

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

**O SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE DEPÓSITOS DE ENCOSTA E DE  
PREENCHIMENTO DE CANAL NO MUNICÍPIO DE LAPA (PR) NO SUL DO  
SEGUNDO PLANALTO PARANAENSE**

**Florianópolis, novembro de 2005**

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

**Gisele Camargo**

**O significado paleoambiental de depósitos de encosta e de preenchimento de canal no município de Lapa (PR) no sul do Segundo Planalto Paranaense**

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

**TESE DE DOUTORADO**

Área de concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais

Florianópolis/SC, novembro de 2005

**O SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE DEPÓSITOS DE ENCOSTA E DE  
PREENCHIMENTO DE CANAL NO MUNICÍPIO DE LAPA (PR) NO SUL DO  
SEGUNDO PLANALTO DO PARANAENSE**

**Gisele Camargo**

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: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira Oliveira (UFSC)

Membro: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr.

Membro: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr.

Membro: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr.

Membro: \_\_\_\_\_  
Prof. Dr.

Florianópolis- SC, outubro de 2005

*Dedico este trabalho ao meu esposo Maurício que me apoiou incessantemente nesses anos e à minha filha Isabela que veio no meio desta jornada e trouxe mais luz à minha vida.*

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira pela orientação eficiente e segura e pelo incentivo no desenvolvimento do trabalho. Minha eterna gratidão.

Ao esposo Mauricio que esteve presente em todas as etapas deste trabalho como companheiro afetuoso e paciente e como geomorfólogo 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.

A Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Gerusa Maria Duarte pela disposição em auxiliar nas discussões de campo.

Ao Prof. Dr. Edson Tomazelli pelo auxílio nos trabalhos de campo.

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 Vagner Mascarello, Melina Mara de Souza e Wellington Barbosa da Silva pelo auxílio nos trabalhos de campo e de gabinete.

## RESUMO

A base dos estudos de caracterização paleoambiental desenvolvidos no sul do Segundo Planalto do Paraná, acerca dos depósitos aluviais alúvio-coluviais em encostas da região tem se constituído no reconhecimento de seqüência de eventos erosivos e deposicionais na perspectiva de estabilidade e instabilidade do ambiente. O presente estudo foi desenvolvido em encosta que apresenta em seu setor mais baixo, em seção de corte de estrada, nítidos níveis estratificados, intercalados com horizontes organo-minerais e estrutura de corte e preenchimento com estruturas sedimentares internas bem preservadas. O objetivo foi reconhecer, através da distribuição e caracterização dos depósitos da média e baixa encosta, dos materiais e estruturas sedimentares preservadas, os processos erosivos e deposicionais que proporcionaram a acumulação dos sedimentos ou atuaram sobre eles. A abordagem metodológica empregada enfatizou a distribuição tridimensional e estratigráfica dos depósitos de média e baixa encosta obtida através da construção de topossequências. Ela revelou a presença de camadas aluviais e alúvio-coluviais recobrimo a encosta e a ocorrência de três horizontes organo-minerais formados sobre estes depósitos. A seção geológica exposta em corte de estrada possibilitou a descrição detalhada dos depósitos e estruturas de deposição em encosta e canal preenchido; aliadas ocorreram caracterização textural dos sedimentos e datação de dois depósitos de preenchimento de canal e de um horizonte organo-mineral. Este trabalho possibilitou o reconhecimento de depósitos alúvio-coluviais e aluviais, relacionados com fluxos densos e fluxos menos viscosos respectivamente. A abordagem relativa à caracterização de detalhe de estruturas de sedimentação aliada à caracterização textural dos sedimentos possibilitou a interpretação dos eventos geradores dos depósitos avaliados. A aplicação da micromorfologia na análise de depósitos de encosta e de preenchimento de canal mostrou principalmente os fluxos geradores dos sedimentos e sua evolução pedológica posterior. Os resultados obtidos colocam em evidência que, na formação das unidades alúvio-coluviais, foram predominantes os fluxos densos sobre os fluxos menos viscosos. Os primeiros geraram depósitos maciços de constituição granulométrica heterogênea, enquanto os segundos geraram lentes conglomerática e arenosas. Duas fases de estabilidade ambiental estão registradas através de paleorizontes organo-mineral, sendo a mais recente datada de 22.050 (+620-580) anos AP. Sucedendo imediatamente esse período de estabilidade há, primeiramente, registro de ressecamento do ambiente e posterior processo de deposição de areia recobrimo esse paleorizonte. Esse período de instabilidade está registrado através de estruturas de corte e preenchimento indicando tratar-se dos segmentos a montante e a jusante de antiga voçoroca que cortou os depósitos de encosta. O entulhamento do paleocanal deu-se pelo menos em duas fases distintas, sendo a primeira entre 26.830 +/- 2.600 anos e 22.100 +/- 2700 anos, com fluxos que vieram de N20-45E, e a segunda fase, posterior àquela com fluxos no sentido 120 a 150° SE. Estruturas de deformação envolvendo as unidades sedimentares da base da seção marcam também os depósitos da encosta. Cinco diferentes fases na história evolutiva da encosta foram identificadas, caracterizando períodos alternados de estabilidade e instabilidade do ambiente. A partir de correlações e datações absolutas efetuadas, foi possível estabelecer uma cronologia de eventos que dominaram a encosta no Pleistoceno Superior.

## RESUMÉ

La base des études de caractérisation du paléomilieu au sud du Segundo Planalto do Paraná, à propos des dépôts colluviaux et alluviaux aux pentes de la région, se font reconnaître dans la suite d'événements d'érosions et de dépôts, dans la perspective de la stabilité et de l'instabilité du terrain. Cette étude a été développée dans une pente présentant dans son secteur le plus bas, à l'affleurement, des niveaux nettement stratifiés aux horizons organo-minéraux insérés, et structure d'excavation et remplissage, aux structures sédimentaires internes bien préservées. Le but a été celui de reconnaître, d'après la distribution et la caractérisation des dépôts de moyenne et basse pente, dans le matériel et les structures sédimentaires préservées, les processus d'érosion et de sédimentation qui ont exercé une action sur eux. On a employé une approche méthodologique qui a souligné la distribution tridimensionnelle et stratigraphique des sédiments de moyenne et basse pente obtenue à travers la construction de toposéquences. Cette approche a dévoilé la présence de couches de caractère colluvial prédominant recouvrant la pente et l'existence de trois horizons organo-minéraux formés sous ces sédiments. La section géologique exposée dans l'affleurement a permis la description détaillée des sédiments et des structures sédimentaires à la pente et chenal rempli ; on a fait la caractérisation de la texture des sédiments et la datation de deux dépôts de remplissage de chenal et d'un horizon organo-minéral. Ce travail a permis de reconnaître des dépôts colluviaux-alluviaux et alluviaux, en rapport à des flux plus ou moins épais. L'approche concernant la caractérisation de détail de structures sédimentaires, liée à la caractérisation de la texture des sédiments, a permis l'interprétation des événements générateurs des dépôts évalués. L'utilisation de la micromorphologie dans l'analyse de dépôts de pente et de remplissage de chenal, a surtout montré les flux générateurs des sédiments et sa postérieure évolution pédologique. Les résultats obtenus mettent en évidence que, dans la formation des unités colluviales-alluviales, les flux les plus épais l'ont emporté sur les épais. Les premiers ont engendré des dépôts massifs d'une constitution granulométrique hétérogène, alors que les autres ont engendré des lentilles conglomératiques et sableuses. Deux phases de stabilité de l'environnement sont signalées à travers les paléosols, la plus récente datée de 22.050(+620/-580) ans. Aussitôt après cette période de stabilité, il y a d'abord l'indication de dessèchement de l'environnement et le processus postérieur d'accumulation de sable recouvrant ce paléosol. Cette période d'instabilité est marquée par des structures d'excavation et remplissage indiquant qu'il est question des segments en amont et à jusan de l'ancienne ravine que a coupé les dépôts de la pente. L'encombrement du paléochenal a eu lieu, au moins, en deux phases distinctives ; la première entre 26.830 (+/-2.600) ans et 22.100 (+/-2700) ans, ayant des flux venus N20-45E, et la deuxième phase, postérieure à celle-là, ayant des flux dans le sens 120° à 150° SE. Des structures concernant les unités sédimentaires de la base de la section marquent aussi les dépôts de la pente. On a identifié cinq différentes phases dans l'histoire de l'évolution de la pente, ce qui caractérise des périodes de stabilité et d'instabilité tour à tour de l'environnement. À partir des corrélations et des datations radiométriques, il a été possible d'établir une chronologie d'événements qui ont comblé la pente au Pléistocène Supérieur.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	Mapa de localização da área de estudo.....	29
FIGURA 2	Direções preferenciais de feições estruturais e voçorocas do Centro e Sul do Segundo Planalto paranaense .....	36
FIGURA 3	Modelo de evolução de encosta. Seqüência de estados que originaram volumes de solo da encosta .....	38
FIGURA 4	Aerofoto da área de estudo.....	40
FIGURA 5	Exposição frontal da encosta Colher.....	40
FIGURA 6	Topografia da encosta Colher .....	41
FIGURA 7	Processos de erosão em encostas .....	54
FIGURA 8	Formas de leito básicas desenvolvidas em diferentes tipos de regime de fluxo.....	64
FIGURA 9	O conceito de regime de fluxo em um canal fluvial .....	65
FIGURA 10	Nomenclatura de acamamento (ou estratificações) e laminações de rochas sedimentares, baseada em suas espessuras (Modificado de Ingram, 1954 e Campbell, 1967) .....	74
FIGURA 11	Nomenclatura básica de estratificação cruzada (modificado de SELLEY, 1988).....	79
FIGURA 12	Fendas de dessecação causadas por contração de argilas que formam fissuras cônicas arranjadas em blocos poligonais e subsequentemente preenchidas por areia (modificado de SELLEY, 1998) .....	84
FIGURA 13	Localização na encosta das seções estratigráficas Colher e Formigueiro .....	101



FIGURA 14	Localização dos perfis detalhados na seção Colher .....	103
FIGURA 15	Perfil 1 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais. ....	104
FIGURA 16	Perfil 2 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais .....	106
FIGURA 17	Perfil 3 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais. O indicativo numerado representa o ponto de coleta das amostras .....	108
FIGURA 18	Perfil 4 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais .....	110
FIGURA 19	Perfil 5 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais. O indicativo numerado representa o ponto de coleta das amostras .....	112
FIGURA 20	Seção Colher, unidades sedimentares e organo-minerais e estruturas sedimentares e de corte e preenchimento que a compõem .....	114
FIGURA 21	Horizonte Organo-mineral 1 desenvolvido em unidade Areia-argilosa Cinzenta. Sobrejacentes ocorrem Alúvio-colúvio 1 e Alúvio 2 (O cartão-escala apresenta duas faixas centrais azuis correspondentes a 10 cm. Na lateral esquerda a escala é centimétrica).....	116
FIGURA 22	Horizonte Organo-mineral 2 capeado por nível arenoso.....	118

- FIGURA 23 A estrutura de corte e preenchimento denominada Canal Colher, nela incluem-se a distribuição granulométrica nos segmentos base e topo do canal, triângulos de classificação granulométrica e curvas de frequência acumulada das amostras que forma e os pontos de amostragem que são indicados por letras, números ou ambos .....123
- FIGURA 24 Seção Formigueiro com representação da estrutura de corte e preenchimento, das estruturas sedimentares que formam o depósito de preenchimento de canal, da localização dos pontos de coleta das amostras, da distribuição granulométrica, da textura e a cor das amostras de sedimento coletadas .....126
- FIGURA 25 Localização das 13 amostras de sedimentos destinadas à micromorfologia. a) Seção Colher. b) Seção Formigueiro .....134
- Figura 26 Laminação plano-paralela em lentes do Alúvio-colúvio 1 e Alúvio 2 em que se alternam camadas com sedimentos finos e grossos expostos no Perfil 4. Na base da seção aparece Horizonte Organo-mineral 1 (Escala graduada em centímetros, à esquerda, com faixas centrais de 10 cm).....135
- FIGURA 27 Laminações com alternância de sedimentos minerais e sedimentos orgânicos do Alúvio-colúvio 1 (Am 92).....136
- FIGURA 28 Microfotografia da lâmina 65. a) localização da amostra no Perfil 3 da Seção Colher; b) localização da lâmina na fatia da amostra 65; c) microfotografia do terço inferior da lâmina com plasma isótopo de tendência ondúlica; d) microfotografia do terço médio da lâmina destacando a presença de pedorrelíqueas; e) microfotografia do terço superior da lâmina, destacando o aumento nas dimensões das pedorrelíqueas, quando comparadas com as do terço médio e inferior da lâmina, imagens “c” e “d” .....140

- FIGURA 29 Estrutura maciça em sedimentos de encosta. a - Estrutura maciça envolvendo clastos heterométricos (Am.84) b – Estrutura maciça em sedimentos de encosta com constituintes grossos predominantes no tamanho grânulo, não exhibe estratificação ou distribuição uniforme dos constituintes granulométricos (Am 80).....143
- FIGURA 30 a) Localização da amostra no Perfil 2 da Seção Colher. b) localização da amostra na fatia da amostra 54b; c) microfotografia da lâmina 54b com destaque para a elevada participação das pedorrelíquias e para os ortoporos de empilhamento e cavidades.....146
- FIGURA 31 Microfotografias da lâmina 80.2. a) localização da amostra no Perfil 1 da seção Colher. b) localização da lâmina na fatia da amostra 80.2; c) distribuição relativa porfírica aberta e de base aleatória (5 ampliações) (note presença de nódulos milimétricos nesta porção da lâmina) d) detalhe do plasma esquel-massépico .....148
- FIGURA 32 Marcas de estrutura fluidizada em seqüência de lâminas em sedimentos finos do Alúvio-colúvio 1 (Am 92).....150
- FIGURA 33 Falha de micro-escala em superfície de contato de sedimentos grossos (a) e finos (b) do Alúvio-colúvio 1 (Am 82).....151
- FIGURA 34 a) Zona de contato entre Horizonte Organo-mineral 2 e as areias que penetraram nas fendas de dessecação (Am 59). Em b) fendas de dessecação preenchidas por areia no Horizonte Organo-mineral 1, com destaque para o nível de oxidação.....152
- FIGURA 35 a) Localização da amostra no Perfil 1; b) localização da lâmina na fatia da amostra 59a; c) microfotografia da lâmina 59a (note a variação na estrutura plásmica da amostra) .....155

- FIGURA 36 a) deformação de sedimentos junto ao canal da Seção Colher: neste setor o abatimento das unidades Areia-argilosa Cinzenta e Horizonte Organo-mineral 2 ..... 157
- FIGURA 37 Sucessão de estruturas e seqüências sedimentares de depósitos de preenchimento de canal da Seção Colher. A seqüência 1 é de lâminas plano-paralelas. A seqüência 2 é formada por lâminas inclinadas. A seqüência 3 é constituída por laminação cruzada festonada. A seqüência 4 é formada por estrutura de marca ondulada. A seqüência 5 é formada por laminação cruzada festonada de dimensão ligeiramente inferior a da seqüência 3. As seqüências 6, 7, 8, 9 e 10 são composta por lâminas e estratos cruzados planares ..... 161
- FIGURA 38 Canal da seção Formigueiro ..... 162
- FIGURA 39 Representação da Seção Formigueiro com as estruturas sedimentares dos depósitos de preenchimento de canal ..... 162
- FIGURA 40 Laminação plano-paralela de sedimentos da base do Canal Colher. Alternam-se sedimentos arenosos formados por quartzo com sedimentos granulosos formados por fragmentos de rocha (Am 70) ..... 163
- FIGURA 41 Estratos plano-paralelos em depósitos de preenchimento de canal da Seção Formigueiro (amostra 4) ..... 164
- FIGURA 42 a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro. b) localização da lâmina na fatia da amostra P2; b1) corte transversal de biotúbulos (raízes) preenchidos com oxiidratado de ferro; c) microfotografia destacando o plasma isótopo (opacidade causada pelo ferro, húmus ou ambos), da lâmina P2..... 166
- FIGURA 43 – a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da amostra P3. “c” e “d”

- microfotografias da lâmina P3; c) microfotografia de detalhe de lâmina formada por material fino, com distribuição relativa (*c/f*) porfírica aberta ..... 170
- FIGURA 44 a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da amostra P4; “c” e “d” microfotografias da lâmina P4; c) microfotografia de detalhe da porção interna de biotúbulo preenchido por material oriundo do horizonte superior com distribuição relativa (*c/f*) porfírica simples; d) microfotografia de depósito aluvial com distribuição relativa (*c/f*) porfírica em plasma isótico. Vazio (V) ..... 173
- FIGURA 45 a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da amostra P6; c) microfotografia do esqueleto constituído de quartzo arredondado e subarredondado, liso e plasma isótico ..... 175
- FIGURA 46 a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da amostra P7b; em “c”, “d” e “e” microfotografias da amostra P7b; c) distribuição relativa porfírica simples, pontualmente quitônica da zona 1; d) microfotografia (zona 2) do estrato cujo esqueleto é formado, principalmente, por material na fração grânulo, areia muito grossa e grossa; e) detalhe do estrato com estrutura maciça da zona 3 ..... 179
- FIGURA 47 a) Localização da amostra P8 no Canal da Seção Formigueiro. b) localização da lâmina na fatia da amostra P8; c) microfotografia da zona 1 com destaque para o plasma isótico (Is), pontualmente esquel-massépico (Em); d) microfotografia da zona 2 destacando as pedorrelíquias ..... 182
- FIGURA 48 Face transversa de estratificação cruzada festonada, do canal da Seção Colher; apresenta segregação de minerais e rochas formadores das lâminas e estratos ..... 185

FIGURA 49	Estrutura de marca ondulada em depósito de preenchimento de canal – Seção Colher (seqüência 4) .....	186
FIGURA 50	Laminação inclinada em depressão erosiva da seção Formigueiro .....	187
FIGURA 51	a) Localização da amostra no Canal Colher. b) localização da lâmina na fatia da amostra 69; em c e d microfotografias de depósito aluvial (lâmina 69); c) microfotografia do esqueleto da seção um, formada basicamente por pedorrelíqueas (fragmentos de solo) com ausência de grãos de quartzo livre; relação (c/f) mônica. d) esqueleto formado por quartzo livre e pedorrelíqueas; distribuição (c/f) mônica .....	189
FIGURA 52	Face transversa de estratos cruzados planares do canal da Seção Colher (Am 73).....	192
FIGURA 53	a) Localização da amostra P10 no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da amostra P10; c) esqueleto constituído de arenito (Ar) na fração grânulo e areia muito grossa, quartzo (Qz); b) Microfotografia da zona de concentração de areia fina e média na zona 2; c) detalhe dos grãos de quartzo e da estrutura plásmica Isótica (Is).....	195
FIGURA 54	a) Localização da amostra 71 no Canal Colher; b) localização da lâmina na fatia da amostra 71; c) microfotografias da composição do esqueleto da amostra 71 .....	198
FIGURA 55	Paleocorrentes das estruturas de preenchimento de canal do Canal Colher .....	202
FIGURA 56	Localização das 10 toposseqüências construídas nos setores de média em baixa encosta da área de estudo.....	213
FIGURA 57	Toposseqüência A .....	215
FIGURA 58	Toposseqüência B .....	219

FIGURA 59	Toposseqüência C .....	222
FIGURA 60	Toposseqüência D .....	225
FIGURA 61	Toposseqüência E .....	228
FIGURA 17	Toposseqüência F.....	231
FIGURA 63	Toposseqüência G .....	234
FIGURA 64	Toposseqüência H .....	237
FIGURA 66	Toposseqüência J.....	243
FIGURA 67	Distribuição das rochas no setor estudado .....	247
FIGURA 68	Distribuição do Depósito de Fragmentos de Folhelho no setor da encosta estudado.....	248
FIGURA 69	Distribuição da Areia-argilosa Cinzenta 1 no setor da encosta estudado .....	249
FIGURA 70	Distribuição do Horizonte Organo-mineral 1 no setor da encosta estudado.....	250
FIGURA 71	Distribuição do Alúvio 1 no setor da encosta estudado.....	252
FIGURA 72	As diferentes camadas que compõem o Alúvio 1 .....	252
FIGURA 73	Distribuição do Alúvio-colúvio 1 no setor da encosta estudado ...	254
FIGURA 74	Distribuição dos Horizontes Organo-minerais 2 e 3 no setor da encosta estudado.....	255
FIGURA 75	Distribuição do Alúvio 2 no setor da encosta estudado.....	256
FIGURA 76	Representação das seis camadas que formam o Alúvio 2 .....	257
FIGURA 77	Distribuição do Horizonte B no setor da encosta estudado.....	260

## LISTA DE QUADROS

QUADRO 1	Esquema para descrição de estruturas sedimentares (Conybeare e Crook ,1982).....	44
QUADRO 2	Classificação de processos de encosta .....	55
QUADRO 3	Classificação qualitativa para carbono orgânico e matéria orgânica no Brasil .....	59
QUADRO 4	Sumário das formas de leito mais comuns e as estruturas sedimentares relacionadas ao regime de fluxo .....	64
QUADRO 5	Classificação de estruturas sedimentares.....	67
QUADRO 6	Classificação de estruturas sedimentares primárias .....	68
QUADRO 7	Classificação de estruturas sedimentares primárias mais comuns .....	69
QUADRO 8	Nomenclatura de classes e espessuras de camadas e lâminas segundo Ricci- Lucchi (1970).....	74
QUADRO 9	Resultado de datação de sedimentos e horizonte organo-mineral da Seção Colher .....	128
QUADRO 10	Síntese das estruturas sedimentares de baixa encosta da Seção Colher .....	158
QUADRO 11	Síntese das estruturas sedimentares de depósitos de preenchimento de canal das Seções Colher e Formigueiro.....	200
QUADRO 12	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência A .....	216



QUADRO 13	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência B .....	220
QUADRO 14	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência C .....	223
QUADRO 15	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência D .....	226
QUADRO 16	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência E .....	229
QUADRO 17	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência F .....	232
QUADRO 18	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência G .....	235
QUADRO 19	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência H .....	238
QUADRO 20	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência I .....	241
QUADRO 21	Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência J .....	244

## SUMÁRIO

<b>INTRODUÇÃO</b> .....	24
<b>CAPÍTULO I - O EXTREMO SUL DO SEGUNDO PLANALTO PARANAENSE</b> ..	28
1.1 Caracterização geológica e geográfica .....	28
1.2 A área de estudo.....	35
<b>CAPÍTULO II - METODOLOGIA</b> .....	42
<b>2.1 Métodos e técnicas</b> .....	42
2.1.1 Atividades de campo .....	42
2.1.1.1 Levantamento de seções estratigráficas .....	42
2.1.1.2 Descrição macroscópica de estruturas sedimentares em campo ...	43
2.1.1.3 Sondagens com trado holandês.....	44
2.1.1.4 Levantamento topográfico de encosta .....	45
2.1.1.5 Descrição de materiais em campo .....	45
2.1.1.6 Coletas de material para análise de laboratório .....	46
2.1.2 Ensaios de laboratório e procedimentos para preparação de materiais.....	46
2.1.2.1 Análise granulométrica.....	46
2.1.2.2 Impregnação de amostras para confecção de lâminas.....	48
2.1.2.3 Datação .....	49
2.1.2.4 Obtenção do teor de matéria orgânica .....	50
2.1.3 Estabelecimento de propriedades dos materiais .....	51
2.1.3.1 Micromorfologia.....	51
2.1.4 Atividades de gabinete .....	51
2.1.4.1 Construção de toposseqüências .....	51
2.2.4.2 Produção de mapas e figuras.....	52

