175-206, 1971.

TERUGGI, M. E.; MAZZONI, N.M.; DALLA SALDA, L.H.; SPALLETTI, L. A. Nuevos criterios para la estratigrafía Del Cuaternario de las barrancas de Mar Del Plata – Miramar. **Anales Del Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Técnicas**. La Plata, v.2, p. 135-147, 1974.

THOMÉ JR., J. B. **Manual para interpretação de análise de solo**. Guaíba: Agropecuária, 1997, 247p.

VALADARES, J. M. A. S. Microelementos. In: MONIZ, A. C. (Coord.) **Elementos de Pedologia**. São Paulo: EDUSP, 1972. p. 199-208.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 1991.

VESTER, E.; Van ROOYEN, T.H. Palaeosols on a fluvial terrace at Driekop, Northern Province, South Africa as indicators of climatic changes during the Late Quaternary. **Quaternary International**, n. 57 e 58, p. 229 – 235, 1999.

VIEIRA, L. S. **Manual da Ciência do Solo**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1975. 464p.

WEBSTER, R. Is soil variability random? **Geoderma**, v. 97, p. 149-163, 2000.

WUTKE, A. C. P. Acidez. In: MONIZ, A. C. (Coord.) **Elementos de Pedologia**. São Paulo: EDUSP, 1972. p. 149-168.