<b>CAPÍTULO III - CARACTERIZAÇÃO DE PROCESSOS DEPOSICIONAIS EM ENCOSTAS: APLICAÇÕES DA ESTRATIGRAFIA, DA SEDIMENTOLOGIA E DA MICROMORFOLOGIA</b> .....	53
<b>3.1 Depósitos e processos de encostas</b> .....	54
3.1.1 Conceituação de materiais que recobrem as encostas .....	55
3.1.2 Estruturas, depósitos de encosta e processos associados .....	60
<b>3.2 Estrutura de sedimentação como indicador paleoambiental</b> .....	62
3.2.1 Estruturas sedimentares .....	66
3.2.1 Categorias de estruturas sedimentares .....	72
3.2.1.1 Estruturas pré-deposicionais .....	72
3.2.1.2 Estruturas sedimentares sindeposicionais .....	72
3.2.1.3 Estruturas pós-deposicionais .....	81
3.2.1.4 Miscelânea .....	83
3.2.1.4 Paleocorrentes .....	84
<b>3.3 A importância da micromorfologia nos estudos sedimentológicos</b> .....	85
3.3.1 Micromorfologia aplicada à análise de solos e sedimentos .....	87
3.3.1.1 Constituintes do solo e sedimentos .....	88
3.3.1.2 Unidades de organização .....	90
3.3.1.3 Estruturas associadas ou feições pedológicas .....	92
3.3.1.4 Caracterização dos principais tipos de feições. ....	94
3.3.2 Micromorfologia de depósitos recentes de encosta .....	97
<b>CAPÍTULO IV - ANÁLISE TRIDIMENSIONAL DE UNIDADES DEPOSICIONAIS DE MÉDIA E BAIXA ENCOSTA: EVOLUÇÃO DO RELEVO NA LOCALIDADE DO ARROIO DA COLHER</b> .....	100
<b>4.1 Descrição das toposseqüências e das unidades estratigráficas</b> .....	102
4.1.1 Perfil 1 .....	102
4.1.2 Perfil 2 .....	105
4.1.3 Perfil 3 .....	107
4.1.4 Perfil 4 .....	109
4.1.5 Perfil 5 .....	111
<b>4.2 Propriedades texturais e geometria das unidades de sedimentos e horizontes pedológicos da Seção Colher</b> .....	111

4.2.1 Rocha .....	113
4.2.2 Lente de Fragmentos do Folhelho .....	113
4.2.3 Lente com clastos da base .....	113
4.2.4 Areia-argilosa Cinzenta .....	115
4.2.4.1 Horizonte Organo-mineral 1 .....	115
4.2.5 Alúvio 1 .....	117
4.2.6 Alúvio-colúvio 1 .....	117
4.2.6.1 Horizonte Organo-mineral 2 .....	119
4.2.7 Alúvio 2.....	119
4.2.8 Horizonte B.....	120
4.2.9. Horizonte A.....	120
<b>4.3 Características texturais dos sedimentos em depósitos de preenchimento de canal .....</b>	<b>120</b>
4.3.1 Descrição granulométrica das estruturas de preenchimento de canal da Seção Colher .....	121
4.3.2 Descrição granulométrica das estruturas de preenchimento de canal da Seção Colher .....	125
<b>4.4 Idade absoluta dos depósitos de encosta e de preenchimento de canal da Seção Colher .....</b>	<b>127</b>
<b>4.5 Considerações parciais sobre características de textura e datação dos sedimentos dos depósitos de preenchimento de canal das seções estudadas.....</b>	<b>128</b>
 <b>CAPÍTULO V - ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DE DEPÓSITOS DE ENCOSTA NO ARROIO DA COLHER: HORIZONTES ORGANO-MINERAIS, ESTRUTURAS DE CORTE E PREENCHIMENTO E MUDANÇAS AMBIENTAIS .....</b>	<b>132</b>
 <b>5.1 Estruturas sedimentares e micromorfologia de depósitos aluviais, alúvio-coluviais e de preenchimento de canal das seções colher e formigueiro.....</b>	<b>133</b>
5.1.1 Estratificação e laminação plano-paralela .....	134
5.1.1.1 Lâmina 65 (Aluvial de ambiente de encosta).....	136
5.1.1.1.1 Interpretação da lâmina.....	141
5.1.2 Estrutura maciça.....	142
5.1.2.1. Lâmina 54b (Aluvial com estrutura maciça).....	144
5.1.2.1.1. Interpretação da lâmina.....	145

5.1.2.2. Lâmina 80.2 (Aluvial de encosta moderadamente pedogeneizada) .....	147
5.1.2.2.1. Interpretação da lâmina.....	149
5.1.3 Estratificação gradacional.....	149
5.1.4 Estruturas de deformação .....	150
5.1.4.1 Amostra 59 a (Horizonte Organo-mineral 2).....	152
5.1.4.1.1 Interpretação da lâmina.....	154
5.1.5 Estrutura de corte e preenchimento.....	157
<b>5.2 Estruturas sedimentares de preenchimento de canal .....</b>	<b>160</b>
5.2.1 Estratificação e laminação plano-paralela .....	163
5.2.1.1 Lâmina P2 (Aluvial moderadamente pedogeneizada) .....	164
5.2.1.1.1 Interpretação da lâmina.....	165
5.2.1.2 Lâmina P3d (Aluvial de canal raso) .....	167
5.2.1.2.1 Interpretação da lâmina.....	169
5.2.1.3 Lâmina P4b (Aluvial da base do canal menor da Seção Formigueiro).....	171
5.2.1.3.1 Interpretação .....	172
5.2.1.4 Lâmina P6d (Aluvial do Canal Menor da Seção Formigueiro) .....	174
5.2.1.4.1 Interpretação da lâmina.....	176
5.2.1.5. Lâmina P7b (Aluvial com laminação paralela).....	176
5.2.1.5.1 Interpretação da lâmina.....	180
5.2.1.6 Lâmina P8d3 (Aluvial com lâminas paralelas de topo de canal)... 181	
5.2.1.6.1 Interpretação da lâmina.....	184
5.2.2 Estratificação gradacional.....	184
5.2.3 Estratificação cruzada festonada.....	184
5.2.4 Estratificação de marca ondulada .....	185
5.2.5 Estrutura de lâminas cruzadas inclinadas .....	186
5.2.5.1 Lâmina 69 (Aluvial de laminação inclinada).....	187
5.2.5.1.1 Interpretação da lâmina.....	190
5.2.6 Estratificação cruzada planar .....	191
5.2.6.1 Lâmina 10d (Aluvial de laminação cruzada planar) .....	193
5.2.6.1.1 Interpretação da lâmina.....	194
5.2.7 Estratificação cruzada acanalada.....	196
5.2.7.1 Lâmina 71 (Aluvial de laminação cruzada acanalada) .....	196

5.2.7.1.1 Interpretação da lâmina.....	199
<b>5.3 Paleocorrentes .....</b>	<b>201</b>
<b>5.4 Considerações parciais sobre as propriedades e significado das estruturas de sedimentação, de erosão e de deformação e micromorfologia dos depósitos presentes na Seção Colher .....</b>	<b>202</b>
<b>CAPÍTULO VI - ANÁLISE DE ESTRUTURAS SEDIMENTARES APLICADA À INTERPRETAÇÃO DE EVENTOS DE DEPOSIÇÃO DOS SEDIMENTOS.....</b>	<b>212</b>
<b>6.1 Descrição das toposseqüências e das unidades estratigráficas .....</b>	<b>214</b>
6.1.1 Toposseqüência A.....	214
6.1.2 Toposseqüência B.....	217
6.1.3 Toposseqüência C.....	221
6.1.4. Toposseqüência D.....	224
6.1.5 Toposseqüência E.....	227
6.1.6 Toposseqüência F.....	230
6.1.7 Toposseqüência G.....	233
6.1.8 Toposseqüência H.....	236
6.1.9 Toposseqüência I.....	239
6.1.10 Toposseqüência J.....	242
<b>6.2 Características e distribuição das unidades sedimentares e pedológicas na média e baixa encostas I.....</b>	<b>245</b>
6.2.1 Rocha .....	245
6.2.2 Saprólito .....	246
6.2.3 Fragmentos de Folhelho.....	247
6.2.4 Areia-argilosa Cinzenta .....	248
6.2.5 Horizonte Organo-mineral 1 .....	249
6.2.6 Alúvio 1 .....	250
6.2.7 Alúvio-colúvio 1 .....	253
6.2.8 Horizonte Organo-mineral 2 .....	254
6.2.9 Horizonte Organo-mineral 3 .....	255
6.2.10 Alúvio 2.....	256
6.2.11 Horizonte B.....	259
6.2.12 Horizonte A.....	259

<b>6.3 Considerações parciais sobre estratigrafia dos depósitos de média e baixa encosta.....</b>	<b>260</b>
<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>266</b>
Fase I – Instabilidade que expôs as lajes da rocha na baixa encosta.....	273
Fase II - Estabilidade que forma o paleorizonte organo-mineral 1 .....	273
Fase III - Instabilidade com ressecamento do ambiente e posterior deposição da unidade Colúvio-alúvio 1 sob ambiente mais úmido .....	274
Fase IV - Estabilidade que formou o paleorizonte organo-mineral 2.....	275
Fase V - Instabilidade que deposita o Colúvio-alúvio 3 e retoma incisão e deposição no paleocanal.....	277
<b>Referências .....</b>	<b>282</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>293</b>

## INTRODUÇÃO

Estudos de evolução de encosta em cabeceira de vales fluviais, efetuados na porção sul do Estado do Paraná, reconheceram a presença de níveis coluviais e organo-minerais recobrimdo eixos de concavidades onde se instalam, em geral, processos erosivos em voçorocas e em túneis. Esses sedimentos constituem importante registro das propriedades de fluxos que transportaram e depositaram o material pela encosta e das condições ambientais sob as quais se formaram paleorizontes. Como a seqüência e a natureza dos processos de superfície pretéritos, em grande parte, controlados pelas condições paleoclimáticas, se encontram preservadas nos depósitos sedimentares antigos (TURCQ *et al.* 1993, 2002), com o presente trabalho, procurou-se identificar as propriedades morfológicas, texturais, de estrutura interna e micromorfológica dos depósitos de média e baixa encosta e de preenchimento de canal, com vistas ao reconhecimento de seu significado paleoambiental.

Estudos de detalhe na região sul do Segundo Planalto do Paraná mostraram que as encostas da região vêm sendo submetidas a processos alternados de estabilidade ambiental e colúviação há pelo menos 41.490 anos A.P. As unidades coluviais colocam à mostra truncamento de camadas que sugerem recorrência de alguns processos e mecanismos de erosão. Camargo (1998) e Paisani (1998) identificaram níveis coluviais e orgânicos recobrimdo eixos de concavidades onde se instalam, em geral, processos erosivos na forma de voçorocas e túneis. Foram nas diferentes condições ambientais, materializadas sob a forma de depósitos organo-minerais que recobrem as encostas que se buscou interpretar a dinâmica paleoidrológica do Pleistoceno Superior nos setores da média e baixa encosta Colher.

A área de estudo deste trabalho situa-se ao sul do rio Iguaçu, no município de Lapa (PR), abrangendo o sul do Segundo Planalto Paranaense. Trata-se de encosta que apresenta em seu setor mais baixo, em seção de corte de estrada, nítidos níveis estratificados, intercalados com horizontes organo-minerais e estrutura de corte e preenchimento com estruturas sedimentares internas bem preservadas. Portanto o objeto de estudo é representado pelos depósitos colúvio-aluviais, as estruturas



sedimentares neles preservados, bem como os horizontes organo-minerais soterrados presentes na seção, denominada neste trabalho de Seção Colher. A presença destes depósitos, em especial a existência de paleocanal, suscitou a necessidade de se responder à indagação de “como se caracterizam os depósitos de média e baixa encosta e de preenchimento de canal e qual seu significado paleoambiental”? Para se obter a resposta necessária, buscou-se reconhecer, através da distribuição e caracterização dos depósitos em média e baixa encosta, dos materiais e estruturas sedimentares preservadas na seção que expõe esses depósitos, os processos erosivos e deposicionais que proporcionaram a acumulação dos sedimentos ou atuaram sobre eles. As datações absolutas de nível orgânico e de depósitos de preenchimento de canal permitiram estabelecer cronologia absoluta e relativa de eventos que se alternaram na encosta. Assim sendo, esta proposta de trabalho foi elaborada tendo como pressuposto de investigação, a perspectiva de que os diferentes depósitos de encostas de idade quaternária apresentam evidências de oscilações paleoidrológicas que sugerem alterações paleoambientais. Portanto, para responder ao questionamento mencionado, este trabalho reconheceu a idade, a distribuição espacial e o significado paleoambiental dos depósitos de aluviais e alúvio-coluviais presentes em encosta ao sul do rio Iguaçu, no município de Lapa (PR).

A estratigrafia e a sedimentologia de depósitos de encosta no Arroio da Colher, horizontes organo-minerais, estruturas de corte e preenchimento e mudanças ambientais estão caracterizados no capítulo IV. Ele aborda a descrição detalhada dos depósitos de encosta e de estruturas sedimentares primárias bem preservadas em estrutura de canal e a caracterização textural e datação desses materiais. Foram individualizadas na seção exposta em corte de estrada, denominada Seção Colher as seguintes unidades estratigráficas: Rocha representada apenas pelo Arenito Cinza, Lente de Fragmentos de Folhelho, Lente de Clastos da Base, Areia-argilosa Cinzenta e Horizonte Organo-mineral 1, Alúvio 1 e 2 e Alúvio-colúvio 1 e Horizonte Organo-mineral 2, Horizonte B e Horizonte A. Do lado oposto da estrada foi levantada outra seção, denominada Seção Formigueiro, onde aparece estrutura de corte e preenchimento correspondente ao segmento montante do canal exposto na Seção Colher.

A análise de estruturas sedimentares, com vistas à interpretação de eventos geradores de depósitos de sedimentos, está apresentada no capítulo V. Nos depósitos, estão presentes estruturas sedimentares primárias de origem erosiva e deposicional e estruturas pós-deposicionais.

Feições sedimentares de caráter pós-deposicional abrangem estruturas de deformação plástica e de rompimento em escalas que variam de milímetro a metro. Estão presentes falhamento, estrutura de escape de água, fendas de dessecação e dobramentos e inflexões, cuja origem desses três últimos está relacionada à maior ou menor presença de água nos depósitos.

Lentes rudáceas cortam esses depósitos, apresentando em geral, propriedades marcadamente aluviais evidenciadas através da estratificação plano-paralela, padrão de organização dos constituintes granulométricos clasto-suportado e laminações arenosas. O padrão de organização clasto-suportado dá indícios de deposição em ambiente onde a corrente é suficientemente forte para carrear areia (CONYBEARE e CROOK, 1982), indicando ambiente de alta energia e onde há abundância de água. Nos depósitos de preenchimento de canal as estruturas com laminações plano-paralelas, laminação cruzada festonada e estratos cruzados planares indicam fluxos lentos a moderados, com diferentes formas de leito.

Neste capítulo é efetuada a aplicação da micromorfologia na análise de depósitos de encosta e de preenchimento de canal. As análises micromorfológicas de depósitos de preenchimento de canal no topo das duas seções mostraram estratificações bem preservadas e com poucas perturbações oriundas de isotúbulos (metatúbulos). Neles ocorrem pedorrelíquias que estão vinculadas a fluxos de alta competência erosiva e deposicional (BERTRAN E TEXIER, 1999). Já na base do canal, as lâminas delgadas apresentaram evidências de processos pedogenéticos. Nas lâminas delgadas desses depósitos não há registro de perturbação de ordem física como escorregamentos e fraturas e biológica. As lâminas delgadas de unidades colúvio-aluviais indicam processos de pedogeneização de moderado a forte.

O reconhecimento da seqüência evolutiva das unidades de relevo estudadas foi efetuado através de análise tridimensional das unidades deposicionais

juntamente com análises estratigráficas e de dados morfológicos que se encontram descritas no capítulo VI. Nas porções de média e baixa encosta da área estudada foram identificados três horizontes-organo-minerais soterrados e quatro unidades colúvio-aluviais. A análise das propriedades dos depósitos que recobrem a média e baixa encosta colocou em evidência processos aluviais e alúvio-coluviais como predominantes na deposição das unidades sedimentares.

A síntese dos resultados obtidos e seqüência de eventos documentada nos depósitos aluviais e alúvio-coluviais e de preenchimento de canais em baixa encosta estão apresentados na conclusão. Os resultados obtidos colocam em evidência que, na formação das unidades aluviais e alúvio-coluviais, foram predominantes os fluxos densos sobre os fluxos menos viscosos. Os primeiros geraram depósitos maciços de constituição granulométrica heterogênea, enquanto os segundos geraram lentes conglomeráticas e arenosas. Evidentemente estiveram envolvidas diferentes fases deposicionais que originaram depósitos ora mais homogêneos, ora mais heterogêneos. Reconheceu-se período de instabilidade através de registro de ressecamento do ambiente e posterior processo de deposição de areia recobrando esse paleorizonte. Esse período está registrado através de estruturas de corte e preenchimento indicando tratar-se dos segmentos a montante e a jusante de antiga voçoroca que cortou os depósitos de encosta. Estruturas de deformação envolvendo as unidades sedimentares da base da seção marcam também os depósitos da encosta.

Por fim, foram identificadas cinco diferentes fases na história evolutiva da encosta, as quais caracterizam períodos alternados de estabilidade e instabilidade do ambiente. A partir de correlações e datações absolutas efetuadas, foi possível estabelecer uma cronologia de eventos que dominaram a encosta no Pleistoceno Superior.

## CAPÍTULO I

### O EXTREMO SUL DO SEGUNDO PLANALTO PARANAENSE

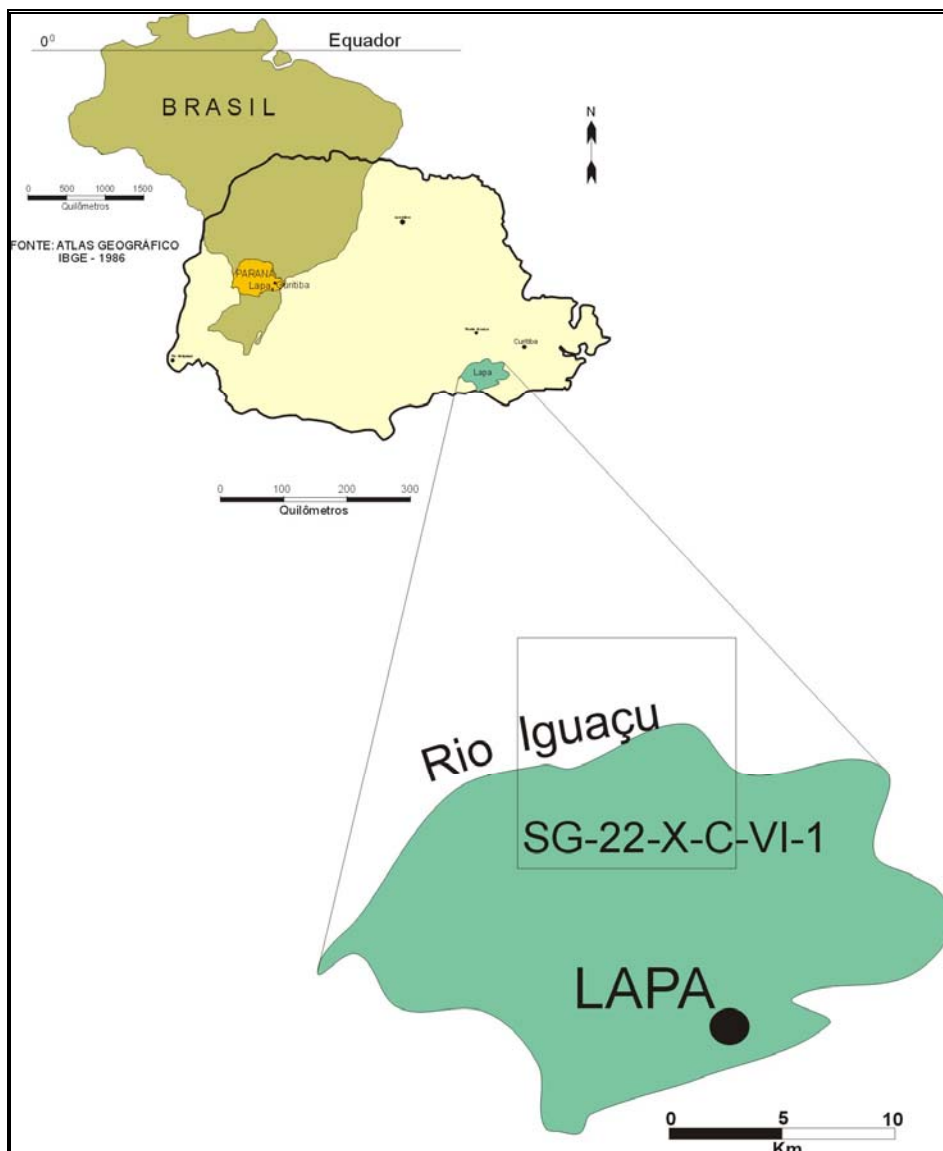
#### 1.1 Caracterização geológica e geográfica

Esta porção do Segundo Planalto Paranaense (figura 1) é representada basicamente por rochas paleozóicas do Devoniano e Siluro-devoniano das Formações Furnas e Ponta Grossa respectivamente, além das rochas permocarboníferas do Grupo Tubarão; aparecem também diques de diabásio e esparsos depósitos quaternários que se concentram nos vales dos rios (MAACK, 1948, 1981; BIGARELLA *et al.*, 1965; SCHNEIDER *et al.*, 1974; PETRI e FÚLFARO, 1983). Na literatura geológica a seqüência devoniana da bacia do Paraná é referida como pertencente ao Grupo Paraná, por Lange (1954), Schneider *et al.*, (1974), Gama Júnior *et al.* (1982) e Petri e Fúlfaro (1983), ou ao Grupo Campos Gerais, como defendem Bigarella *et al.* (1965) devido a esta área estar circunscrita à região geográfica dos Campos Gerais. Quanto às rochas permocarboníferas no Estado do Paraná, elas são referidas como pertencentes ao Grupo Itararé do Super-Grupo Tubarão.

Os trabalhos do DNPM (1974, 1984) incluem as rochas do Itararé, nesta porção do Estado do Paraná, na categoria de formação, assim como, Fuck (1966) e Palka (1966); enquanto os estudos da PETROBRAS, através de Aguiar Netto *et al.* (1977), Colaneri *et al.* (1977), de Rocha Campos (1967) e Canuto (1985), que desenvolveram trabalhos geológicos de detalhe na região de Ponta Grossa, classificam esta unidade como Subgrupo Itararé. Schneider *et al.* (1974) na revisão estratigráfica da bacia do Paraná dividiram o Grupo Itararé em Santa Catarina e Sul do Paraná, nas Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul.

A Formação Campo do Tenente é relacionada aos depósitos argilosos, com laminação plano-paralela, castanho avermelhados que ocorrem na base do Grupo Itararé. Secundariamente ocorrem ritmitos e diamictitos de matriz arenosa. No topo pode aparecer arenito amarelado, fino a médio, mal selecionado, com estratificação

plano-paralela e cruzada acanalada. A Formação Mafra corresponde à seqüência predominantemente arenosa da porção intermediária do Grupo Itararé. Ela é dominada por arenitos esbranquiçados, amarelos e vermelhos, de granulometria muito variada. Secundariamente ocorrem diamictitos, conglomerados, ritmitos e argilitos. Na porção superior do Grupo Itararé, aparece a Formação Rio do Sul, constituída essencialmente por sedimentos argilosos.



**FIGURA 1 - Mapa de localização da área de estudo.**

A base desta formação é constituída por folhelhos e argilitos cinza escuro, na porção superior ocorrem argilitos, folhelhos várvidos, ritmitos, arenitos finos e diamictitos (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

Sobre a diversidade de rochas do Carbonífero Superior do Itararé, Fuck (1966:13) que desenvolveu o mapeamento geológico de detalhe na área, expõe que:

“Pelo menos na área estudada, não foi possível, até o momento, introduzir qualquer divisão racional da Formação Itararé. A criação de subdivisões características, facilmente identificáveis em campo, foi impossibilitada face à grande complexidade faciológica exibida pelo Itararé com rápidas e imprevisíveis variações laterais e verticais, complexidade que é, ainda, acentuada pelas recorrências das diversas fácies litológicas.”

Os trabalhos do DNPM (1974) indicam, de modo geral, que na base do Itararé ocorrem tilitos verdadeiros, *drifts*, arenitos e siltito fluviais, argilitos, varvitos e folhelhos, enquanto em sua porção superior são encontrados arenitos, siltitos e folhelhos.

No Paraná unidades litoestratigráficas distintas definem as grandes compartimentações geomorfológicas “O interior do Estado, com seus três planaltos, se apresenta como típica paisagem de degraus estruturais, ou escarpas de estratos” (MAACK, 1981:414). O Segundo Planalto paranaense é uma das grandes unidades geomorfológicas do Estado formada por rochas paleozóicas e mesozóicas não perturbadas por movimentos epirogênicos. Essas rochas obedecem à inclinação geral do relevo paranaense para Oeste (MOREIRA e LIMA, 1977). De acordo com Maack (1981), a disposição das camadas geológicas do Planalto de Ponta Grossa revela um suave anticlinal, ou melhor, um abaulamento em forma de domo do complexo cristalino, cujo eixo principal apresenta orientação NW - SE.

A drenagem neste setor do Segundo Planalto é representada pelo sistema hidrográfico do rio Iguaçu, que transpõe os planaltos limítrofes em grandes boqueirões (*canyons*) epigenéticos. Maack, (1981) interpreta isso como evidência de que os sistemas fluviais são mais antigos que a atual paisagem de degraus estruturais, sendo esta apenas modelada pela erosão. No Segundo Planalto, principalmente, isto é bem característico, onde os rios demonstram um aprofundamento de seus talwegues e vales em razão da ascensão epirogenética do Mesozóico (MAACK, 1981).

A morfologia do terreno exhibe sistemas paralelos de diques pós-Triássico de rochas intrusivas básicas, com orientação NW-SE, que ocorrem associadas aos fraturamentos e falhamentos relacionados aos fenômenos de distensão ocorridos no Jurássico-Cretáceo e gerados a partir de movimentos epirogenéticos decorrentes do grande dobramento de fundo, relacionado ao arqueamento de Ponta Grossa (COLANERI *et al.*, 1977; PETRI e FÚLFARO, 1983). Outro sistema de falhas da região, com orientação NNE (N28° E), NW (N45° W) e N-S, provavelmente resultante da reativação de lineamentos estruturais pré-existentes, marcam as rochas devonianas e permo-carboníferas, com rejeitos de 80 a 180 m (MAACK, 1947; AGUIAR NETTO *et al.*, 1977).

Na porção Sul do Segundo Planalto, a morfologia do terreno é marcada por amplas colinas, suavemente arredondadas, com vertentes convexas; essa homogeneidade na configuração da paisagem é rompida por mesetas estruturais conservadas nos arenitos mais resistentes à erosão (BIGARELLA *et al.* 1961; FUCK, 1966). As maiores altitudes nesta porção do Segundo Planalto encontram-se entre 1.100 e 800 m, mas a maior parte da área se apresenta sobre uma superfície relativamente uniforme entre 800 e 950 m.

A unidade sedimentar do Itararé, em geral, ocupa as cotas topográficas mais altas, muitas vezes como morros em forma de mesetas, cujo mergulho no Sul do Segundo Planalto é orientado para SW com 1° e 2° de inclinação (AGUIAR NETTO *et al.*, 1977). Na região de Porto Amazonas e Lapa, predominam os interflúvios muito amplos com vertentes convexas, que se desdobram em patamares e degraus estruturais sustentados pelos arenitos do Grupo Itararé (PALKKA, 1966).

Com relação ao clima, o Estado do Paraná tem suas características climáticas controladas pelas condições morfológicas e latitudinais, bem como pela dinâmica das massas de ar que atuam sobre o seu território (MONTEIRO, 1968; NIMER, 1989).

Sobre a América do Sul destacam-se sete centros de ação que dão origem e controlam a circulação das massas de ar, que por sua vez definem os diferentes tipos climáticos. De acordo com Monteiro (1968) e Nimer (1989), esses centros de ação são: o Anticiclone Migratório Polar, os Anticiclones Semi-fixos do Atlântico e do

Pacífico, o Anticiclone da Amazônia, o Anticiclone dos Açores, a Depressão do Chaco e a Depressão do Mar de Weddel. Segundo Mendonça (1994), o Sul do Brasil está sujeito mais diretamente à influência da Massa Polar Atlântica (originária do Anticiclone Migratório Polar), da Massa Tropical Atlântica (originária do Anticiclone Semifixo do Atlântico), da Massa Equatorial Continental (originária do Anticiclone da Amazônia) e da Massa Tropical Continental (originária da Depressão do Chaco). Os sistemas atmosféricos intertropicais (Massa Tropical Atlântica, Massa Equatorial Continental e Massa Tropical Continental) contribuem principalmente para o aquecimento da região. A primeira determina condições de tempo estável, enquanto as duas últimas, que atravessam o Sul do Brasil pelas planícies interiores em Correntes de NW, causam aumento de instabilidade nos meses de verão (MONTEIRO, 1968; MENDONÇA, 1994).

O sistema extra-tropical, representado pela Massa Polar Atlântica, contribui para o resfriamento da região. Sua influência, embora presente durante todo o ano, é nitidamente mais marcante durante o inverno (MONTEIRO, 1968; NIMER, 1989). Seu deslocamento sobre o continente resulta na formação de Frentes Polares. Esse deslocamento pode ser mais lento, ou mais rápido, conforme a época do ano ou a intensidade da massa; a frente pode também permanecer estacionada sobre o Sul do Brasil por vários dias (NIMER, 1989). Nessas três situações as chuvas frontais se fazem presentes e são sucedidas, após a passagem da frente, por céu desprovido de nuvens e quedas de temperatura..

O Estado do Paraná tem a maior parte de seu território na zona subtropical, a exceção de sua porção norte, situada na zona tropical. A posição latitudinal, somada às características de relevo, maritimidade e influência das massas de ar, conferem ao Paraná 4 zonas climáticas principais (MAACK, 1948, 1981). A porção Sul do Segundo Planalto paranaense se caracteriza por um clima subtropical, com chuvas bem distribuídas durante o ano; as estações do ano são bem definidas, embora sem excessivos rigores térmicos. No verão as temperaturas raramente ultrapassam os 35°C, no inverno há a média de 10 geadas noturnas por ano, quando as mínimas podem chegar a -7°C. Maack (1948, 1981) insere esta região, de acordo com a classificação climática de Köppen, na zona de clima Cfb (mesotérmico, úmido o ano todo, e verão brando).



A análise dos elementos climáticos do Sul do Segundo Planalto evidencia uma homogeneidade no que diz respeito aos valores de temperatura. De acordo com dados fornecidos pelo IAPAR (Instituto Agrônomo do Paraná) para esta porção do Estado, as temperaturas médias são de 16° C, as médias de inverno são de 12° C e as médias de verão situam-se em torno de 20°C. No território paranaense, a pressão atmosférica e os ventos são controlados pelas migrações das células de alta e baixa pressão que atuam sobre o Brasil meridional, com destaque para a Baixa do Chaco, para a Alta do Atlântico e para o Anticiclone Polar (MAACK, 1981). Com a entrada dos ventos tropicais marítimos nos meses de verão, predominam os ventos do quadrante norte (N e NW, raramente NE), que trazem chuvas para o Estado do Paraná (MAACK, 1981:138). Em contrapartida, com a entrada do vento Sul, o ar frio se infiltra abaixo das massas ascendentes de ar quente, precedendo a aproximação de frentes frias, que chegam acompanhadas de chuva (MONTEIRO, 1968). As chuvas em toda porção Sul do Estado do Paraná, têm como característica marcante sua distribuição regular durante o ano, ou seja, sem distinção entre estação seca ou chuvosa (MAACK, 1981; NIMER, 1989). As médias anuais de precipitação na porção Sul do Segundo Planalto são de 1.290,31 mm para Porto Amazonas; 1.574,6 mm para Lapa. Os valores mensais de precipitação desta porção do Estado demonstram em termos regionais valores mais elevados nos meses de verão, ao passo que as médias pluviométricas dos meses de inverno se apresentam menores. Esta redução nos valores de precipitação durante o inverno não constitui períodos de seca, de acordo com os critérios de Gausen e Bagnoulus (1953, *apud* Nimer, 1989:219), que atribuem “como seco aquele mês cujo total das precipitações em milímetros é igual ou inferior ao dobro da temperatura média em graus Celsius ( $P \leq 2T$ )”. Variações interanuais nos valores pluviométricos são significativos nesta área. 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, de acordo com Mendonça (1994), estão relacionadas à atuação de fenômenos climáticos de amplitude zonal, como o El Niño (brusco aquecimento da superfície do Oceano Pacífico próximo à América do Sul), o Anti-El Niño (ou La Niña; resfriamento da mesma superfície) e a

Oscilação Sul (desvio da pressão atmosférica a partir da gangorra barométrica entre o Pacífico Sul e o Oriental).

O Segundo Planalto Paranaense como um todo, é dominado por extensos campos limpos, que constituem formação vegetal natural, de aspecto singular no Estado do Paraná. Esta formação caracteriza-se por extensas áreas de gramíneas baixas, de caráter xerofítico, desprovidas de arbustos. Ocorrendo apenas matas ou capões limitados nas depressões em torno das nascentes, e matas de galerias (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. Diferenças locais nas características dos campos são definidas pela constituição dos solos. Os solos do arenito Furnas são pouco profundos, ácidos e muito secos, sua drenagem é muito rápida, permitindo apenas que esses solos sustentem uma vegetação rasteira muito rala denominada campos secos (MAACK, 1948; KLEIN e HATSCHBACH, 1971). De acordo com Troppmair (1990) e Colaneri *et al.* (1977), nesta região do Estado do Paraná são encontrados, principalmente, quatro grandes grupos de solos: os litossolos, os latossolos, os cambissolos e o Podzólico vermelho-amarelo. Podem ser identificados, restritos às depressões, solos hidromórficos, muito escuros, de espessura variável (KLEIN e HATSCHBACH, 1971). Os solos oriundos da decomposição dos depósitos flúvio-glaciais, do Grupo Itararé, apresentam-se mais profundos, com maior número de sais minerais, favorecendo a instalação de campos mais densos; inclusive os capões nestes solos apresentam-se mais desenvolvidos, passando a constituir matas de Araucária (KLEIN e HATSCHBACH, 1971).

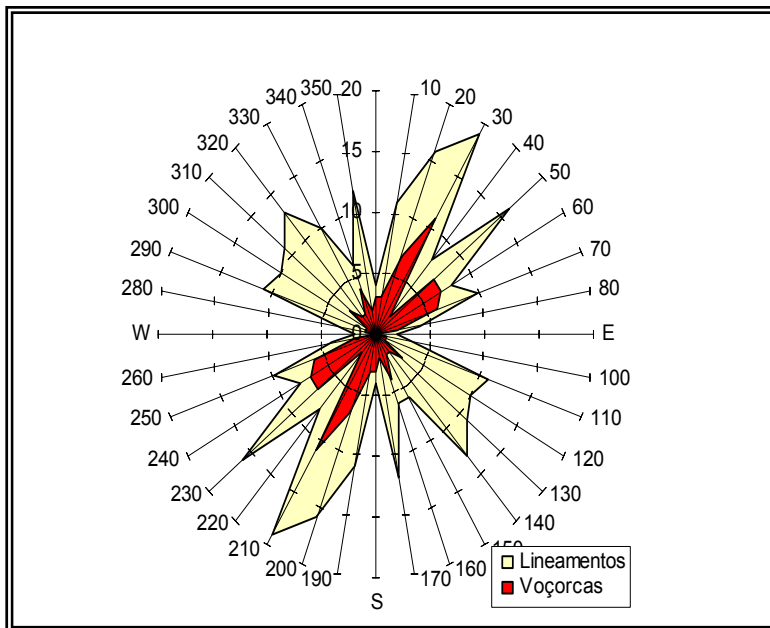
No extenso domínio dos campos, os capões aparecem em pequenas manchas quase circulares de vegetação arbustiva e arbórea. Eles se concentram nas pequenas depressões do terreno, ou nas cabeceiras de nascentes, onde, segundo (MAACK, 1948), são maiores as profundidades do solo, o acúmulo de matéria orgânica e a disponibilidade de água. Suas dimensões variam de poucos metros de diâmetro a até mais de 500 m, os maiores, ao Sul de Ponta Grossa, 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 típica dos planaltos do Sul do Brasil com altitudes

superiores a 500 m, e de acordo com as altitudes regionais, elas podem ser classificadas em “Floresta Ombrófila Mista Montana”. Estas matas, fitofisionomicamente dominadas pelo pinheiro-do-paraná (*Araucaria angustifolia*), são encontradas, em geral, sobre solos mais profundos que apresentam uma composição mais heterogênea, imprescindíveis para o desenvolvimento mais vigoroso de plantas arbóreas (KLEIN e HATSCHBACH, 1971). Os trabalhos de Klein e Hatschbach (1971), desenvolvidos na porção central do Segundo Planalto, colocam em evidência a íntima relação entre as formações vegetais (com suas zonações) e as condições edáficas locais de circulação de água e componentes químicos, condicionadas pelas características morfológicas do terreno e pelo substrato geológico que originou os solos. Entre as zonações dos campos identificadas por aqueles autores, aparecem os campos secos, os campos das depressões com declives suaves, os campos úmidos e os campos de várzeas.

## **1.2. A área de estudo**

O ambiente em que está inserida a área deste estudo é fortemente influenciado pelas características litológicas que desempenham papel fundamental na formação do relevo local, uma vez que o Arenito Lapa, presente nas cotas mais elevadas, mais resistente à erosão, dá origem a patamares bem definidos no terreno. Conseqüentemente, as encostas apresentam declividades maiores na alta encosta do que na média e baixa encosta. De forma geral, o relevo apresenta-se pouco dissecado, com patamares estruturais nas porções mais elevadas, passando a extensas vertentes retilíneas, entremeadas por seções côncavas que propiciam maior acúmulo de água, originando campos úmidos ou campos encharcados. 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. As encostas do município da Lapa são marcadas por erosão em voçorocas e em túneis, sendo muito comum nos terrenos ao Sul do rio Iguaçu. Entende-se que as incisões em voçorocas e em túneis sejam um processo natural e recorrente na região (CAMARGO, 1998). A presença de falhas e fraturas nesta área assume papel preponderante na instalação da erosão, seja em voçoroca, seja em túneis, pois há forte coincidência entre as

direções de falha e fraturas com as de voçorocas instaladas, conforme pode ser reconhecido na figura 2.

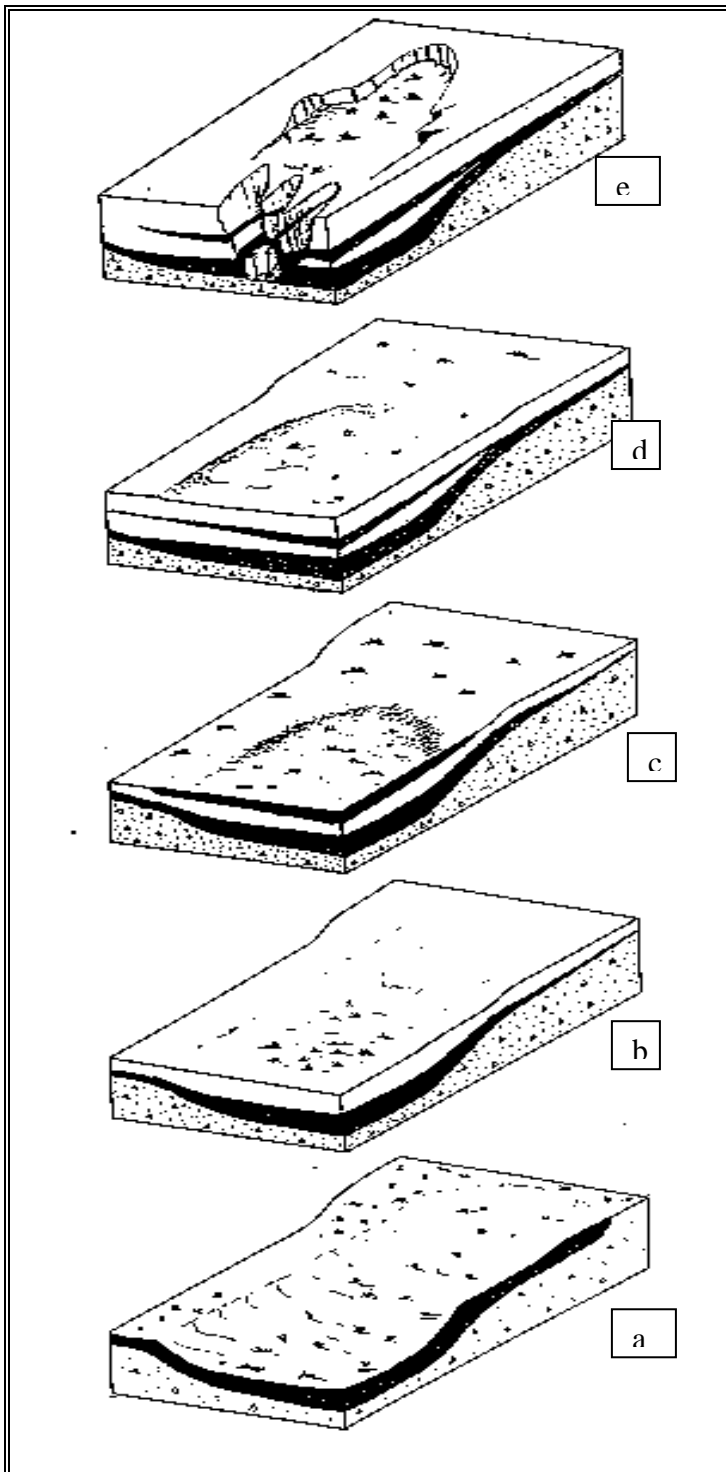


**FIGURA 2 – Direções preferenciais de feições estruturais e voçorocas do Centro e Sul do Segundo Planalto paranaense, segundo Camargo (1998).**

Estudos desenvolvidos por Camargo (1998) em depósitos expostos em cabeceira de voçoroca da região, revelam recorrência de processos de erosão e deposição. Foram identificadas diferentes unidades sedimentares sobrepostas que exibem truncamento gerado por processos erosivos pretéritos, ou estruturas de túneis preenchidos. A estratigrafia dos depósitos em cabeceira de voçoroca ou paredes expostas em estradas da região aponta para condições ambientais distintas na geração desses depósitos, os quais são formados por sedimentos grossos, com muitos clastos e grânulos, ou por material mais fino isento de fragmentos maiores que areia fina. Não raro, intercalando estes depósitos, ocorrem horizontes organominerais soterrados e bem preservados, cuja espessura varia entre 0,5 e 1,5 m.

Nesses níveis organo-minerais podem ocorrer intercalações com lâminas ou estratos arenosos.

Camargo e Oliveira (1998) propuseram uma hipótese evolutiva para as áreas de cabeceiras de vales não canalizados da região (figura 3). Na cabeceira de uma voçoroca (Voçoroca São Bento), um nível de paleossolo (hoje, a uma profundidade de cerca de 5 m), foi datado em 41.490 anos AP. Intercaladas neste nível, ocorrem laminações plano-paralelas e gradacional, constituídas por material predominantemente arenoso. Datação, através do método da Termoluminescência, estimou a idade desse sedimento em  $38.000 \pm 2.7000$  anos (OLIVEIRA *et al.*, 2001). Após essa fase, que gerou esse depósito, foram retomadas as condições de desenvolvimento de solos orgânicos. Na seqüência, os depósitos superiores indicam que houve processo de coluvionamento que gerou o depósito subsequente, marcado por material areno-siltico-argiloso, com areia grossa e grânulos de quartzo, e cores bruno-acinzentado-escuro, bruno e amarelo-brunado (10YR4/2, 5/3 e 6/6); bruno-oliváceo-claro a amarelo-claro-acinzentado (2,5Y6/1 a 8/6). O trabalho mostrou deformação e truncamento de camadas. O segundo horizonte orgânico, datado de 20.830+-830 anos AP, se desenvolveu sobre esses níveis coluviais, sugerindo a retomada de condições de estabilidade ambiental. A espessura deste material é de 0,60 m e está concentrado ao eixo da concavidade. Posteriormente, novos processos de coluvionamento se sucederam, recobrando o paleossolo. A espessura desses depósitos hoje é de 1,70 m. No tempo presente, a erosão em túneis e em voçorocas se instalou nesta encosta mobilizando grandes volumes de solo e sedimento. Nesse ambiente, as estruturas sedimentares foram interpretadas como indícios de pulsos de sedimentação entre períodos de desenvolvimento de espessos horizontes orgânicos. Os pulsos de sedimentação foram desencadeados por eventos localizados de erosão e deposição, que mobilizou material para o centro da depressão por escoamento superficial (OLIVEIRA *et al.*, 2001). Nesta perspectiva, as áreas de cabeceiras de vale são particularmente importantes por apresentar padrões e freqüências de oscilações hidrodinâmicas no interior de bacias hidrográficas (OLIVEIRA, 1999), representadas não só por registros sedimentares, mas também, por feições erosivas que marcam a história evolutiva da encosta.



**FIGURA 3 – Modelo de evolução de encosta. Seqüência de estados que originaram volumes de solo da encosta: (a) drenagem impedida e desenvolvimento de solo orgânico. Datações indicam idade de mais de 41.490 BP; (b) colúviação recobre a camada subjacente, com formação de estruturas de corte e preenchimento; (c) nova estabilidade ambiental permitiu o desenvolvimento de paleossolo datado de 20.830 BP; (d) nova colúviação generalizada com estruturas de corte e preenchimento a**

**jusante; (e) situação atual: dissecação a jusante; expansão de voçoroca para montante; liberação do aquífero; erosão por exfiltração de água subterrânea; subsidência da superfície e gênese de estruturas de abatimento (CAMARGO e OLIVEIRA, 1998).**

A encosta da Colher (Figura 4 - foto aérea), onde estão localizadas as seções objeto deste trabalho, possui 513,4m de extensão e está situada na margem direita do Arroio da Colher (figura 6). A partir de seu divisor, a encosta possui, inicialmente, segmento retilíneo sucedido por segmento convexo-retilíneo, terminando em retilíneo. A partir da base, no contato entre os setores retilíneo e convexo-retilíneo a topografia evidencia a presença de patamar estrutural que marca continuamente a topografia. Cortando a média e baixa encosta ocorre uma voçoroca de 159,05 m de comprimento, que quando ativa apresentou profundidade de 8,14 m na cabeceira; ela encontra-se atualmente estabilizada e parcialmente entulhada, tendo suas paredes laterais ainda parcialmente expostas (Figura 5 - foto da encosta). Essa voçoroca será referida neste trabalho como Voçoroca Colher. A geologia da encosta é representada no topo por arenito que se estende da alta até a média encosta quando ocorre o folhelho. Este, por sua vez, estende-se por uma faixa de 12 a 18 m, quando é sucedido por arenito cinzento de caráter conglomerático, o qual ocorre da média encosta até às margens do Arroio da Colher. As rochas apresentam fraturas de várias magnitudes, desde poucos centímetros a metros. Estas fraturas são bem evidenciadas, tanto em planta como em perfil nas rochas expostas pelo corte da estrada. As direções predominantes dos falhamentos são N30°E, N10°W e N70°W.

Na baixa encosta Colher foram estudadas duas seções estratigráficas, denominadas Seção Colher e Seção Formigueiro. Na base da encosta, cerca de 25 m da margem direita do arroio da Colher, exposta pelo corte da estrada, está a Seção Colher, com 17,75 m de extensão. Esta seção possui horizontes organominerais soterrados e estrutura de canal preenchido com estratos plano-paralelos e cruzados, além de estruturas festonadas. Na margem direita da estrada, sentido PR interior, 21 m da Seção Colher está a Seção Formigueiro, constituída por duas estruturas de canal preenchido. A presença destas estruturas suscitou o presente trabalho que se propõe a reconhecer o significado paleoambiental dos depósitos que formam esse setor da encosta.

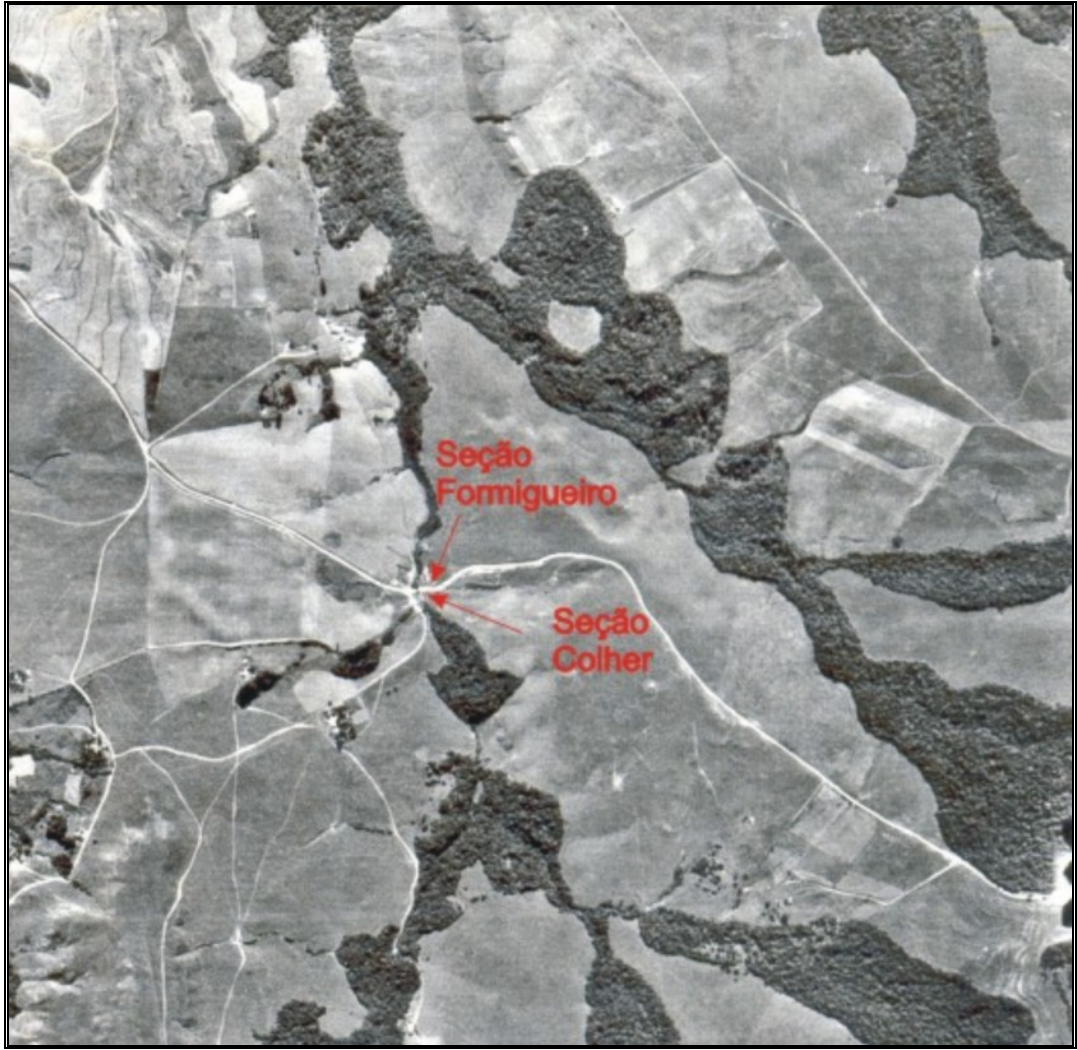


Figura 4- Aerofoto da área de estudo



Figura 5 - Exposição frontal da encosta Colher



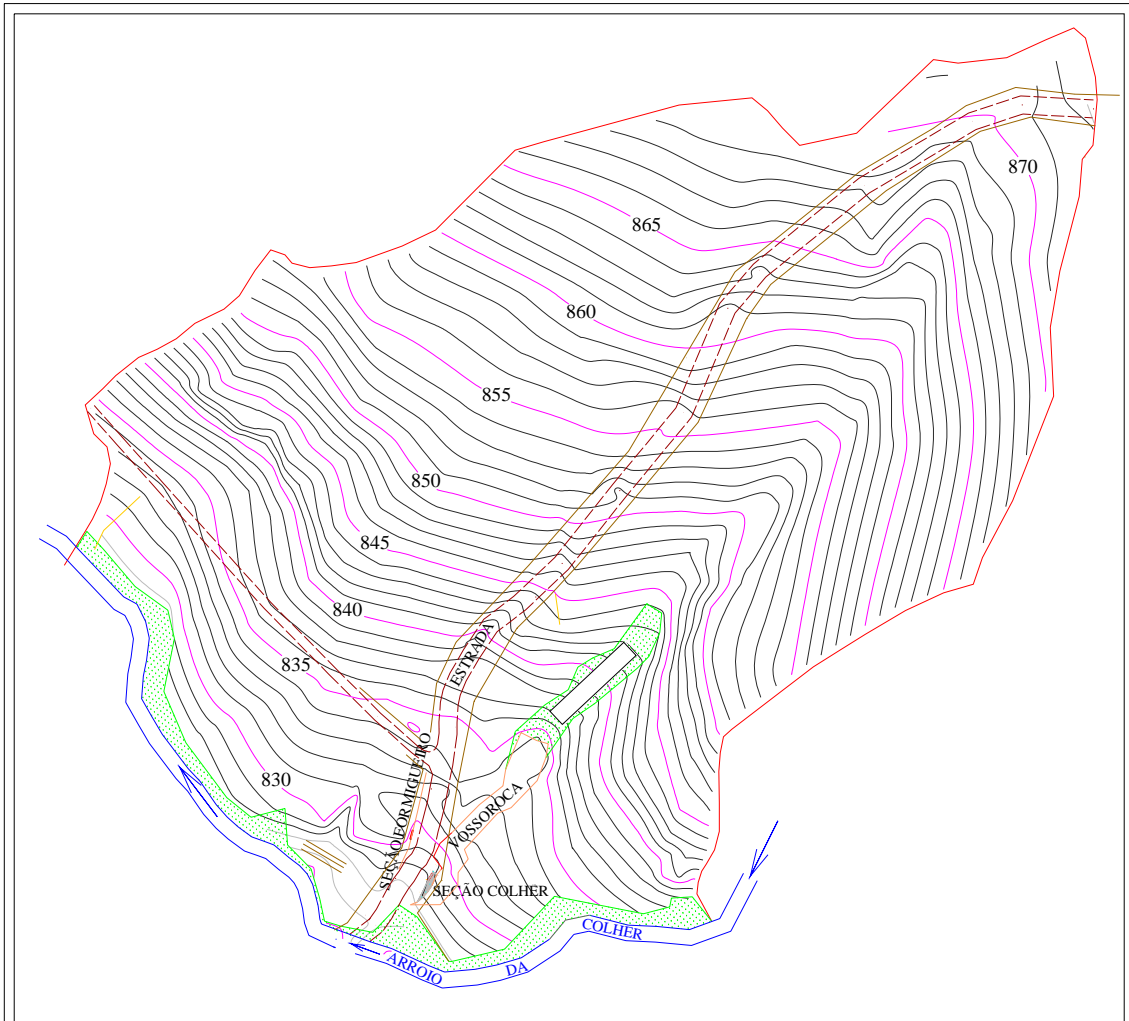


FIGURA 4 - Topografia da encosta Colher

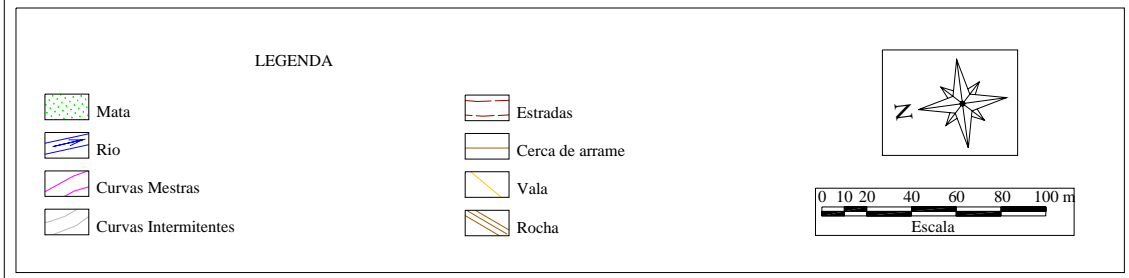


FIGURA 6 – Topografia da encosta Colher e localização da Seção Formigueiro.

## **CAPÍTULO II**

### **METODOLOGIA**

O propósito de investigar o significado dos depósitos de baixa encosta que ocorrem no interior do município de Lapa (PR), enfatizando as estruturas sedimentares preservadas nesses depósitos, teve origem nos estudos de caracterização e evolução de processos de erosão no Sul do Segundo Planalto Paranaense. Estes trabalhos colocaram em evidência a preservação de depósitos coluviais e aluviais em cabeceiras de vales não canalizados. Nesses estudos já se levantaram questões a respeito do significado das estruturas sedimentares preservadas nos depósitos de baixa encosta. Por este motivo, a proposta deste trabalho se concentra no reconhecimento dos depósitos de encostas do Pleistoceno Superior que ocorrem ao Sul do rio Iguaçu, município de Lapa, Segundo Planalto paranaense, que apresentam estruturas sedimentares bem preservadas.

Dada à importância das unidades sedimentares, foi dado enfoque também à identificação e caracterização dos depósitos presentes na média e baixa encosta, reconhecendo-se que, para uma interpretação paleoevolutiva mais precisa desses depósitos sedimentares deve-se levantar informações de caráter bi e tridimensional. Além do mais, para estabelecimento de modelos ambientais mais precisos não se deve prescindir do estudo detalhado de perfis verticais, análise de padrões granulométricos, de estruturas sedimentares e direção de paleocorrentes (MIALL, 1980). Para tanto, foram empregados os métodos e técnicas descritas a seguir.

#### **2.1 MÉTODOS E TÉCNICAS**

##### **2.1.1 Atividades de campo**

###### **2.1.1.1 Levantamento de seções estratigráficas**

Em corte de estrada foram levantadas seções estratigráficas e descrição de estruturas sedimentares. O levantamento das seções estratigráficas foi feito

estabelecendo-se a sucessão de diferentes estratos. O levantamento sistemático de paredes expostas foi efetuado através de técnica descrita por Moura (1990). O trabalho é iniciado com o estabelecimento de nível horizontal definido com auxílio clinômetro de bússola Brunton e materializado na parede com linha de *nylon* e haste de metal. Este nível serviu de referência para o desenho da seção exposta, registrando-se todas as unidades sedimentares, pedológicas, de horizontes organominerais soterrados e estruturas de corte e preenchimento.

Seguiram-se procedimentos apontados por Boggs Junior (1992) para levantamento de seções estratigráficas em campo:

- a)** determinação de mudanças laterais e verticais de litofácies;
- b)** medição de espessura e comprimento de unidades distintas;
- c)** descrição das propriedades texturais e estruturas sedimentares;
- d)** medição de orientação de direção de estruturas sedimentares;
- e)** identificação dos componentes minerais.

De acordo com Mendes (1984), o levantamento de seções compreende a busca de elementos que possam indicar a natureza dos ambientes geradores das rochas sedimentares de uma dada região e de elementos que possibilitem sua datação, para posteriormente correlacioná-las e inferir os eventos geológicos que as afetaram.

#### 2.1.1.2 Descrição macroscópica de estruturas sedimentares em campo

Para descrição das estruturas sedimentares foram adotados os procedimentos propostos por Conybeare e Crook (1982), que consideram: 1) a estrutura como uma unidade; 2) as feições internas da estrutura; 3) a estrutura em relação ao material circundante e; 4) a estrutura em sua relação com as estruturas associadas.

O quadro 1 apresenta os aspectos a serem considerados na descrição de estruturas sedimentares.

QUADRO 1 - Esquema para descrição de estruturas sedimentares (Conybeare e Crook ,1982)

<b>A) Estrutura considerada como uma unidade</b>
- Natureza (ex feições do grão; relação entre os grãos, relação entre grupos de grãos)
- Forma
- Dimensão
- Natureza da superfície (incluindo detalhes de escultura e expressão sobre a superfície de intemperismo)
- Simetria
- Textura
- Cor
- Mineralogia
<b>B) Feições internas da estrutura</b>
- Natureza (laminações, agregados, etc.)
- Forma
- Dimensões
- Simetria
- Textura, incluindo homogeneidade textural
- Cor, incluindo homogeneidade de cor
- Mineralogia, incluindo homogeneidade mineralógica
- Orientação relativa entre elas, e entre o conjunto da estrutura
- Relações de contato entre si e com superfícies limitantes da estrutura
- Grau de definição
- Grau de continuidade
- Homogeneidade morfológica entre todo o conjunto da estrutura
- Densidade de ocorrência
<b>C) A estrutura em relação as suas adjacências imediatas</b>
- Grau de definição (de cor, textura, mineralógica)
- Orientação com respeito ao acamamento principal (assumindo a superfície original de deposição)
- Orientação no espaço
- Posição em relação à unidade sedimentar que a contém
- Proporção ocupada pela estrutura em relação à estrutura sedimentar
<b>D) A estrutura em relação às estruturas associadas</b>
- Natureza da associação (cossequências, seqüências compostas)
- Densidade de ocorrência
- Natureza de contato com estruturas associadas
- Orientação

Acrescentam-se no trabalho de descrição o registro fotográfico e a coleta de materiais para análises posteriores.

#### 2.1.1.3. Sondagens com trado holandês

Com objetivo de reconhecer as unidades de solo e sedimentos que formam a média e baixa encosta, foram efetuados trabalhos de sondagem com trado holandês. Esta etapa consistiu em quatro incursões a campo, de 5 dias cada.

Com o equipamento que possui capacidade de perfuração de 5 m, foi possível atravessar o conjunto de sedimentos e solo que recobrem a encosta e atingir o substrato rochoso. Foram efetuados 46 furos de tradagem. Os trabalhos de sondagem consistem na perfuração do solo e sedimento a cada 21 cm e retirada do material. O material retirado é descrito em formulário apropriado, em que se observam textura, cor (Tabela de Munsell), mosqueamento, estrutura, teor de umidade, cerosidade, presença de concreções, raízes, composição mineralógica e litológica dos constituintes visíveis a olho nu. Uma parte desse material é acondicionada em pedocomparador para posterior trabalho em gabinete. Amostras foram coletadas para análise de teor de matéria orgânica. Cada furo de sondagem foi amarrado ao levantamento topográfico da encosta para a construção de toposseqüências.

#### 2.1.1.4 Levantamento topográfico de encosta

No levantamento planialtimétrico da encosta estudada foi utilizado o método de irradiação de pontos. O equipamento utilizado foi Estação Total DT400 com par de prismas e o *software* para o processamento dos dados foi TopoEVN. O erro estimado é de 1:75.000 (1metro a cada 75 quilômetros), ficando, no caso da encosta Colher (em função da escala de trabalho), na terceira casa decimal. Os limites utilizados para construção da topografia da encosta foram os divisores de água, inicialmente demarcados em fotografia aérea (via estereoscopia) e corrigidos em campo, e a calha fluvial denominada Arroio da Colher. Os dados numéricos calculados para a encosta determinaram que ela ocupa a área de 116.703,81m<sup>2</sup> (11,67 hectares), com perímetro de 1.510,58m e maior distância longitudinal de 515,42m e transversal de 337,50m. A maior diferença altimétrica calculada é de

50,2m, entre o topo do divisor de águas e a calha do arroio da Colher. O levantamento planialtimétrico viabilizou a plotagem dos pontos de sondagem efetuados na encosta.

#### 2.1.1.5. Descrição de materiais em campo

Foram adotados os procedimentos referidos por Vieira e Vieira (1983) na caracterização das propriedades físicas dos solos e sedimentos, como: cor, textura, cerosidade, consistência, porosidade, presença de nódulos ou concreções, presença de raízes ou cavidades de raízes, nódulos ou concreções.

#### 2.1.1.6. Coletas de material para análise de laboratório

##### a) Amostras deformadas para análise granulométrica e morfoscópica

Foram coletados aproximadamente 300 gramas do material que compõe cada unidade do perfil ou seção sistemática. As amostras foram colhidas à profundidade média de 5 cm no interior da unidade e da base para o topo do perfil. Esse procedimento de coleta reduz o risco de contaminação da amostra.

##### b) Amostras indeformadas para análise micromorfológica

A coleta foi feita em caixas de cartolina com dimensões de 6 cm de largura por 10 cm de comprimento e 5cm de altura. Depois de efetuada a limpeza da parede, a porção de solo foi desbastada na dimensão da caixa coletora de modo que, ao se extrair a amostra, ela toma a forma de monólito. Na seqüência ela é envolvida em papel filme e acondicionada em caixa transportadora. Na caixa receptora da amostra é anotada a procedência, data de coleta e orientação da amostra em relação ao topo da unidade.

#### 2.1.2 Ensaios de laboratório e procedimentos para preparação de materiais

A seguir será descrita a metodologia adotada pelos laboratórios responsáveis pela análise dos materiais:

### 2.1.2.1. Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada nas dependências do Laboratório de Geomorfologia da Universidade Estadual do Centro-Oeste – UNICENTRO. A rotina adotada pelo laboratório segue as orientações do método EMBRAPA (1979), adaptadas para estudos sedimentológicos. A análise granulométrica descrita no método a seguir é uma combinação de análise com fase de peneiramento e de sedimentação.

Inicialmente as amostras são levadas à estufa para secagem sob temperatura de 105° C por 48 horas, para eliminação da umidade. Após a secagem, o material é pesado e fragmentado com gral de porcelana envolto em borracha. Este envoltório é necessário, pois contribui para preservar a integridade dos fragmentos, reduzindo a possibilidade de destruição ou de alteração nas dimensões dos grãos. O material maior ou igual a 4 mm (seixo) é separado e pesado, e os valores obtidos são registrados em formulário próprio. O material é depositado em cartucho plástico identificado. O material com dimensão inferior a 4mm é separado através do amostrador de Jones, donde são retirados 50 gramas de material. Esta pequena porção dos sedimentos é então fracionada considerando o diâmetro dos componentes, segundo a escala de Wentworth (1922). O procedimento de separação dos sedimentos por via seca envolve um conjunto de 5 peneiras sobrepostas com malhas quadradas e diâmetros decrescentes (abertura em milímetros, 2,0 grânulo, 1,00 areia muito grossa, 0,50 areia grossa, 0,25 areia média, 0,062 areia fina), com tampa no topo do conjunto e cuba de recepção na base. O conjunto de peneiras é montado sobre vibrador eletromecânico que, após deposição das amostras na peneira de maior calibre no topo do conjunto, é acionado por 15 minutos. Os sedimentos retidos em cada peneira são pesados, acondicionados em cartuchos plásticos identificados, e os valores anotados em formulário próprio. O material retido na cuba, localizada na base do conjunto, é pesado e depositado em copo plástico (300ml) junto com 25ml de água destilada e deionizada e 25ml de hidróxido de sódio a 5%, permanecendo em repouso por 16 horas (a solução age como dispersante de finos). Após este período o material é separado por via úmida (lavado). O material retido (fração areia muito fina) é colhido em placa de Petri e levado a estufa para secagem a temperatura constante de 60°C. Após a secagem é

pesado e os valores obtidos anotados em formulário próprio. O material restante que ficou retido em cuba própria, é levado à proveta, e o volume, se necessário, completado até atingir 1000ml.

Nesta etapa da pipetagem, a temperatura do laboratório é mantida em 20°C. A temperatura foi estabelecida em função da vidraria do laboratório, cujos valores volumétricos são válidos na temperatura mencionada. Na seqüência, se estabelece o tempo e a profundidade da pipetagem, considerando-se intervalos de tempo definidos para decantação de partículas de acordo com a Lei de Stokes. A coleta é feita a 10 cm de profundidade com os seguintes tempos 1'55", 7'40", 30'40" e 1h1'19". O material coletado em cada pipetagem é depositado em copos *becker* de 50ml, previamente pesados, e levado para estufa para secagem a 60°C. Depois de secos, são resfriados em dessecadores e pesados novamente. A diferença entre os pesos do *becker* é a quantidade de material coletado. O peso de cada fração granulométrica, previamente anotado em formulário próprio, é transferido para planilha do *software* Microsoft Office Excel. Este *software*, previamente programado para esta função, efetua os cálculos de frequência simples e acumulada de cada amostra, assim como fornece histogramas de distribuição granulométrica na escala  $\phi$ . De acordo com Suguio (1973), a análise granulométrica fornece dados que podem ser agrupados em três classes granulométricas (areia, silte e argila), então o sedimento pode ser representado por um ponto em diagrama triangular. Neste trabalho é adotado o diagrama triangular de Shepard (1954).

#### 2.1.2.2. Impregnação de amostras para confecção de lâminas

A análise micromorfológica é feita em lâminas delgadas de amostras indeformadas de sedimentos, solos e rochas. Portanto é necessário que o material friável seja endurecido, sem ser perturbado, para que possa ser fatiado e laminado. Este endurecimento é obtido com o emprego de resinas na impregnação da amostra (CASTRO, 1989). O procedimento de impregnação é o seguinte:

Amostras vindas do campo possuem algum conteúdo de água e, como a maioria das resinas comerciais são "hidrófobas", é necessário que se extraia previamente a água da amostra. O método mais simples, e geralmente o



empregado, é deixar a amostra secar ao ar. Outra forma é a substituição gradativa da água por álcool ou acetona.

Após a secagem, a amostra é colocada em uma caixa de alumínio (geralmente marmitex de alumínio) e levada a um dessecador acoplado à bomba de vácuo. O material utilizado para impregnação da amostra é uma solução de resina de polióis e poliésteres (45%) e monômero de estireno (55%). Esta proporção resina/monômero foi a mais adequada para amostras muito densas, argilosas e siltosas. Nesta solução são adicionadas três gotas de catalisador, a solução é misturada com bastão de vidro. A solução é depositada no espaço existente entre as paredes da amostra e a caixa de alumínio e submetida à pressão negativa gerada pela bomba de vácuo. Este procedimento é repetido sucessivamente até o completo preenchimento da amostra pela resina (CASTRO, 1989). Após a impregnação, a amostra é deixada em repouso para secagem.

Depois do endurecimento, a amostra é fatiada no sentido longitudinal ou transversal, e reimpregnada com mistura de resina de poliéster e acetona. São recortados os tabletes na dimensão da lâmina de vidro (2,6 x 4,8 cm) e coladas nestas com epoxi. Estes tabletes são submetidos manualmente a abrasivos grosso, médio e fino, até serem reduzidos à espessura de 30 micra. Esse procedimento foi efetuado no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Santa Catarina.

#### 2.1.2.3. Datação

a) por  $^{14}\text{C}$  - O laboratório que faz datações pelo método do  $^{14}\text{C}$  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. A análise foi efetuada no Laboratório Beta Analytic – EEUU.

#### b) Termoluminescência

Ao se incidir luz em um cristal iônico, este pode emitir luz em outro comprimento de onda. Esta luz emitida pelo cristal tem o nome de luminescência opticamente estimulada (LOE). A intensidade do LOE depende da concentração das

cargas, que por sua vez, depende do tempo de exposição do cristal à radiação ionizante. Este tempo de exposição é o que se chama de Idade da amostra.

A análise foi efetuada pelo Laboratório de Vidros e Datação – Labvidro da Faculdade de Tecnologia de São Paulo. No Laboratório as amostras são tratadas quimicamente para separar apenas grãos de quartzo e feldspato. Os grãos são selecionados em 65-100  $\mu\text{m}$  aproximadamente. Na seqüências as amostras são separadas em porções que serão irradiadas com radiação- $\gamma$ , ou radiação- $\beta$ . Todo o processo é feito sob luz vermelha. Na seqüência é efetuado tratamento químico a 200°C durante 5min, para retirar a parte instável da LOE, que advém das cargas aprisionadas em níveis de energia raso. Finalmente é efetuado a leitura da LOE. O tempo de leitura depende do tempo de decaimento da LOE de cada amostra. O equipamento utilizado pelo laboratório foi o Leito TL/OSL modelo 1100-séries *automated systems DayBreak Nuclear and Medical Systems, Inc.*

#### 2.1.2.4. Obtenção do teor de matéria orgânica

Segundo Goudie *et al.* (1994), o teor de matéria orgânica é difícil de ser calculado diretamente. Das técnicas empregadas na determinação do teor de matéria orgânica, o método da queima é o mais utilizado, embora menos acurado. Neste trabalho, o método adotado foi o da queima, por ser o mais rápido, barato e segundo Thomé Jr. (1997) ter a vantagem de expressar a real quantidade de matéria orgânica contida na amostra, ao contrário do método de Walkley-Black, de oxidação do carbono orgânico por dicromato na presença de ácido sulfúrico concentrado. O autor lembra que o ataque do ácido consegue liberar no máximo 75% do carbono orgânico contido nas amostras.

Os teores de matéria orgânica foram determinados pela técnica da queima (método 2.2 da EMBRAPA, 1979). Nesta técnica, 1 grama do material (terra fina) é depositado em cadinho de porcelana (previamente pesado) e levado à mufla, cuja temperatura é progressivamente elevada até 640°C. O processo tem duração de quatro horas. Sob estas condições a matéria orgânica é completamente consumida. É rotina e prática usual em laboratório, esfriar o cadinho com seu conteúdo em dessecadores hermeticamente fechados e carregados com agentes dessecantes

apropriados. Como o cadinho foi submetido a forte aquecimento, aguarda-se que ele esfrie ao ar abaixo do rubro, antes de transferi-lo para o dessecador. Deixa-se a tampa do dessecador levemente entreaberta por alguns instantes, para que o ar do interior do aparelho, aquecido em contato com o cadinho quente, possa expandir-se para fora do equipamento. Na seqüência, fecha-se o equipamento e deixa-se esfriar à temperatura ambiente; finalmente pesa-se o conjunto. A diferença entre o peso inicial da amostra (cadinho mais 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 % ou em g.M.O./dm<sup>3</sup>. Este ensaio laboratorial foi realizado integralmente no Laboratório de Geomorfologia da UNICENTRO.

### **2 1.3. Estabelecimento de propriedades dos materiais**

#### **2.1.3.1. Micromorfologia**

A análise microscópica ótica é um método de estudo de amostras de solos e sedimentos não perturbadas, com auxílio de microscópio petrográfico ou microscópio ótico com luz polarizada, que têm como objetivo identificar seus constituintes, determinar suas mútuas relações no espaço e no tempo e, interpretar suas condições de formação (AGUILAR *et al.*, 2003). A rotina estabelecida para análise micromorfológica de lâminas delgadas foi a indicada por Castro (1999). Nessa rotina, a lâmina delgada, previamente preparada, é inicialmente examinada sob baixo aumento (1 ou 2,5 aumentos). Esta observação preliminar tem por objetivo identificar áreas ou zonas de maior concentração ou influência de possíveis estratificações, presença de lâminas, feições pedológicas, distribuição do esqueleto entre outros. Estabelecida as zonas ou áreas efetua-se o desenho da lâmina, com suas respectivas zonas. Na seqüência, sob o microscópio petrográfico, primeiramente sob luz normal e depois com nicóis cruzados são efetuadas novas anotações de cada zona ou área delimitada. Progressivamente passa-se a aumentos maiores e a cada nova observação efetuada constroem-se desenhos mais detalhados, ao lado daqueles mais gerais, de cada zona. Após dominar o que aparece na lâmina, passa-se à descrição textual corrida, sempre seguindo a ordem de descrição. A leitura das lâminas ocorreu nas dependências do Laboratório de

Microscopia Ótica do Departamento de Geociências da UFSC e no Laboratório de Minerais e Rochas do Departamento de Geologia da UFPR – LAMIR.

#### **2.1.4 Atividades de gabinete**

##### 2.1.4.1. Construção de toposseqüências

O trabalho de construção de toposseqüência é efetuado a partir das informações de campo de descrição das sondagens. Toda caracterização dos materiais permite o reconhecimento das diferentes unidades sedimentares e de solo que recobrem a encosta. O material coletado e acondicionado em pedocomparador auxilia a individualização das unidades. Foram construídas 10 toposseqüências para caracterizar os setores de média e baixa encosta, sendo 4 delas posicionadas transversalmente à encosta, e 6 longitudinalmente.

##### 2.1.4.2. Produção de mapas e figuras

A digitalização da carta topográfica, das toposseqüências, seções sistemáticas e perfis verticais de detalhe foi efetuada com o *software* AutoCAD Map 2000. As fotografias, não digitais, foram digitalizadas via *scanner* de mesa e tratadas em *software* CorelDRAW 9. A construção de blocos diagramas foi efetuada com o *software* Surfer 7.0, com base nos dados do levantamento topográfico de detalhe.

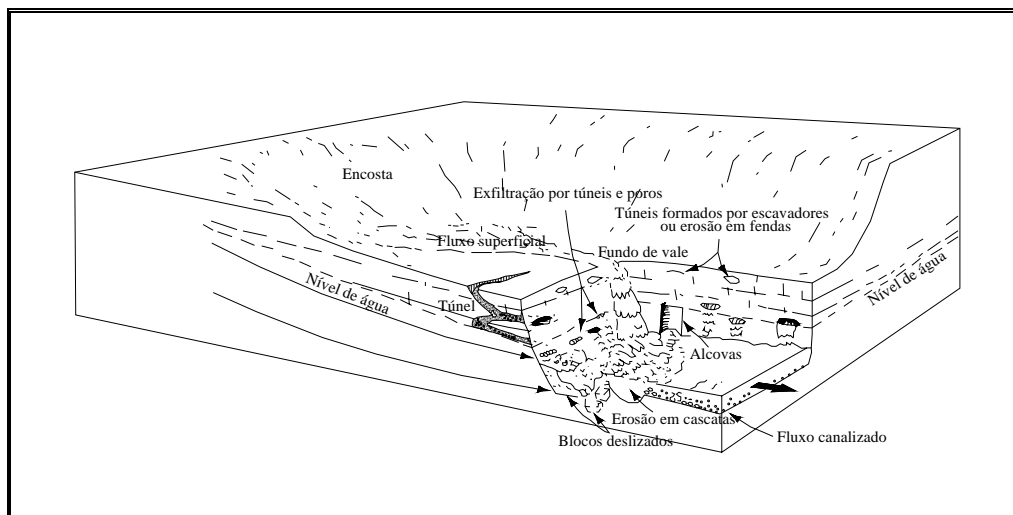
### CAPÍTULO III

#### **CARACTERIZAÇÃO DE PROCESSOS DEPOSICIONAIS EM ENCOSTAS: APLICAÇÕES DA ESTRATIGRAFIA, DA SEDIMENTOLOGIA E DA MICROMORFOLOGIA**

As encostas tropicais e subtropicais estão sujeitas aos processos de intemperismo, erosão e conseqüente produção de sedimentos. A efetividade destes processos é controlada pela litologia, cobertura vegetal, disponibilidade para transporte de partículas de solo e rocha, comprimento, declividade e forma de encosta (SELBY, 1994). No sistema geomorfológico, o transporte de sedimentos é, geralmente, efetuado por eventos de magnitude moderada, que ocorrem com relativa freqüência, do que por eventos de rara magnitude. A seqüência e a natureza dos processos de superfície pretéritos, em grande parte, controlados pelas condições paleoclimáticas, se encontram preservadas nos depósitos sedimentares antigos (TURCQ *et al.* 1993). Assim, determinadas paisagens são o resultado de processos cumulativos que ocorreram por milhões de anos e, de acordo com Meadows (2001), proporcionalmente, feições geomorfológicas de grande escala são produtos de processos geomorfológicos de longos períodos. Portanto, em escala espacial menor, para o autor, a importância das mudanças ambientais do Quaternário torna-se óbvia através da erosão acelerada do solo, manifestada em sistemas de voçorocas e considerada como processo essencialmente quaternário. Além disso, para Van Loon (1999), as mais detalhadas reconstituições de climas pretéritos se referem ao final do Pleistoceno e Holoceno. Evidências de mudanças climáticas continentais nos trópicos úmidos – temperatura, quantidade e padrão de chuvas - vêm sendo interpretadas, principalmente através de análises de polens e sedimentos lacustres, apesar dos problemas relativos ao regime de chuvas pretérito e a resolução do registro estratigráfico (THOMAS, 1994). Mudanças climáticas abruptas podem ocorrer e se manter por poucas centenas de anos (THOMAS e THORP, 1996).

### 3.1 Depósitos e processos de encostas

Os depósitos de encosta, segundo Selby (1994) e Bertran e Texier (1999), estão em geral relacionados a processos como escoamento superficial (laminar e concentrado), ravinamento, voçorocamento e movimentos de massa. Esses processos estão representados na figura 7 .



**Figura 7 - Processos de erosão em encostas.**

(Modificado de Dietrich e Dunne, 1993).

O fluxo superficial hortoniano ocorre somente quando a intensidade da chuva excede à capacidade de infiltração do solo (MORGAN, 1986). Esta categoria de fluxo, associada ao destacamento de partículas do solo pelo impacto das gotas de chuva (*splash*), é responsável, segundo Morgan (1986), por mais de 95% das perdas de solo em áreas de solo nu ou cultivado. Por outro lado, o fluxo superficial de saturação, o fluxo subsuperficial e em túneis são responsáveis por pequenas quantidades de descarga de sedimentos (SELBY, 1994).

Bertran e Texier (1999) propõem classificação de processos de encosta que refletem a forma e a velocidade do movimento e as propriedades reológicas e o tamanho do material em movimento (quadro 2).

QUADRO 2 - Classificação de processos de encosta

Concentração de sedimentos	Baixa		Intermediária	Alta	
Principal fluido intersticial	Ar	Água	Água + finos	Ar	Água + finos
Processos	Queda de blocos	Escoamento superficial Fluxo canalizado	Escoamento superficial Fluxo hiperconcentrado	Fluxo de grãos	Fluxo de detritos (liquefação) Deslizamento de terra

Fonte: Modificado de Bertran e Texier, (1999).

No caso de queda de blocos, as rochas caem de uma encosta inclinada como partículas individuais ou assembléias altamente dispersas por rolamento, saltação ou deslizamento. No escoamento superficial a concentração de sedimentos é intermediária. A espessura da água que flui na encosta é em geral de poucos milímetros, o que promove uma pobre separação de carga de leito e partículas suspensas. Fluxo de grão e avalanches correspondem ao fluxo de pequenos fragmentos de rochas ou grandes volumes de material que se desintegraram no processo de deslizamento ou colapso em encosta inclinadas. O fluxo de detritos constitui o fluxo de sedimentos liquefeitos oriundos da remoção de material acumulado em voçorocas ou de deslizamentos acrescidos de água (BERTRAN e TEXIER, 1999). Deformações em depósitos são associados com deslizamentos de pequena magnitude que ocorrem na parte baixa da encosta (SELBY, 1994).

Os processos dominantes na encosta diferem através da paisagem e variam em magnitude e frequência e através do tempo (SELBY, 1994). Variáveis como forma, declividade e comprimento da encosta, cobertura vegetal, condições climáticas no que se refere temperatura e precipitação devem ser consideradas nesta abordagem (THOMAS, 1994, VANDENBERGHE, 2002).

### 3.1.1. Conceituação de materiais que recobrem as encostas

Sob a perspectiva de alteração de materiais e sedimentológica, utilizaram-se os conceitos de alterita, lente, alúvio e colúvio. Com relação ao colúvio e ao alúvio far-se-á maior discussão sobre os seus significados porque neles estão embutidas

as noções dos processos responsáveis por sua formação. A lente constitui corpo litológico diferente das rochas adjacentes que exhibe forma biconvexa, isto é, mais espesso no meio e mais delgado nas duas extremidades (SUGUIO, 1998). Segundo Thomas (1994), os colúvios recobrem mais da metade das superfícies úmidas, sub-úmidas e secas dos trópicos, estando localizados preferencialmente na média e baixa encostas. Nas porções elevadas da encosta encontram-se os elúvios ou afloramento de rocha fresca. Por elúvio (*eluvium*) reconhece-se o material de alteração, formado *in situ* pelo intemperismo da rocha subjacente que, apesar de constituir manto muito decomposto quimicamente, ainda mantém a estrutura original da rocha (MENDES, 1984, GUERRA e GUERRA, 2001). Suguio (1998) apresenta como sinônimo de elúvio o termo *alterita*, cuja designação é atribuída ao produto de alteração de quaisquer rochas que ainda preservam a estrutura original.

O colúvio (*colluvium*) constitui o material heterogêneo e incoerente formado por solo e fragmentos de rocha depositados através de enxurradas ou deslizamentos, no sopé das encostas ou preenchendo depressões da topografia, onde os movimentos de massa foram importantes (MOUSINHO e BIGARELLA, 1965). Por definição, o termo colúvio faz referência ao material que sofreu deslocamento na encosta, ou seja, ele é resultado da mobilização lateral do elúvio (SUGUIO, 1998; GUERRA e GUERRA, 2001) ou até mesmo de colúvios antigos. Bates e Jackson (1997) apresentam duas definições de colúvio, sendo uma delas sinônimo de alúvio por causa da relativamente grande participação da água.

- a) Termo geral 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.
- b) Alúvio depositado por erosão laminar ou escoamento superficial não concentrado, geralmente na base da encosta.

Sob perspectiva genética, o colúvio foi interpretado por Plaisance e Cailleux (1958), citados por Mousinho e Bigarella (1965) como o material transportado por escoamento superficial através da encosta. Sob o ponto de vista descritivo, segundo estes autores, o colúvio corresponderia ao material que “desce” a encosta (MOUSINHO e BIGARELLA, 1965), independentemente dos mecanismos ou



processos envolvidos. Em geral os colúvios são pouco estratificados ou não apresentam qualquer tipo de estratificação (MOUSINHO e BIGARELLA, 1965, BIGARELLA e MOUSINHO, 1966; SELBY, 1994,). A estratificação incipiente, verificada em alguns colúvios é, portanto, segundo Selby (1994) diagnóstico de transição para o alúvio.

O termo alúvio (*alluvium*) compreende os sedimentos selecionados de 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 com maior declividade (BATES e JACKSON, 1997). É importante ter-se em mente o conceito de alúvio porque a ocorrência de estratificações, muitas vezes incipientes, em depósitos de baixa encosta e ou de eixos de concavidade são feições relativamente comuns na área em estudo (CAMARGO, 1998; OLIVEIRA *et al.*, 2001). Localmente são reconhecidas estruturas sedimentares com estratificação e selecionamento de sedimentos que ocorrem no ambiente de encosta com transição para a calha fluvial; os processos que aí se verificam, também se alternam entre aqueles de encosta e os de canal. Portanto, nestas situações, será utilizada a expressão "alúvio-coluvial" para designar os depósitos formados nesta área de transição.

No que se refere aos paleorizontes organo-minerais, estes foram reconhecidos inicialmente pela tonalidade escura e pela textura mais argilosa. Contudo considerou-se importante introduzir discussão a respeito da acumulação de matéria orgânica no solo. A matéria orgânica no solo é função do balanço entre a adição de material orgânico (resíduos de plantas, animais, insetos, etc.) e a perda. Segundo Brady (1989), a introdução de tecidos frescos no solo promove rápida elevação na atividade microbiana decompositora. Esta atividade atinge seu ponto máximo quando a energia está sendo liberada e o dióxido de carbono é formado em grandes quantidades. Bactérias, fungos e actinomicetes decompositores atuam tanto na decomposição como na sintetização de novos produtos. Segundo esse autor, o tecido microbiano pode corresponder à metade da fração orgânica do solo. Este material é rapidamente decomposto com importante produção de dióxido de carbono. A matéria orgânica que resta nesse momento é uma massa coloidal escura e heterogênea denominada húmus que 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). Este material coloidal e amorfo tem área de exposição e capacidade de adsorção que excedem aquelas apresentadas por quaisquer argilas. Em relação à água adsorvida, o húmus completamente sintetizado de um solo mineral adsorverá de uma atmosfera saturada, segundo Brady (1989), algo em torno de 80% a 90% de água. Em contrapartida, a argila, nas mesmas condições, adsorveria aproximadamente 15 a 20% da água. Fato excepcional do húmus é a sua cor. De acordo com Brady (1989), o pigmento preto do húmus poderá apresentar variações em função das condições climáticas. Em ambientes semi-áridos, com média pluviométrica anual em torno de 400 mm, o pigmento é muito escuro e abundante. Regiões com clima temperado e úmido a pigmentação é menos intensa; nas regiões tropicais é menor ainda. Neste contexto, a cor passa a ser referência do ambiente. Portanto a pigmentação orgânica nem sempre é referência do teor de matéria orgânica existente no solo.

Para Thomé Jr. (1997), em condições de clima subtropical e tropical, como na maior parte do Brasil, a produção de biomassa é elevada (alta adição). Entretanto, a velocidade de mineralização da matéria orgânica também é rápida. Outro fator a ser considerado é o incremento da mineralização gerado pela atividade agrícola. Segundo o autor citado, solos com agricultura apresentaram elevados teores de matéria orgânica, entre 25 a 30gM.O./dm<sup>3</sup> (quadro 3) em solos argilosos, e valores mais baixos em solos de textura arenosa ou média. Assim sendo, elevados teores de matéria orgânica podem representar solos formados sob as 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.

Segundo Thomé Jr. (1997), limitações naturais como (baixa temperatura, falta de O<sub>2</sub> e pobreza em nutrientes) são mais prejudiciais aos microorganismos decompositores do que às plantas produtoras de biomassa. Dessa forma, a adição é maior que a perda, ocorrendo acúmulo de matéria orgânica. Deve-se ressaltar que ,

segundo o autor, nem todo solo rico em matéria orgânica é considerado um solo orgânico. Do ponto de vista técnico, solos orgânicos têm, ao menos, 0,80m de profundidade e no mínimo  $120\text{gC}/\text{dm}^3$  ( $200\text{ gM.O.}/\text{dm}^3$ ), se não houver argila. Na presença de argila, deve-se conter essa quantidade mais  $0,5\text{gC}/\text{dm}^3$  ( $0,9\text{ gM.O.}/\text{dm}^3$ ) para cada 1% de argila, portanto tem-se:

- a) solo Orgânico:  $\text{g M.O.}/\text{dm}^3 \geq [200 + 0,9x(\% \text{ argila})]$ ;
- b) solo mineral:  $\text{g M.O.}/\text{dm}^3 < [200 + 0,9x(\% \text{ argila})]$ .

O teor de matéria orgânica tende a diminuir com a profundidade. Segundo Thomé Jr. (1997), nas camadas superficiais (horizonte A, geralmente entre 0 e 20 cm) os valores de matéria orgânica variam. Entretanto, abaixo de 20 cm de profundidade (ou no chamado horizonte B), os teores de matéria orgânica geralmente são inferiores a  $15\text{gM.O.}/\text{dm}^3$ , exceto em solos com horizonte A que ultrapassam os 20 cm. A exceção pode ocorrer, também, no caso de horizontes enterrados, situação comum em solos influenciados por depósitos de materiais provenientes de outros ambientes, que podem ser aluviais, colúvio-aluviais, ou paleossolos.

QUADRO 3 - 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
	$\text{g}/\text{dm}^3$		$\text{g}/\text{dm}^3$	
Baixo	9	15	$\leq 1,4$	$\leq 2,5$
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: Thomé Jr. (1997).

É importante ressaltar que o teor de matéria orgânica no solo exerce forte influência sobre as condições físicas e químicas do solo. Dentre essas influências, Brady (1989) cita os efeitos sobre a cor (mencionados acima). Em relação às propriedades físicas, o húmus auxilia na granulação do solo, reduz a plasticidade e a coesão, além de aumentar a capacidade de retenção de água. Com a elevação da capacidade de adsorção de cátions, o húmus é responsável por 30% a 90% do poder de adsorção de água dos solos minerais, além de melhorar o suprimento e capacidade de assimilação dos nutrientes.

Sob a perspectiva pedológica os elementos abordados foram horizonte "A" e horizonte B. O horizonte "A" é definido como horizonte mineral, superficial ou em seqüência a horizonte ou camada "O" ou "H", de concentração de matéria orgânica decomposta e perda ou decomposição principalmente de componentes minerais. A matéria orgânica está intimamente associada aos constituintes minerais e é incorporada ao solo mais por atividade biológica do que por translocação. As características de horizonte "A" são influenciadas pela matéria orgânica. Acréscimo de matéria orgânica associada com atividade biológica, juntamente com perdas ou decomposição são os fenômenos que determinam principalmente as características do horizonte A (VIEIRA, 1975). O horizonte B é definido como horizonte mineral formado sob um horizonte A, E ou H, apresenta -se bastante afetado por transformações pedogenéticas, com pouca ou nenhuma estrutura original da rocha. Destacam-se nele a neoformação de argilas silicatadas e produção de óxidos, contribuindo para o desenvolvimento de cor, formação de estruturas em bloco, prismática, colunar ou granular, associada ou não com acumulação de argila silicatada, sesquióxidos de alumínio e ferro, matéria orgânica, individualmente ou em combinações (IBGE, 1995).

### **3.1.2. Estruturas, depósitos de encosta e processos associados**

Os sedimentos de encosta raramente são preservados como registro geológico porque estão sujeitos à erosão por processos variados e, principalmente, à bioturbação e a processos deposicionais e pedológicos que podem destruir os finos depósitos coluviais, incorporando-os ao solo (SELBY, 1994). As curtas distâncias entre os pontos de erosão e sedimentação promovem mistura de partículas de vários tamanhos, sendo os clastos pouco arredondados, mal selecionados e pouco estratificados. Por outro lado, processos de voçorocamento e formação de leques aluviais fazem com que as características dos materiais evoluam progressivamente de colúvio para alúvio na medida em que a profundidade e a regularidade do fluxo aumentam e na medida em que aumenta a distância da área fonte (DIETRICH e DUNNE, 1993; SELBY, 1994). Depósitos aluviais podem ocorrer em baixa encosta ou preenchendo antigos canais. A estratificação é a característica mais importante (WASSON, *et al.*, 1998). Esses podem apresentar intercalações com níveis orgânicos (SELBY, 1994).

Em voçorocas, De Ploey (1984) estabeleceu modelo de colúviação, no qual se observa que a sedimentação freqüentemente ocorre de forma gradual ao longo do canal: grandes fragmentos de rocha podem ser encontrados a montante, enquanto a sedimentação do leque, enriquecida com finos, pode ser encontrada mais a jusante em baixos ângulos da encosta. Para Vandekerckhove *et al.* (2000), as taxas de sedimentação de encostas, nas quais desembocam voçorocas, são geralmente altas, principalmente em função do elevado teor de fragmentos de rocha fornecido no escoamento. Já para Prosser *et al.*, (2000) mais de 90% da carga sedimentar, em canais de voçorocas, resulta do colapso de materiais de suas bordas, aumentando sua importância com o aumento da profundidade da incisão. Os depósitos de encosta relacionados com incisões têm, em geral, características que são amplamente controladas pela área fonte, cuja modificação por selecionamento e fragmentação durante o transporte são geralmente pequenas. Neste ambiente, os depósitos são, em geral, de espessura reduzida, sendo o contrário verificado apenas nos casos em que tenham ocorrido taxas importantes de erosão encosta acima. Variações locais de descarga permitem o desenvolvimento de lentes delgadas de sedimentos de calibre diferente. Entretanto, o principal controle da textura dos sedimentos é a própria textura dos materiais na área fonte (SELBY, 1994). A maioria dos depósitos de voçorocas é constituído por sedimentos de grãos finos (argila, silte e areia muito fina); contudo em áreas onde rochas afloram, grânulos e areias podem ocorrer.

Outro aspecto que deve ser destacado refere-se à curta distância em geral percorrida pelos materiais nesses processos, fazendo com que os depósitos de ravina e escoamento difuso raramente apresentem carga de fundo (SELBY, 1994). No entanto, para esse autor, em depósitos de voçoroca, podem ocorrer lentes alternadas de material grosso e fino, relacionadas às flutuações de descargas durante as chuvas e enxurradas, ou às variações no fornecimento do material. Estão inseridos ainda entre os processos responsáveis por depósitos de encostas, os movimentos de massa que incluem movimentos lentos e rápidos de solo e rocha. O volume de sedimentos gerados por movimentos de massa depende do volume de material removido no local de deslizamento, contudo podem ocorrer alterações nas características dos materiais transportados, devido à perda de água durante o movimento, ou incorporação de novos fragmentos. O inverso também é verdadeiro:

o material transportado pode sofrer acréscimo de água durante o transporte, tornando o fluxo menos viscoso (SELBY, 1994). Em geral, os depósitos gerados por movimentos de massa apresentam estrutura maciça e freqüentemente recobrem paleossolos.

As ravinas e pequenas voçorocas geram, na base da encosta, pequenos depósitos de leque que variam, de poucas dezenas de centímetros a poucos metros de comprimento, devido às pequenas dimensões da área de captação a montante da erosão (SELBY, 1994; PAISANI e OLIVEIRA, 2001). O material movimentado, em geral, é de tamanho entre silte e areia. Ocasionalmente podem ocorrer fragmentos de granulação maior em depósitos de leques onde as voçorocas são maiores e mais íngremes, mas que apresentam ocasionalmente alto fluxo relacionado a tempestades (SELBY, 1994). Este processo está associado em geral a intensos processos de voçorocamento, em regiões úmidas e semi-áridas, e resulta na expansão maciça da rede de canais, freqüentemente erosionando antigos depósitos coluviais e aluviais (DIETRICH e DUNNE, 1993; SELBY, 1994). Depósitos com estratificação e bom selecionamento de grãos são bons indicativos de fluxo superficial hortoniano (SELBY, 1994; CERDÀ e GARCÍA-FAYOS, 1997), que podem adotar o mesmo padrão daqueles fluviais, (BERTRAN *et al.*, 1997). Deslizamentos de terra produzem deformações sindeposicionais reconhecidas através de dobras (BERTRAN e TEXIER, 1999) e, como regra, não há selecionamento de sedimentos e os materiais apresentam caráter porfirítico.

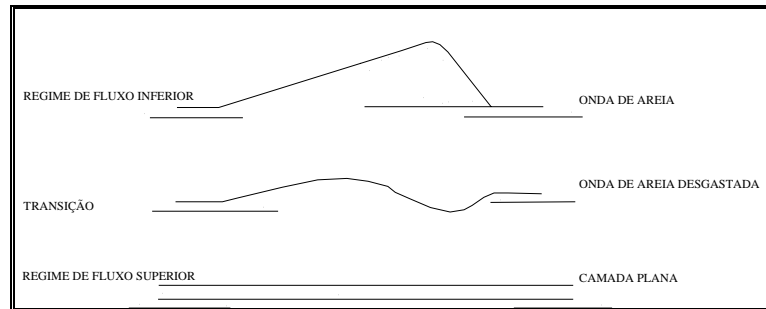
### **3.2 Estrutura de sedimentação como indicador paleoambiental**

O entendimento da dinâmica de fluidos fornece base física para discussão de transporte de sedimentos e formação de estruturas sedimentares (NICHOLS, 2000). Os mecanismos de transporte e deposição de sedimentos são operados pelas leis da física (ALLEN, 1966; 1984; SUGUIO, 1980). É da interação de fluidos com material não coesivo que são produzidas determinadas estruturas sedimentares (SELLEY, 1988). As estruturas sedimentares são formadas como resultado de interações entre gravidade, características físicas e químicas do sedimento e do

fluido, podendo fornecer informações importantes sobre as condições hidráulicas do ambiente de deposição (REINECK e SINGH, 1980).

As diferentes formas de leito se originam tão logo o transporte de sedimentos seja iniciado em um canal. Elas se classificam em micro ou macro-ondulações, antidunas e camadas planas. Embora similares, essas estruturas variam em tamanho. Conforme as condições hidráulicas no canal, várias formas de leito ocorrem. Essas configurações ou formas de leito (*bed form*) são úteis para classificar o regime de fluxo que pode ser inferior ou superior, ocorrendo a transição na passagem de um para outro regime (MEDEIROS, *et al.* 1971; SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

No regime de fluxo superior a resistência ao escoamento é baixa, e o transporte de sedimentos é intenso. A superfície da água encontra-se em fase com a superfície do leito e o transporte dos sedimentos dá-se em lençóis, deslocando-se os grãos individualmente, por rolamento, de maneira quase contínua corrente abaixo. Desenvolvem-se então camadas planas e ondas de areia transgressivas e regressivas (antiduna), com espessuras correspondentes ao tamanho do grão (MEDEIROS, *et al.* 1971, SUGUIO e BIGARELLA, 1979). No regime de fluxo inferior se dá alta resistência ao escoamento e baixo transporte de sedimentos. As ondulações de superfície da água não estão em fase com as ondulações dos sedimentos do leito. As formas de leito são marcas ondulares ou então ondas de areia de seção transversal em forma triangular. A resistência ao fluxo é dada pela aspereza (*roughness*) das formas de leito (*bed form*). O transporte se dá por etapas, grãos individuais movem-se para cima até a crista das marcas de onda ou das ondas de areia e em avalanche pela superfície frontal (MEDEIROS *et al.* 1971; SUGUIO e BIGARELLA, 1979). A configuração do leito na zona transicional apresenta combinações dos aspectos acima descritos, com as formas de leito geralmente erráticas ou caóticas. Segundo Medeiros *et al.* (1971) na transição de regime de fluxo inferior para superior, as ondas de areia decrescem em amplitude e aumentam em comprimento, até o leito adquirir configuração plana, conforme figura 8. O conceito de regime de fluxo explica não só o tipo de deposição de leito esperado em canais aluviais, mas também o decréscimo ascendente na granulometria.



**FIGURA 8 - Formas de leito básicas desenvolvidas em diferentes tipos de regime de fluxo**  
(modificado de MEDEIROS *et al.*, 1971).

MEDEIROS *et al.* (1971) apresentaram generalizações da interpretação hidráulica dos sedimentos de canal e o regime de fluxo (figura 9). Assim, lineações de partição e marcas de ondas originam-se de regime de fluxo superior. A estratificação cruzada festonada representa o registro preservado de ondas de areia originadas em níveis elevados de energia de regime de fluxo inferior. Reduzindo-se a velocidade, desenvolvem-se marcas ondulares e, por fim, nos níveis mais baixos de energia de regime de fluxo inferior, tem início queda de partículas.

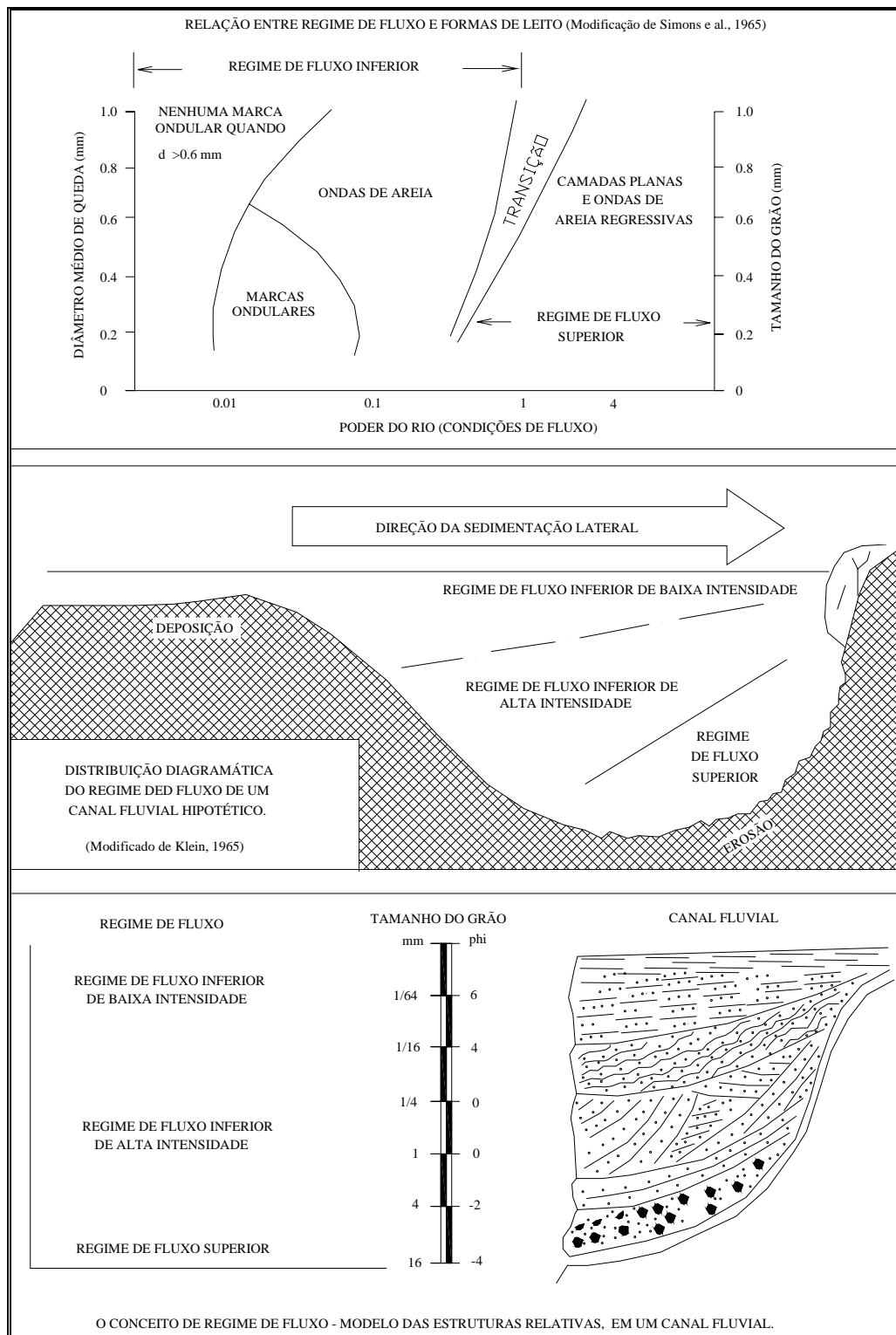
Suguio e Bigarella (1979), com base em Simons e Richardson (1965), sintetizam que, à medida que aumenta a intensidade do fluxo, se apresentam as seguintes configurações de leito: a) camada plana sem movimentação; b) pequenas ondulações; c) mega-ondulações; d) camada plana com movimentação de sedimentos; e) antidunas. Medeiros *et al.* (1971) apresentam as formas de leito mais difundidas e as respectivas estratificações de acordo com o regime de fluxo (quadro 4).

**QUADRO 4 - Sumário das formas de leito mais comuns e as estruturas sedimentares relacionadas ao regime de fluxo**

<b>Regime de fluxo</b>	<b>Forma de leito</b>	<b>Estruturas sedimentares</b>
Inferior (baixa energia)	Marcas ondulares pequenas ou ausentes	Estratificação cruzada de pequeno porte ou ausente laminação horizontal
Inferior (alta energia)	Ondas de areia	Estratificação cruzada acanalada (festonada)
Superior	Camada plana /Onda de areia estacionaria ou regressiva	Acamamento plano e lineação de partição maciço

Fonte: Modificado de Medeiros *et al.* (1971).





**FIGURA 9 - O conceito de regime de fluxo em um canal fluvial (modificado de MEDEIROS et al., 1971).**

De acordo com Suguio e Bigarella (1979) as formas de leito podem ser consideradas como “produtos bifásicos de superfície livre” (*two-phase, free-surface flows*) em que os grãos transportados como carga de leito ou carga suspensa estão continuamente intercambiados entre o leito e o fluxo.

### 3.2.1 Estruturas sedimentares

Sedimento é uma acumulação de minerais e fragmentos de rocha que são transportados por um meio móvel que, ao se acumularem, constituem os depósitos de sedimentos. Assim, o meio de transporte e o meio de deposição são os fatores mais importantes a serem considerados no estudo de estruturas de sedimentação (REINECK e SINGH, 1980). Muitas estruturas sedimentares se originam de processos que envolvem movimento de água ou ar que ocorreram durante a deposição. Outros são formados por processo físicos posteriores à deposição inicial (BOGGS JUNIOR, 1992).

O estudo das estruturas sedimentares preservadas em antigos canais preenchidos ou depositadas nas encostas pode constituir importante instrumento para reconstituição de mecanismos e processos pretéritos (MELLO, 1992). A classificação de estruturas sedimentares pode ser efetuada com base nas suas características morfológicas, ou no modo presumível de sua origem. Boggs Junior (1992) considera que nenhum desses métodos é totalmente satisfatório. A classificação morfológica, segundo o autor, fornece pouca ou nenhuma informação sobre a gênese da estrutura, e algumas vezes tenta inconvenientemente encaixar todas as estruturas em poucas categorias descritivas. A classificação genética, por sua vez, pode ser mal interpretada, pois algumas estruturas podem ter sido formadas por mais de um processo.

Pettijohn (1963) apresenta a classificação de estruturas sedimentares (quadro 5) que faz uso tanto de terminologias puramente descritivas, quanto genéticas, e divide as estruturas em categorias, algumas das quais baseadas somente na morfologia, enquanto outras dependem da descrição genética.

Selley (1988) apresenta classificação de estruturas sedimentares primárias (quadro 6) a qual indica a origem física, inorgânica das mesmas.

QUADRO 5 - Classificação de estruturas sedimentares

<b>Estruturas inorgânicas</b>		<b>Estruturas orgânicas</b>
Estruturas primárias ou mecânicas	Estruturas secundárias	
A - Estratificação paralela horizontal 1.laminações 2.estratificação cruzada 3.estratificação gradacional	A – Estruturas de dissolução 1.Estilolitas 2.Zonas de corrosão 3.Geodo, oólitos, pisólitos, etc.	A – Petrificações
<b>B - Estruturas de estratificação lineares</b> 1.Estriações 2.Lineações em areias 3.Marcas de ondulação	<b>B - Estruturas de acreção</b> 1.Nódulos 2.Concreções 3.Agregados cristalinos (esferulitas e rosetas) 4. Veios 5. Bandeamentos em cores	B – Estratificação (estromatólitos)
C-Irregularidades e marcas no plano de estratificação 1.Marcas de ondas de linhas de deixa 2. Marcas de chuva 3.Cortes, cavidades, etc.	C-Estruturas compostas 1.Geodos 2.Septárias 3.Cone-em-cone	C-Várias de bioturbação 1.Estruturas de bioturbação 2.Pistas 3.Pelotas fecais e coprólitos
<b>D-Estratificação deformada</b> 1.Estrutura de escape de água dobrada 2. <i>Boudinage</i> 3.Estratificação quebrantada Estrutura brechosa, blocos rompidos por tração, gretas de dessecação, galha de argila, etc. 4. Diques e <i>sills</i> sedimentares		

Fonte: Modificado de Pettijohn (1963)

Quadro 6 - Classificação de estruturas sedimentares primárias

<b>Grupos</b>	<b>Exemplos</b>	<b>Origem</b>
Pré-deposicional (Intra-estratal)	Canais Escavação e preenchimento Turboglifos Marcas de sulcos Marcas de objetos Marca ondulada	Principalmente erosiva
Sindeposicional (Intra-estratal)	Maciça Estratificação plana Estratificação cruzada Estratificação gradacional Laminação plana Laminação cruzada	Principalmente deposicional
Pós-deposicional (Deformadas)	Escorregamento e deslizamento Estruturas de deformação plástica Laminação convoluta Acamamento convoluto Camadas frontais recumbente Estruturas de sobrecarga	Principalmente deformacional
Miscelânea	Marcas de pingo de chuva Gretas de contração Diques plásticos <i>Boudinage</i> , etc.	

Fonte: Modificado de Selley (1988)

Por fim, Boggs Junior (1992) ressalta que qualquer forma de classificação, seja ela genética, seja ela baseada na morfologia, é inteiramente insatisfatória. O autor apresenta uma classificação de estruturas sedimentares primárias baseada nos dois critérios: morfológico e genético (quadro 7). Estruturas sedimentares primárias são formadas diretamente pelos agentes de transporte sedimentar. Elas podem fornecer evidências do tipo de ambiente onde se formaram, dando indicação da profundidade e da energia do ambiente e da velocidade hidráulica e direção da corrente. Estruturas secundárias surgem durante o curto intervalo entre a deposição de sedimento e o começo de litificação. As estruturas primárias excedem de longe em número e variedade as estruturas secundárias (BOGGS JR, 1992).

Pettijohn e Potter (1964) definem estruturas sedimentares primárias como aquelas formadas durante a deposição ou imediatamente após, porém antes da consolidação dos sedimentos em que eles são encontrados. Assim, eles incluem várias espécies de marcas de superfície, formas de camadas e estratificação. Estão incluídas também as estruturas produzidas pelas atividades dos organismos

(estruturas de bioturbação) e estruturas de deformação penecontemporâneas, produzidas após a deposição, mas antes da consolidação dos sedimentos. (REINECK e SINGH, 1980).

QUADRO 7 - Classificação de estruturas sedimentares primárias mais comuns

Classificação genética	Estruturas deposicionais			Estruturas erosivas		Estruturas de deformação					Estruturas biogênicas		
	Estruturas formadas por corrente de suspensão-decantação e ondas	Estruturas formadas pelo vento	Estruturas de precipitação química e bioquímicas	Marcas de escavação	Marcas de objeto	Estrutura escorregamento	Estruturas de sobrecarga	Estruturas de injeção (fluidização)	Estrutura de escape de fluidos	Estruturas de dessecação	Estrutura de impacto (granizo, aspersão de água)	Estrutura de bioturbação	Estruturas de bioestratificação
Classificação morfológica													
<b>Estratificação e laminação</b> -Laminação -Acamamento gradacional -Acamamento maciço (sem estratificação)	X X X	X	X									X X	
<b>Formas de Leito</b> -Marcas de ondulação -Ondas arenosas -Dunas -Antidunas	X X X X	X X											
<b>Laminação cruzada</b> -Estratificação cruzada -Laminação cruzada ondulada -Estratificação flaser e lenticular -Estratificação cruzada por ondas	X X X X	X X											
<b>Estratificação irregular</b> -Laminação e estratif. convoluta -Estrutura em chamas -Pseudonódulos -Dobras e falhas sinsedimentares						X	X X X						

QUADRO 7 - Classificação de estruturas sedimentares primárias mais comuns - continuação

Classificação genética	Estruturas deposicionais			Estruturas erosivas		Estruturas de deformação					Estruturas biogênicas		
	Estruturas formadas por corrente de suspensão-decantação e ondas	Estruturas formadas pelo vento	Estruturas de precipitação química e bioquímicas	Marcas de escavação	Marcas de objeto	Estrutura escorregamento	Estruturas de sobrecarga	Estruturas de injeção (fluidização)	Estrutura de escape de fluidos	Estruturas de dessecação	Estrutura de impacto (granizo, aspersão de água)	Estrutura de bioturbação	Estruturas de bioestratificação
Classificação morfológica													
<b>Estratificação irregular</b> -Estrutura em forma de pires e em pilar -Canais -Estrut. de corte e preenchimento -Estratificação mosqueada -Estromatólitos				X X								X	X
<b>Marcas de planos de estratificação</b> -Marcas de sulco lavrado por objeto; estriação, de roçadura; de empuxo; de punção e de rolamento -Turboglifo -Lineação de partição -Estrutura de sobrecarga -Pista descontínua; pista contínua; estrutura de escavação -Gretas de contração, gretas de sinérese -Impressão de bolhas -Marcas de sulco de lavagem e linha de deixa	X			X	X		X					X	
<b>Outras estruturas</b> -Diques e sills sed.								X					

Fonte: Modificado de BOGGS JR, 1992)

Segundo Allen (1966; 1984), as estruturas mecânicas de rochas e de depósitos sedimentares são formas ordenadas em planos de estratificação e com padrão tridimensional de leitos ou camadas mineralógicas e/ou textural no interior do estrato. As estruturas sedimentares, de acordo com Nowatzki *et al.* (1984), são as grandes feições das rochas sedimentares e podem ser reconhecidas em termos de arranjo interno de seus constituintes, e também pelas suas características no topo e na base da camada. Sem dúvida, grande número de estruturas sedimentares tem sido descritas na literatura. Entretanto, Selley (1980) e Conybeare e Crook (1982) consideram suas nomenclaturas e as diversas classificações confusas e complexas.

Segundo Brush (1965), citado por Reineck e Singh (1980), as estruturas são resultantes do arranjo ou selecionamento dos sedimentos em termos de tamanho, forma e gravidade específica dos materiais envolvidos. O selecionamento por sua vez, é produto de taxas variáveis de deposição dos sedimentos, grau de turbulência do fluxo, avalanches gravitacionais e limiares de tensão de cisalhamento. Em síntese, as estruturas sedimentares primárias inorgânicas fornecem informações úteis a respeito das condições hidráulicas do ambiente de deposição. Selley (1988) reconhece que estruturas sedimentares são indicações muito importantes do ambiente deposicional. Este, segundo Selley (1980), pode ser o local de erosão, não deposição ou deposição, e com ampla generalização, o ambiente subaéreo é tipicamente erosivo, enquanto os subaquosos são principalmente deposicionais. Alguns ambientes alternam-se através do tempo entre fases de erosão, equilíbrio e deposição. Trata-se de uma parte da superfície terrestre que é física, química e biologicamente distinta das áreas adjacentes, como por exemplo, lagos, delta, desertos. Aqueles três parâmetros incluem flora e fauna do ambiente, sua geologia, geomorfologia, clima, tempo e, se for subaquoso, a profundidade, temperatura, salinidade e sistema de corrente de água. Estas variáveis são estreitamente ligadas em equilíbrio dinâmico, ou seja, a mudança em uma das variáveis causa mudança em todas as outras. A reconstituição do ambiente deposicional antigo pode ser obtida pelo estudo de detalhes e definição de ambientes atuais e vários processos ativos em ambientes individuais (SUGUIO, 1980, CONYBEARE e CROOK, 1982). Reineck e Singh (1980) postulam que o reconhecimento dos processos físicos e sua importância nos mais variados ambientes com certeza auxiliarão na reconstituição até mesmo daqueles ambientes que não têm correspondência com os atuais. De

acordo com Suguio (1980), no estudo do ambiente físico de sedimentação, é imprescindível determinar as condições hidrodinâmicas sob as quais os sedimentos foram depositados. Isto somente é possível através do estudo criterioso das estruturas sedimentares primárias, e da habilidade de reconhecer estruturas secundárias produzidas após a deposição (REINECK e SINGH, 1980). Considerando a classificação de Selley (1976) para estruturas sedimentares, serão apresentados os aspectos teóricos referentes às estruturas sedimentares sindeposicionais e pós-deposicionais de caráter relevante para o presente estudo.

### **3.2.1 Categorias de estruturas sedimentares**

De acordo com a classificação proposta por Selley (1976), três grupos de estruturas sedimentares inorgânicas primárias, baseadas na morfologia e no período de sua formação, serão discutidos a seguir.

#### **3.2.1.1 Estruturas pré-deposicionais**

Trata-se de feições que ocorrem nas superfícies entre camadas e são formadas anteriormente à deposição de camada sedimentar sobreposta. A origem dessas estruturas é principalmente erosiva.

##### **a) Estrutura de escavação e preenchimento**

Trata-se de feições erosivas cujas dimensões são de decímetros a alguns metros. As estruturas de escavação ou corte são sempre formadas em condições subaquáticas, estando seu maior eixo disposto paralelamente à direção da paleocorrente (SUGUIO, 2003). Geralmente as escavações são preenchidas por sedimentos clásticos que apresentam, principalmente, estratificação cruzada (SUGUIO, 2003).

#### **3.2.1.2 Estruturas sedimentares sindeposicionais**

Representam as estruturas formadas contemporaneamente à sedimentação. Dentre as estruturas primárias das rochas sedimentares, sua característica mais comum é a estratificação (PETTIJOHN, 1963), embora ela não seja exclusiva desse tipo de rocha (SUGUIO, 2003). Estratificação é o termo usado para descrever seqüências sedimentares que evidenciam o arranjo de camadas ou estratos

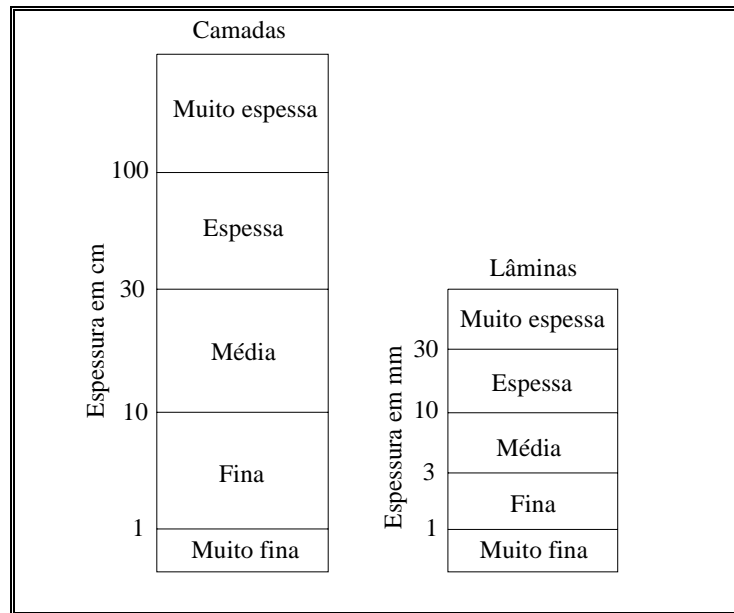


superpostos (NOWATZKI *et al.*, 1984). A estratificação ocorre de forma geralmente tabular ou lenticular, pertencentes a alguma unidade litológica ou estrutural que pode assumir diversas dimensões. As laminações são as menores unidades da estratificação, em alguns casos, são meros documentos de fases transitórias ou pequenas flutuações casuais na velocidade da corrente de deposição e apresentam alternâncias mais ou menos distintas de diferentes materiais, que variam, entre si, no tamanho do grão ou na composição (PETTIJOHN, 1963). Diferencia-se do estrato por este constituir-se em camada com espessura maior que um centímetro, distinguível entre a camada superior e a inferior, cujo contato pode ocorrer com discreta mudança na litologia, uma forte mudança física na litologia, ou por ambos. A laminação, por sua vez, se restringe às unidades similares e com espessura inferior a um centímetro. Então, na concepção de Pettijohn (1963), a diferença é inteiramente dimensional. A lâmina é uma pequena camada macroscópica em uma seqüência sedimentar, relativamente uniforme em composição e textura. Ela apresenta pequena extensão e é formada em curto período de tempo, se comparada aos estratos (CAMPBELL, 1967). As lâminas são distinguidas por diferenciações no tamanho do grão, pela cor, pela presença de matéria-orgânica, composição mineral e, em raros casos, no conteúdo de microfósseis em alguns sedimentos (BOGGS JUNIOR, 1992). Ela pode ser reconhecida como o menor leito megascópico dentro de uma seqüência sedimentar (CAMPBELL, 1967).

O estrato, de acordo com Campbell (1967), é uma camada de rocha sedimentar limitada, acima e abaixo, por planos de estratificação ou inconformidades. Sua geometria pode ser tabular, lenticular, ou em cunha. A espessura geralmente é centimétrica e a extensão lateral é de alguns metros até vários quilômetros, e o tempo de formação pode variar de poucos minutos a alguns anos. Os planos de estratificação são produzidos durante períodos não-deposicionais ou de mudanças abruptas nas condições deposicionais, e a erosão geralmente acompanha esses períodos. O plano de estratificação assim formado é a superfície deposicional para o estrato subjacente (CAMPBELL, 1967).

A nomenclatura proposta por Ingram (1954) e modificada por Campbell (1967) sintetiza as espessuras de estratos e lâminas (figura 10).

Ricci-Lucchi (1970) propõe outra nomenclatura de classes e espessuras de camadas e lâminas (quadro 8) que difere daquela de Ingram (1954) e Campbell (1967).



**FIGURA 10 - Nomenclatura de acamamento (ou estratificações) e laminações de rochas sedimentares, baseada em suas espessuras** (Modificado de Ingram, 1954 e Campbell, 1967).

**QUADRO 8 – Nomenclatura de classes e espessuras de camadas e lâminas**

<b>Camadas</b> (espessura em cm)	<b>Nomenclatura</b>
>300	Extremamente espessa
100 - 300	Muito espessa
30 - 100	Espessa
10 – 30	Média
3 – 10	Fina
< 3	Muito fina
<b>Lâminas</b> (espessura em cm)	<b>Nomenclatura</b>
3 - 10	Banda ou conjunto de lâminas
1 – 3	Muito espessa
0,3 – 1	Espessa
0,1 – 0,3	Média
< 0,1	Fina

Modificado de Ricci-Lucchi (1970)

Quando duas ou mais camadas com natureza semelhante ou não, mas geneticamente relacionadas e superpostas, têm-se uma seqüência de camadas (REINECK e SINGH, 1980). Suguio (2003) propõe cinco fatores que podem determinar a ocorrência de estratificação, são eles:

- 1) mudança de granulação do sedimento que está relacionada às flutuações nas velocidades das correntes ou às características da(s) fonte(s) de suprimento de sedimentos; essas mudanças podem ser tão sutis que só são reconhecidas em microscópio;
- 2) mudança de composição mineralógica constitui-se na causa mais óbvia da existência de estratificação e está relacionada, da mesma forma que no item anterior, com variações na velocidade das correntes ou nas propriedades das fontes;
- 3) mudança na morfometria das partículas que estão associadas ao grau de arredondamento ou esfericidade, podem eventualmente originar estratificação;
- 4) orientação das partículas inequidimensionais, que, segundo o autor, pode ocorrer em folhelhos, cuja estratificação ou fissilidade é ressaltada pela orientação dos argilominerais, que geralmente apresentam formas placóides;
- 5) intercalações de lâminas argilosas podem ocorrer por intercalação de filmes argilosos que se acumulam em períodos de ausência de corrente e quando predomina a decantação.

Após a discussão sobre nomenclatura e características dimensionais das camadas de sedimentos e sobre fatores de ocorrência de sedimentação, serão apresentados os tipos de estratificação.

#### **a) Estratificação plano-paralela**

A mais simples das estruturas intra-estratais físicas é a estratificação plano-paralela (SUGUIO, 1973). Trata-se de seqüência de camadas superpostas paralelas ao plano de estratificação (NOWATZKI *et al.*, 1984). Seus estratos são uniformes e lateralmente contínuos. Este tipo de estratificação pode ser encontrado em ambiente

continental em canais fluviais de leito plano (SUGUIO, 1980). A laminação plana é representada por leitos que apresentam espessura correspondente ao diâmetro de alguns grãos. Ela também pode ser determinada pela alternância de níveis com granulação ou conteúdo diferencial de minerais específicos, ou ambos. Este tipo de estrutura pode ser encontrado em leito plano com regime de fluxo superior ou inferior a velocidade crítica de formação de marcas onduladas, ou pode ser gerado por suspensão, podendo mostrar inclusive gradação dentro das lâminas (SUGUIO, 1980). Segundo, Picard e High Jr (1973), a estratificação plano-paralela é particularmente comum em depósitos de canal e ocorrem em geral nos setores mais baixos do canal. Este tipo de estratificação está relacionado com correntes de baixa velocidade e, a despeito disso, condições de regime de fluxo superior são prováveis. Suguio e Bigarella (1979) sustentam que a estratificação plana é definida por seqüências tabulares de lâminas ou camadas horizontais ou aproximadamente horizontais, constituídas por silte, areia ou grânulo. As lâminas são localmente distintas ou podem ser pouco nítidas. O limite inferior das seqüências é plano e horizontal, o limite superior pode ser plano como o inferior ou apresentar seqüências de marcas onduladas evidenciando passagem transicional. Para a maior parte dos depósitos de areias e siltes a configuração horizontalmente estratificada, sugere velocidades de fluxo maiores do que a das marcas onduladas e menores do que a das antiduna, bem como profundidades de correntes suficientemente grandes impedindo o desenvolvimento de ondas em fase. Entretanto, mesmo em depósitos de areia podem ser desenvolvidas estratificações horizontais em regime de fluxo inferior. Neste caso, como a taxa de transporte é muito baixa, as dimensões vertical e horizontal desses depósitos devem ser muito limitadas (SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

#### **b) Estratificação maciça**

Na estratificação maciça, os estratos apresentam pouca ou nenhuma laminação interna visível (BOGGS JUNIOR, 1992). A estratificação maciça se explica presumivelmente pela ausência de material transportado por tração, ou por algum tipo fluxo de gravidade, ou pela deposição muito rápida de material de suspensão. Os autores citados sugerem deposição muito rápida, principalmente por dispersões sedimentares muito concentradas, através de movimentos gravitacionais

ou de massa (SUGUIO, 2003). A estrutura maciça pode ser encontrada geralmente em rochas sedimentares finas como argilitos e alguns arenitos (SUGUIO, 2003).

### c) Estratificação gradacional

A estratificação gradacional (*graded bedding*) constitui estrutura comum em certos tipos de sedimentos. Nestes estratos as unidades sedimentares são caracterizadas por gradação no tamanho do grão, de grosso a fino, e da base ao topo da unidade (PETTIJOHN, 1963; CONYBEARE e CROOK, 1982). Pettijohn (1963) reconheceu que são possíveis dois tipos de estrutura gradacional: gradação de distribuição e gradação de cauda grossa. No primeiro tipo, há diminuição do tamanho da granulação da base para o topo. Ela é resultado de acréscimos sucessivos de materiais cada vez mais finos. Neste caso, não há grãos finos na base da camada. O autor defende que este tipo de gradação seja resultado de uma corrente de fluxo decrescente normal, com redução da competência ao longo do tempo, o que produziria a decantação de partículas mais grosseiras em primeiro lugar, seguida por grãos cada vez mais finos. No caso da gradação de cauda grossa, o acréscimo sucessivo de materiais se assemelha ao anterior, contudo ocorre uma redução da frequência dos grãos maiores da parte inferior da camada para o topo; neste caso os finos estão distribuídos em todo o sedimento. Esse segundo tipo é produto de sedimentação em suspensão, na qual estão presentes todos os tamanhos de partículas. Ele é mais comum na natureza (PETTIJOHN, 1963), embora sejam possíveis todas as transições entre ambos (SUGUIO, 1980). Conybeare e Crook (1982) explicam que as estruturas gradacionais ocorrem geralmente em seqüências de diversas unidades, com contatos abruptos indicando lavagem na base de cada unidade. Boggs Junior (1992) cita a gradação inversa, ou seja, quando as partículas mais finas situam-se na base e as mais grossas no topo. Embora seja menos comum que a gradação normal, ela pode ocorrer em depósitos de sedimentos por fluxo de gravidade. Gradação de ambiente de águas rasas geralmente compõem unidades delgadas de poucos milímetros a 1 a 2 cm e raramente fazem seqüências de mais de 10 a 20 cm. Frequentemente a estratificação gradacional é ocasionalmente interrompida por outro tipo de camada como areias interlaminaadas (REINECK e SINGH, 1980).

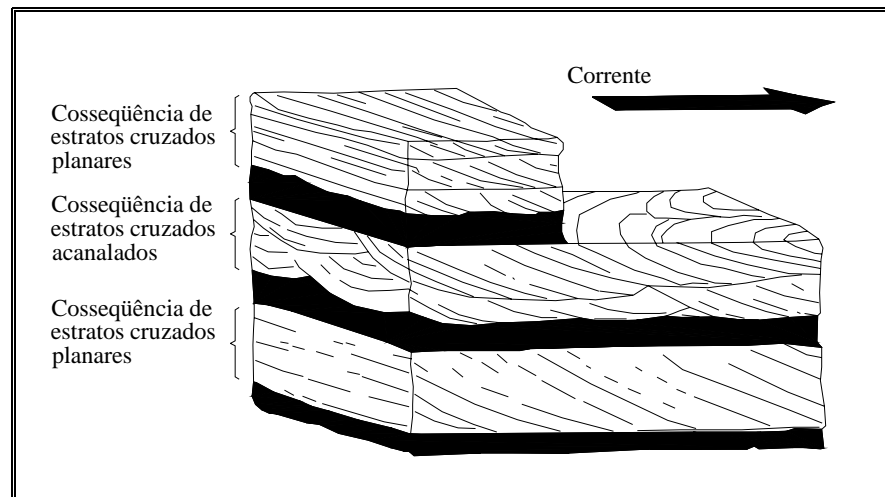
Nos canais efêmeros, a estratificação gradacional é, segundo Picard e High Jr (1973), uma estrutura bem difundida. Em geral as maiores ocorrências se dão no interior de unidades de sedimentação, em que os sedimentos da porção inferior da sedimentação é mais grosso que aqueles da porção superior; a variação do tamanho do grão não é importante. Por outro lado, estratos gradacionais não são muito comuns, predominando em unidades com cascalho; outras unidades, contudo, podem ter gradação menos pronunciada que são visíveis apenas com análise mais detalhada do tamanho do grão (PICARD e HIGH JR, 1973). O acamamento gradacional em depósitos de rios é resultado da redução da velocidade do fluxo que é acompanhada por mudanças na forma do leito que são indicativas de decréscimo progressivo na velocidade da corrente. Os primeiros depósitos são de correntes vigorosas e são relativamente grossos, com a redução da velocidade da corrente diminui o tamanho da carga de fundo (*bed load*) que se torna progressivamente menor. Durante o último estágio ocorre à lama escoando em depressões (PICARD e HIGH JR, 1973).

#### **d) Estratificação cruzada**

A estratificação cruzada constitui a estrutura sedimentar primária mais comum e das mais importantes entre as feições (SUGUIO, 2003), sendo considerada como uma propriedade comum e bem conhecida de muitos sedimentos granulares, particularmente em arenitos (PETTIJOHN, 1963, BOGGS JUNIOR, 1992). Ela pode ser definida como seqüência de camadas inclinadas em relação às superfícies limitantes (SUGUIO, 1980, CONYBEARE e CROOK, 1982). Essa unidade de sedimentação é separada das camadas adjacentes por superfícies de erosão, ausência de deposição ou mudança abrupta nas propriedades dos sedimentos (SUGUIO, 1980). A estratificação cruzada tem várias origens, mas, em geral, resulta do transporte de sedimentos arenosos de carga de fundo (SUGUIO e BIGARELLA, 1979) ou da migração de marcas pequenas e grandes de ondulações ou preenchimento de canais (NOWATZKI *et al.*, 1984, SUGUIO, 1980). É uma característica útil para determinar a direção de fluxo e identificar o topo e a base dos estratos (CONYBEARE e CROOK, 1982).

Os estratos cruzados tabulares constituem um dos tipos básicos de estratificação cruzada. Selley (1988) apresenta diagrama estratificação cruzada

tabular e acanalada como os dois tipos básicos de estratificação cruzada (Figura 11).



**FIGURA 11 – Nomenclatura básica de estratificação cruzada** (modificado de SELLEY, 1988).

#### d.1) Estratificação cruzada festonada

Em seção transversal a seqüência de estratos festonados é côncava para cima e estes estão ajustados à superfície erosiva abaixo. Longitudinalmente as seqüências ocorrem em forma tabular ou em cunha, sendo que os estratos são ligeiramente côncavos para cima e inclinados para jusante (SUGUIO, 2003). Picard e High Jr (1973) registraram grande ocorrência dessa estrutura em depósitos de canais e barra. Segundo esses autores, o acamamento geral se desenvolve a partir de marcas de ondas cuspidadas e de marcas onduladas longitudinais e reconheceram também que quando os dois tipos de estratificação ocorrem associados em uma mesma unidade de sedimentação. A formação dessas estruturas está relacionada às correntes de velocidade moderada em regime de fluxo inferior (HARMSAND e FAHNESTOCK, 1965, *apud* PICARD e HIGH JR, 1973). A estratificação festonada provavelmente registra velocidades de corrente altas suficientes para produzir dunas (PICARD e HIGH JR, 1973).

#### d.2) Estratificação de marca ondulada

Estratificação de marca ondulada (*ripple-drift stratification, climbing ripples, pseudo cross-stratification*), segundo Picard e High Jr (1973), é um tipo de

estratificação cruzada em que a forma ondulada inteira é preservada. Enquanto na maioria das estratificações cruzadas somente a porção frontal de ondulações ou dunas são preservados, na estratificação de marca ondulada a crista e a margem sotavento também são conservadas. Os autores reconheceram em rios efêmeros que a estratificação de marca ondulada é constituída por unidades de acamamento delgadas, em que as lâminas são dominantes. Dentro da seqüência cada lâmina preserva a forma ondulada, e ondulações são superimpostas uma a outra. Eles sustentam ainda que este tipo de estratificação seja restrito ao topo de unidades de sedimentação de canal. Raramente são preservados por se encontrarem no topo de unidade de sedimentação Trata-se de estrutura que ocorre com pouca freqüência ao longo de rios efêmeros. Em geral são seqüências delgadas, raramente excedendo poucos centímetros. A estratificação de marca ondulada é considerada o resultado de deposição rápida em áreas de entrada de sedimento (PICARD e HIGH JR, 1973).

As marcas de ondulação formam-se quando a velocidade de fluxo excede o valor da velocidade limiar de movimentação dos grãos. Elas originam-se de condições de instabilidade bidimensional, nas quais o fluxo é perturbado para jusante da crista. Reconhece-se que instabilidade tridimensional pode predominar modificando a forma da crista oriunda de instabilidade bidimensional (SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

#### **d.3) Estrutura de preenchimento de canal**

A estratificação de corte e preenchimento (*parallel inclined stratification, scour-and-fill, washout*) consiste numa única seqüência de estratos que cobre uma superfície erosiva irregular em forma de bacia. Os estratos preenchem as depressões e mergulham na cavidade apresentando perfil côncavo para cima. A espessura é definida pelo tamanho da incisão, variando desde 5 cm a até um metro. A estratificação dentro de cada seqüência é em geral delgada e descontínua. Trata-se de um dos principais tipos de acamamento em depósitos de canais temporários (PICARD e HIGH JR, 1973).

#### **d.4) Estratificação cruzada planar**



Na estratificação cruzada planar, as superfícies limitantes da unidade de sedimentação são mais ou menos planas e erosivas (SUGUIO e BIGARELLA, 1979, NOVATZKI *et al.* 1984). Ela é composta de seqüências tabulares de espessos estratos inclinados em altos ângulos (PICARD e HIGH JR, 1973). Em canais efêmeros, Picard e High Jr (1973) reconheceram estratos cruzados planares formados por areia grossa e cascalho em ângulos de repouso entre 30 e 40°. Nas seqüências de estratos cruzados planares os grãos grosseiros tendem a se concentrar próximo à base. Os estratos geralmente são retos, podendo às vezes tornar-se curvos próximo a base, mas estão sempre em ângulo de repouso (ALLEN, 1974; 1984). O ângulo de repouso corresponde ao valor limite de inclinação no qual um material inconsolidado e não coeso ainda se mantém em equilíbrio (SUGUIO, 1998). A estratificação cruzada planar resulta do deslizamento de sedimentos através do topo para a face sotavento de uma barra. Neste setor há redução de velocidade de corrente resultando em deposição por carga de fundo na ruptura de declive. Esta deposição aumenta à medida que o sedimento escorrega para frente da barra sobre seu próprio peso. Assim, cada estrato está em seu ângulo de repouso. Onde não há atividade de corrente na face sotavento, os ângulos são ligeiramente menores e os estratos são ligeiramente côncavos para cima. Os sedimentos grossos requerem correntes vigorosas para transporte, ao passo que correntes moderadas são capazes de transportar fragmentos menores (PICARD e HIGH JR, 1973).

#### **d.5) Estratificação cruzada acanalada**

Na estratificação cruzada acanalada, segundo Suguio e Bigarella (1979) e Selley (1988), cada seqüência de estratos em forma de canal representa estrutura de escavação por erosão preenchida por sedimentos com lâminas recurvadas, que mergulham das bordas para o centro do canal e de montante para jusante da paleocorrente. Neste caso as ondulações sinuosas ou linguóides têm superfícies de sotavento curvadas, gerando laminações cruzadas que são formadas principalmente nas partes baixas acanaladas em forma onduladas adjacentes, resultando assim no padrão de laminação cruzada acanalada (SELLEY, 1988).

#### **3.2.1.3. Estruturas pós-deposicionais**

Nesta categoria incluem-se as estruturas sedimentares originadas por deformação ou rompimento de feições deposicionais precedentes (SUGUIO, 2003). Estruturas deformadas penecontemporâneas representam as camadas sedimentares deformadas, contorcidas ou perturbadas por agentes inorgânicos que se formaram durante e após a deposição dos materiais, mas antes da consolidação dos sedimentos. Em geral, estas deformações são feições de caráter local, estando primariamente confinadas a uma única camada. De acordo com Reineck e Singh (1980), os tipos de deformações nas estruturas variam de camadas ligeiramente deformadas a camadas intrincadamente enrugadas. O tipo de sedimento controla ou define a natureza da estrutura de deformação, ou seja, os sedimentos mais coesos se deformam exibindo planos de fraturamento com pouca ou nenhuma torção de camadas.

#### **a) Estruturas de deformação plástica**

Estruturas reológicas são estruturas que resultam da deformação de sedimentos coesos ou variações reológicas graças às forças diferentes daquelas influenciadas diretamente por correntes e organismos (CONYBEARE e CROOK, 1982; NOWATZKI *et al.*, 1984). As classes reológicas foram definidas de acordo com o grau de liberdade da partícula no sedimento no período em que a estrutura é produzida. O primeiro estado de sedimentos é o reológico sólido. Neste caso os sedimentos são tão resistentes que as deformações ocorrem por fraturamento. O segundo estado é o chamado estado reológico quase-sólido, em que a resistência do sedimento não é tão grande, mas a deformação ainda se dá por fratura. No terceiro estado, reológico hidrolástico, o sedimento apresenta ainda, pouca coesão, as partículas individuais podem mover-se, e massa pode mudar de forma. No quarto estado reológico, em que o sedimento comporta-se como quase-líquido, há coesão muito fraca entre as partículas, que apresentam liberdade considerável de movimento dentro do sedimento que está sendo deformado. As partículas passam a ocupar novas posições dentro do corpo sedimentar. Por fim, no quinto estado, reológico líquido, há uma completa perda de coesão, as partículas individuais são livres e hábeis para mover-se dentro e fora do corpo de sedimento. Neste caso os

sedimentos não exibem estrutura deformacional, mas podem exibir uma variedade de estruturas hidrodinâmicas (CONYBEARE e CROOK, 1982).

No processo de deformações geradas por expulsão de água, elas originam-se quando sedimentos hidroplásticos, liquefeitos ou fluidizados são mobilizados ou introduzidos em camadas adjacentes. Pode ser concordantes, quando a intrusão é hidroplástica; tipicamente discordante quando a intrusão fluidizada e, concordante ou discordante quando a intrusão é liquefeita (NOWATZKI, *et al.* 1984).

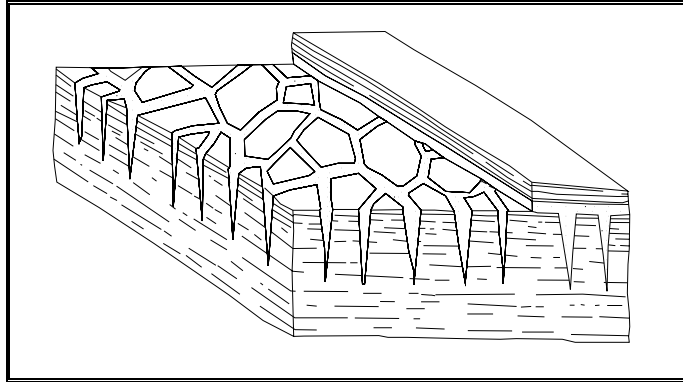
Os dobramentos são reconhecidos, segundo Collinson e Thompson (1984) e Selby (1994), como estruturas que ocorrem quando sedimentos inconsolidados repousam na encosta e tornam-se instáveis, possivelmente devido à elevada poropressão em uma camada particular de sedimentos. Unidades de sedimentos dobrados atribuídos a deslizamento geralmente ocorrem em seqüências interestratificada, contendo uma substancial proporção de sedimentos finos. Geralmente as dobras são circundadas por sedimentos não perturbados (COLLINSON e THOMPSON, 1984).

Em sedimentos argilosos, o escape de água acarreta em diminuição do volume dos sedimentos. Quando a porosidade é reduzida em mais da metade as partículas entram em contato umas com as outras aparecendo verdadeira coesão entre elas. O processo predominante desta fase é a deformação mecânica (CLEMENT e PÉRES-ARLUCEA, 1993). Esses autores afirmam ainda que as deformações sindeposicionais (como dobras convolutas, dobras sinsedimentares, estrutura acanalada deformada) são interpretadas como sendo de origem de escape de água devido à rápida deposição durante as enxurradas, produzindo alto poropressão e instabilidade, seguida por migração de água para zona de baixa pressão.

#### 3.2.1.4. Miscelânea

Entre as estruturas inorgânicas de caráter pós-deposicional e de meso-escala tem-se as fendas de dessecação classificadas dentro da categoria miscelânea. Elas são causadas por contração de argilas expansivas e formam fissuras em forma de cone arrançadas em padrão poligonal, e subseqüentemente preenchidas por areia

(figura 12) (SELLEY,1988). As gretas de contração são geralmente consideradas com evidência de exposição subaérea de sedimento ou solo (SUGUIO, 2003).



**FIGURA 12 - Fendas de dessecação causadas por contração de argilas que formam fissuras cônicas arranjadas em blocos poligonais e subsequentemente preenchidas por areia.** (modificado de SELLEY, 1998).

#### 3.2.1.5. Paleocorrentes

Paleocorrentes são correntes antigas registradas nas características das camadas sedimentares ou mesmo leitos rochosos. Indicadores de paleocorrentes são estruturas sedimentares orientadas que foram depositadas por fluxos pretéritos (POTTER e PETTIJOHN, 1977). Alguns indicadores de fluxo são unidirecionais, isto é, sua forma fornece informação indubitável sobre a direção do paleofluxo, entre eles incluem-se camadas frontais, turboglifos e imbricação de clastos. Outros indicadores de paleocorrentes são bidirecionais, ou seja, sua forma apresenta duas direções possíveis, entre eles incluem-se fragmentos de árvores, clastos alongados, marca lavrada por objeto, marcas de sola e lineação de partição (NICHOLS, 1999).

Por fim, Conybeare e Crook (1982) alertam para inadequações no processo de descrição e interpretação de estruturas sedimentares, ainda que tais registros sejam válidos como indicação preliminar. Entretanto, incorreções podem ocorrer porque a interpretação ambiental depende do reconhecimento de variedades

particulares de estruturas sedimentares (variedades de estratificação cruzada, estratificação gradacional, etc.) e da associação global e inter-relação de estruturas sedimentares presentes. Ao tentar enquadrar as estruturas observadas numa classificação ampla, simplificações podem ocorrer, já que pequenas, mas significativas diferenças são atenuadas. Essas considerações são importantes face à necessidade de trabalho criterioso no estudo de estruturas sedimentares pretéritas.

### **3.3 A IMPORTÂNCIA DA MICROMORFOLOGIA NOS ESTUDOS SEDIMENTOLÓGICOS**

Trabalhos recentes têm focado processos de erosão, transporte e sedimentação em encostas (PIERSON e COSTA, 1987, RENEAU *et al.* 1989 e 1990; BERTRAN, *et al.* 1995, BERTRAN *et al.* 1997, BERTRAN e TEXIER, 1999). Esses trabalhos consideram os mais variados ambientes de formação de depósitos sedimentares, a partir dos quais é possível interpretar-se os mecanismos de transporte, deposição e atividades pós-deposicionais. Depósitos estratificados podem representar repetições de condições ambientais similares ou idênticas em todas as escalas, de milímetros a centenas de metros, representando escalas de tempo de segundos a milhões de anos. Estes ciclos são essenciais para a compreensão da evolução geomórfica do ambiente. Eventos que geram ou formam sucessivos leitos ou depósitos de sedimentos podem ser “aleatórios” (eventos de intensa magnitude) ou fazerem parte de um mecanismo em que a ciclicidade ocorre devido à oscilação de um sistema físico. Tais sistemas são dinâmicos e envolvem o transporte de material por determinadas distâncias e em intervalos de tempo definidos (SCHWARZACHER, 2000). Entretanto, nem sempre o registro estratigráfico se encontra totalmente preservado em levantamentos macroscópicos. Na maioria das vezes a escala microscópica é fundamental para se compreender a gênese dos depósitos sedimentares.

De acordo com Fitzpatrick (1984), a micromorfologia tem papel importante nos estudos geomorfológicos, em particular àqueles que trabalham tanto com processos erosivos, quanto deposicionais. Um dos principais processos erosivos estudado, segundo o autor, é a erosão diferencial, que, ao agir sobre um determinado material, deixa para trás acumulações de material grosso. Isto é

particularmente importante para regiões tropicais e subtropicais, cuja superfície é exposta a intenso intemperismo químico e progressiva denudação ao longo do tempo. Depósitos oriundos de solifluxão podem apresentar materiais com distintas organizações originadas por progressivos movimentos na encosta. Em muitos casos os clastos são angulosos, indicando o movimento de massa. Praticamente todos os depósitos de sedimentos podem ser estudados em seções delgadas (FITZPATRICK, 1984). Na lâmina, sob o microscópio petrográfico, é possível identificarem-se claramente feições como laminações, em que os sedimentos variam no tamanho das partículas, distribuição, relação finos/grossos (*c/f*) ou desenvolvimento de anisotropia, quando os sedimentos são predominantemente argilosos (FITZPATRICK, 1984). Quando os solos se desenvolvem sobre sedimentos, é possível se utilizar de seções delgadas para se determinar a profundidade dos processos pedológicos que perturbam e eventualmente obliteram qualquer padrão de sedimentação. Fitzpatrick (1984) destaca ainda, que se trata de metodologia válida para estudos de sedimentos oriundos de depósitos aquosos que em campo e em espécie de mão tendem a parecer homogêneo.

Alguns depósitos sedimentares de textura grossa ou fina, não raro possuem blocos erráticos, que podem ser constituídos por fragmentos de solos que tenham sido extraídos e transportados de áreas do entorno desses depósitos (FITZPATRICK, 1984, BERTRAN e TEXIER, 1999). O reconhecimento desses blocos erráticos é de extrema importância, pois quando os sedimentos são homogeneizados devido à pedogênese, esses blocos erráticos podem permanecer inalterados, tornando difícil a explicação de sua presença em solos ou sedimentos (FITZPATRICK, 1984). Estudos de vários tipos de estratificação e sedimentação foram efetuados por Teruggi e Andreis (1971), Brewer (1972), Fitzpatrick (1984), entre outros. De acordo com estes autores, o emprego de lâminas delgadas é essencial não apenas para explicar processos e mecanismos pretéritos, mas também para se compreender processos geomorfológicos que atuam no presente. Segundo Bullock *et al.* (1985), a micromorfologia é uma ferramenta fundamental para compreender os processos envolvidos na formação dos solos e sedimentos, formados por forças naturais ou artificiais. Para os autores, é inconcebível estudos de detalhe de solos e sedimentos sem a ajuda da micromorfologia.

### 3.3.1. Micromorfologia aplicada à análise de solos e sedimentos

Estudos de micromorfologia de solos e sedimentos partem de detalhados levantamentos e descrições de campo. Unidades de solo e sedimento devem ser compreendidas como um corpo dinâmico e tridimensional. Portanto a elaboração de perfis deve considerar tanto o significado vertical, quanto o lateral dos depósitos, na medida em que o alinhamento dos perfis, do topo à base da encosta permitam identificar a distribuição dos estratos e horizontes do solo, bem como suas inter-relações (BREWER, 1976; ANDREIS, 1981; BULLOCK *et al.*, 1985; CASTRO, 1999). Sedimentos e solos possuem uma complexa relação, com informações cuja ordem de grandeza varia do quilômetro (km) a micra ( $\mu\text{m}$ ) e ao Ângstron (Å). Isto implica o fato de que a construção de seções sistemáticas e perfis deve incluir abordagens micro e ultramicroscópicas (CASTRO, 1999). Andreis (1981), Firtzpatrick, (1984) e Bertran e Texier (1999) ressaltam que a identificação de certos elementos da fábrica, a olho nu, ou mesmo com auxílio da lupa, é difícil, tanto para solos e sedimentos atuais, como para depósitos antigos. Por esta razão, o estudo micromorfológico tem-se tornado método importante para a descrição e interpretação de solos e depósitos sedimentares. Para Castro (1999), a micromorfologia tem por objetivo compreender as micro-organizações pedológicas e sedimentológicas, trabalhando com constituintes cujas medidas vão do milímetro a micra. Com esta ordem de grandeza é possível detalhamento dos agregados do horizonte do solo, bem como lâminas e lentes de sedimentos (DREES *et al.*, 2003) e suas relações, subsidiando deduções a respeito dos processos de sedimentação e pedológicos. Bullock *et al.* (1985), destacam que a combinação de descrições macro e micromorfológicas permitem relacionar feições observadas em lâminas delgadas com aquelas identificadas em campo.

Estudos que focam processos de transporte e sedimentação em depósitos de encosta fornecem importantes informações sobre os mecanismos envolvidos na formação de depósitos sedimentares. Segundo Bertran e Texier (1999), laminações e seleção quando bem preservados, são excelentes evidências da presença de fluxos superficiais concentrados ou não sobre a encosta. Microfeições oriundas de deformações como dobramentos, cutans e caudas de rotação de clastos, são associadas a antigos estágios de deformação dos sedimentos. Outro movimento de massa, como fluxos de detritos, podem ser caracterizados por feições

micromorfológicas similares, que podem ser pobremente selecionadas e constituídas de material porfírico. Elevado grau de porosidade pode ser relacionado tanto a liquefação (fluxo de detritos), quanto a movimentos de massa (solifluxão). Entretanto, esses critérios são de pouca utilidade para depósitos antigos, pois estes podem mudar rapidamente após a deposição (umedecimento/ressecamento, bioturbação, entre outros). No presente, somente análises detalhadas de características macro e micromorfológicas dos depósitos permitem a identificação da dinâmica da encosta ou dos sedimentos (BERTRAN e TEXIER, 1999). Segundo Teruggi e Andreis (1971), formações continentais apresentam uma imensa variedade de fábricas de solos que ocorrem em seqüências sedimentares.

### 3.3.1.1 Constituintes do solo e sedimentos

Inúmeras feições sedimentológicas e pedológicas podem ser observadas e descritas sob o microscópio petrográfico. Segundo Fitzpatrick (1984) os constituintes básicos do material do solo e sedimentos são: plasma, poros e grãos (esqueleto), podendo ser organizados em três unidades reconhecíveis: agregados (*peds*), estruturas associadas (feição pedológica de acordo com Fitzpatrick, 1984 e Brewer, 1976) e matriz-S (CURI *et al.*, 1985). O arranjo ou constituição física dos componentes do solo é conhecido como fábrica ou pedotrama (CURI *et al.*, 1985).

#### a) Matriz ou plasma

De forma geral o termo matriz é utilizado para o material fino, constituído basicamente de argila ou mistura de argila e húmus, circundado por material grosso. O plasma compreende o material de diâmetro inferior a 2 micra e é descrito como argila ou húmus ou a mistura de ambos. Brewer (1976) considera plasma como material quimicamente instável capaz de ser deslocado, reorganizado e/ou concentrado por processos de formação de solos, incluindo-se todo o material mineral ou orgânico de tamanho coloidal e relativamente solúvel que não esteja conectado aos grãos do esqueleto. São partículas que não podem ser identificadas em microscópios óticos. Elas são reconhecidas através da adição de corantes, difração de raios-x, observações com microscópio eletrônico de varredura e de transmissão. Assim, neste trabalho, o plasma é considerado como material quimicamente instável e capaz de ser transportado, reorganizado ou concentrado



por diferentes processos (BREWER, 1976) e impossível de ser individualizado (CASTRO, 1999).

#### **b) Poros**

Poros ou vazios são as porções do solo ou sedimentos ocupados por soluções aquosas e ar. A quantidade de poros parece estar diretamente relacionada ao empilhamento e só pode ser modificada ou eliminada por compactação ou por deformação (TERUGGI e ANDREIS, 1971; BREWER, 1976). Segundo Teruggi e Andreis (1971), poros intergranulares ou de empilhamento resultam de sedimentação e compactação do material parental. Vesículas têm sido atribuídas tanto à adesão e flocculação de argilas, como à lixiviação, aprisionamento de bolhas de ar entre outros. Canais e câmaras, segundo esses autores, são de origem biológica, sendo em geral, atribuídas a sistemas de enraizamentos, insetos e animais escavadores. As fissuras se originam, provavelmente, da contração e expansão durante os períodos de maior ressecamento e umedecimento do ambiente pedo-sedimentar. Fissuras oblíquas (*skew planes*) e rachaduras (*craze planes*) são aparentemente causadas por ressecamento irregular de material heterogêneo (TERUGGI e ANDREIS, 1971).

#### **c) Esqueleto**

Castro (1999) considera o esqueleto como matéria inerte constituída por minerais primários herdados do material original e formado é formado por partículas ou fragmentos de rochas, minerais, e fragmentos de solos ou sedimentos alóctones com tamanho superior a fração coloidal (CURI *et al.*, 1985) ou com dimensões entre 2 e 2.000 micra, compreendendo as frações silte e areia, independentemente da escala granulométrica empregada (CASTRO, 1999)

#### **d) Fábrica**

A fábrica é o arranjo dos constituintes do solo e suas inter-relações. Segundo Brewer (1976) a fábrica significa o arranjo dos constituintes; sua orientação e padrão de distribuição. Catt (1990) considera que o termo fábrica expressa a reorganização

do solo, que se dá pelo arranjo espacial dos constituintes do solo, ou seja, forma, tamanho, frequência e configuração. Esta definição é importante, pois a descrição de lâminas delgadas envolve a distinção entre a estrutura e a organização do tamanho da partícula. Isto devido ao fato que em microescala, um horizonte de solo ou estrato sedimentar pode apresentar mais de um arranjo de partículas – fábrica - que é determinado por inúmeros fatores, incluindo a distribuição do tamanho das partículas (FITZPATRICK, 1984).

De acordo com Catt (1990), o material grosso e/ou fino que constitui a base do solo (fundo matricial – *groundmass*) pode apresentar vários tipos de fábrica, dependendo da disponibilidade de partículas grossas e finas. Em alguns casos, o arranjo do material grosso pode ser aleatório ou possuir uma distribuição bandada (lentes grossas alternadas por finas), que podem ser herdadas do acamamento do material parental, ou resultado da superimposição de ciclos de congelamento e descongelamento. A alta atividade biológica pode gerar arranjos curvados (CATT, 1990).

### 3.3.1.2 Unidades de organização

A organização do material do solo é expressa pelo desenvolvimento de três unidades de organização que são os constituintes básicos: agregados (*peds*), matriz-S e estruturas associadas ou feições pedológicas (CURI *et al.*, 1985; CASTRO, 1999). É importante ressaltar, que o conceito proposto por Brewer (1976) é similar ao proposto por Shrock (1948) *apud* Castro (1999), para feições sedimentares em rochas sedimentares.

#### a) Agregados

A gênese dos agregados dificilmente pode ser determinada (CURI *et al.*, 1985; CASTRO, 1999). Para Teruggi e Andreis (1971), a pedalidade é uma importante propriedade do solo que pode ser facilmente obscurecida ou destruída por processos diagenéticos. Os agregados podem ser formados tanto por processos pedológicos (*peds*) como por rompimento de torrões (fragmentos). Porém existem inúmeras formas de rompimento de grandes agregados que acabam se transformando em agregados menores por processos pedológicos. Por outro lado,

grandes torrões podem ser reduzidos de tamanho por congelamento e descongelamento (FITZPATRICK, 1984), ou por ressecamento e umedecimento. Portanto há problemas na diferenciação entre *peds* verdadeiros e torrões. Em função da dificuldade de se distinguir claramente o limiar entre *peds* e torrões Fitzpatrick (1984) sugere o uso do termo agregado para referir-se tanto a *peds* como a torrões.

#### **b) Matriz-S**

A matriz-S é, segundo definição de Teruggi e Andreis (1971), o material que constitui o solo e onde ocorrem as feições pedológicas. Para esses autores, a matriz-S é grosseiramente equivalente à matriz dos sedimentólogos, isto porque esta última considera apenas pequenos agregados granulares, enquanto a matriz-S envolve grãos de todos os tamanhos. Ela também é chamada matriz e é definida como substância ligante ou fundo matricial e não possui forma nem orientação definida (CASTRO 1999). Para sua classificação deve-se recorrer às características internas como: distribuição, tamanho e forma do plasma, tamanho dos grãos do esqueleto e poros associados (BREWER, 1976; ANDREIS, 1981). Processos físicos, químicos e biológicos que atuam no interior da matriz a tornam dinâmica, podendo ocorrer inúmeras feições que parecem formar-se “*in situ*”, por difusão do material no interior da própria matriz-S (FITZPATRICK, 1984). A descrição da matriz é baseada na interpretação das propriedades óticas dos componentes (especialmente na extinção). Segundo Andreis (1981) e Fitzpatrick (1984), a matriz é freqüentemente anisotrópica e corresponde ao grupo dos argilo-minerais..

Terugi e Andreis (1971); Brewer (1976) e Bullock *et al.* (1985) reconhecem os seguintes tipos de plasma:

- ✓ plasma asséptico: material anisotrópico com constituintes não orientados;
- ✓ plasma séptico: anisotrópico com constituintes orientados em certas áreas da lâmina, esta pode ser considerada a mais importante das fábricas plásmicas, pois possui grande número de variedades que são descritas por nomes específicos como insépica, mossépica, vossépica, esquelsépica, massépica, bimassépica, omnissépica, latissépica etc.;

- ✓ plasma isotópico: isotropia devido à opacidade causada por ferro, matéria orgânica, entre outros;
- ✓ orientação forte e contínua (O.F.C.): ela é típica de depósitos que sofreram contração e dessecação.

De acordo com Teruggi e Andreis (1971), alguns plasmas sépicos (vossépico, latisépico e esquelsépico) têm origem atribuída à variação de tensão e pressão produzida por umedecimento e ressecamento. Tipos mossépicos e insépicos parecem ser herdados. Segundo os autores, plasmas assépicos, que também são encontrados em rochas sedimentares, geralmente são atribuídos a processos sedimentares.

### 3.3.1.3 Estruturas associadas ou feições pedológicas

A identificação de estruturas plásmicas associadas a outras características pode ser um indicador, dentre outros, de mecanismos de transformação mineralógica (alteroplasma), de pedoformação (mudanças estruturais que promovem a formação de agregados e microagregados), ou de bioturbação e mecanismos pedogenéticos de mobilização como depleção, nodulação, argiluviação, entre outros (CASTRO, 1999). De acordo com Brewer (1976), processos de formação do solo promovem, invariavelmente, a reorganização dos constituintes do solo (quando comparados com a organização do material parental ou da rocha), por alteração dos minerais e translocação e rearranjo dos constituintes móveis do solo. Segundo o autor, tais processos podem causar fracionamento, translocação e reorganização do plasma, resultando na formação e concentração de material relativamente puro nas paredes dos poros e/ou cimentando porções do material do solo ou mesmo algumas frações do plasma. Estas feições possuem vários arranjos internos. Para Castro (1999, p.138), feições pedológicas podem ser consideradas como unidades reconhecíveis e distintas do material do entorno, resultante 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”. Estas feições podem ser autigênicas (originadas da própria pedogênese), ou alogênicas (inclusões de pedorrelíquias, originadas de solos ou sedimentos pré-existentes incorporados).

O emprego de terminologia na análise de lâminas delgadas é, sem dúvida alguma, grande e muitas vezes conflitante e ambígua. Por estes motivos, a terminologia empregada nas descrições de feições será aquela apresentada por Brewer (1976), Bullock *et al* (1985) e Castro (1999), mencionando, quando for o caso, se são feições pedogenéticas, sedimentológicas ou ambas.

Brewer (1976) propõe a divisão de três grandes grupos de feições pedológicas com relação aos agregados (*peds*): intrapédicas ou intragregados que ocorrem dentro dos *peds*, interpédica ou interagregadas que ocorrem entre os *peds*, e transpédica ou transagregadas que ocorrem transversalmente ao material do solo sem que haja uma específica relação com os *peds*. Esse autor apresenta também duas grandes classes, conforme origem; feições orto e feições herdadas. As feições orto são formadas *in situ* com material do próprio solo por processos pedológicos. Estas são classificadas por Brewer (1976) como:

- ✓ Concentrações plásmicas: concentrações de algumas frações do plasma em varias porções do solo devido a processos pedológicos. Nódulos carbonáticos, nódulos de oxihidratado de ferro e cutans são alguns exemplos.
- ✓ Separações plásmicas: são feições caracterizadas por mudanças no arranjo dos constituintes sem alteração do plasma.
- ✓ Formações fósseis: feições preservadas, resultantes da atividade biológica como seres escavadores e raízes, podendo ou não ser preenchidos por material.

Feições pedológicas herdadas são relictos de rocha ou material parental ou do material subjacente. Segundo Brewer (1976), podem ser reconhecidas como:

- ✓ Litorrelíquias: feições derivadas da rocha, geralmente reconhecidas pela estrutura e fábrica litológica (CASTRO, 1999).
- ✓ Pedorrelíquias: feições formadas por erosão, transporte e deposição de nódulos, feições pré-existentes no solo ou outros materiais.
- ✓ Sedirrelíquias: feições formadas durante a deposição de material parental do solo transportado (por exemplo pelotas de argila).

Bullock *et al.*, (1985) reconhecem 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, por exemplo, fração granulométrica, matéria orgânica, cristais, componentes químicos ou fábrica interna. Segundo os autores, seis grupos de pedofeições podem ser distinguidos:

- 1) pedofeições texturais: associadas à concentração de determinada fração granulométrica por ação do transporte mecânico (CASTRO, 1999);
- 2) feições de depleção: associadas à perda de componentes químicos em comparação com a matriz adjacente;
- 3) feições cristalinas: são formadas por cristais maiores de 2 micra, formados *in situ*;
- 4) Pedofeições amorfas ou criptocristalinas: formadas por minerais ou matéria orgânica e são isotrópicas à luz polarizada, exceto para alguns componentes básicos.
- 5) Feições de fábrica: diferenciam-se do material adjacente somente pela diferença na fábrica;
- 6) Feições de excrementos: forma associada a excrementos de animais no solo.

#### 3.3.1.4. Caracterização dos principais tipos de feições.

##### a) Cutans

Cutans são, provavelmente, a mais comum das feições pedológicas. São acumulações de plasma no entorno de materiais clásticos, glébulas ou revestimento de poros nas paredes dos agregados (*peds*) (ANDREIS, 1981). Os cutans podem ser de separação ou concentração de plasma, e podem estar conectados com a superfície dos grãos de esqueletos ou vazios. De acordo com Andreis (1981), cutans podem ser classificados de acordo com a sua espessura e abundância, e subdivididos com base em três critérios essenciais; a natureza da superfície com a qual está associada (cutans de grão, cutans de poro, de plano), fábrica interna (orientação, a qual é determinada pela birrefringência dos materiais constituintes) e

pela composição mineralógica. Brewer (1976) reconhece quatro grandes grupos de cutans:

- 1) cutans de iluviação: formados pelo movimento do plasma em solução ou suspensão;
- 2) cutans de difusão: formados pela concentração superficial, originada pela difusão na matriz;
- 3) cutans de *stress*: produzidos por forças diferenciais tais como cisalhamento;
- 4) cutans complexos: são resultado da combinação de processos mencionados acima.

De acordo com Teruggi e Andreis (1971), cutans em rochas sedimentares podem ser tanto de iluviação quanto de difusão. Para esses autores, o grande significado dos cutans reside no seu modo de formação, que permite indagar se eles seriam exclusivamente pedogenéticos. Para Teruggi e Andreis (1971), se a resposta for afirmativa, então a presença de cutans em rochas sedimentares é um claro indício que, em algum período do passado, foram solos. Infelizmente, é impossível obter-se uma resposta satisfatória a esta questão. Mas é fato que a presença de cutans em rochas sedimentares é evidência que merece consideração, pois cutans são excelentes indicadores de processos pedogenéticos (BREWER, 1976; ANDREIS, 1981).

De acordo com Brewer (1976), cutans se formam na primeira fase da pedogênese, através de iluviação de material em suspensão (argila), ou em solução (compostos químicos) e posterior deposição. Podem formar-se pela migração e concentração na matriz-S (difusão). Os cutans mais comuns são compostos por argila, sendo facilmente identificados à luz polarizada do microscópio petrográfico devido a sua fábrica em camadas e baixa frequência e até mesmo ausência de materiais mais grossos. Eles são facilmente identificáveis em função da progressiva deposição de argila nas paredes dos poros, agregados (*peds*) ou grãos minerais (FITZPATRICK, 1984).

## **b) Pedotúbulos**

Pedotúbulos apresentam formas grosseiramente cilíndrica ou tubos irregulares construídos por organismos escavadores ou raízes, formados por grãos do esqueleto mesclado com plasma. A porção central dos pedotúbulos pode ser preenchida ou não. Conforme escrito anteriormente, este tipo de feição é relacionada a atividade biológica, através do sistema radicular das raízes de vegetais superiores ou da atividade de organismos escavadores. A distinção de pedotúbulos de origem animal ou vegetal é fundamental para a caracterização de paleoambientes (ANDREIS, 1981).

Segundo Brewer (1976), pedotúbulos verdadeiros são constituídos por raízes (ou rizomas conforme o caso) petrificadas, carbonificadas ou por rizoconcreções tubulares. Estas feições podem ser encontradas em paleossolos que se desenvolveram sob condições de clima tropical e temperado, com variações sazonais; em planícies aluviais ou não (ANDREIS, 1981, ALLEN, 1984). Ocasionalmente podem ser identificados em rochas sedimentares, apesar de não serem comuns (TERUGGI e ANDREIS 1971).

## **c) Glébulas**

Glébulas são unidades discretas caracterizadas por sua forma e composição, extremamente comuns em rochas sedimentares e sedimentos. Glébulas são conhecidas em sedimentologia pelo nome de corpos crecionais e uma variedade de outras designações (nódulos, concreções, septária, secreções, entre outros) (TERUGGI e ANDREIS, 1971). De acordo com Andreis (1981), elas são unidades constituídas a partir da concentração de um componente químico (carbonato, sílica, hidróxidos e ferro, entre outros), ou pela alteração da fábrica em relação à matriz do solo. Digno de nota é o fato que sob a denominação de glébulas se reúnem a maioria das estruturas químicas como nódulos, concreções, segregações sectárias, etc. (PETTIJHON, 1975; ANDREIS, 1981). Com dimensões meso e microscópicas, essas unidades podem coalescer formando crostas e extensos mantos (TERUGGI e ANDREIS, 1971).



#### d) Pámulas.

Pámulas geralmente são consideradas como um tipo de glóbula em função de sua composição exclusivamente argilosa (ANDREIS 1981). Elas podem aparecer como clastos, constituídos de fragmentos de acumulações cutânicas, pseudomorfofos de minerais alterados (em geral feldspatos) ou como fragmentos líticos argilosos (paraclastos, intraclastos, galha de argila - *clay galls*) (BREWER, 1976; ANDREIS, 1981; BULLOCK *et al.*, 1985). As primeiras permitem identificar a história evolutiva do ambiente pedo-sedimentar, pois permite identificar períodos de erosão, separação e mescla de materiais do solo (BREWER, 1976; BULLOCK *et al.*, 1985; RETALLACK, 1990). Segundo Bullock *et al.* (1985) e Retallack (1990), pámulas são maiores que 500 micra e se originam do fraturamento de cutans de plano associados a agregados (*peds*) prismáticos. A angularidade ou arredondamento das pámulas permite inferir sobre o fraturamento “*in situ*” (dessecação) ou erosão e transporte (ANDREIS, 1981).

#### e) Cristalárias

São cristais que podem aparecer isolados e dispersos na matriz-S ou como agregados cristalinos, indicando cavidades de origem diversa (poros, canais, câmaras, entre outros). Segundo Brewer (1976), são classificadas conforme sua fábrica interna e composição mineralógica. Aqui se incluem as rosetas e outros agregados de cristais (ANDREIS, 1981).

Inúmeras feições podem ser identificadas no microscópio, tanto do ponto de vista pedológico como sedimentológico. Os grandes avanços das pesquisas micromorfológicas, embora prioritariamente na pedologia, contribuem sobremaneira para a interpretação e descrição de depósitos sedimentares.

### 3.3.2 Micromorfologia de depósitos recentes de encosta

Fluxos superficiais geralmente possuem espessuras milimétricas, e as condições de transporte das partículas são diferentes daquelas encontradas em ambiente fluvial (BERTAN e TEXIER, 1999). De acordo com os autores citados, isto

resulta numa separação pobre no leito de carga e entre as partículas em suspensão. Assim, processos adicionais podem interagir no fluxo, tais como: a) – impactos das gotas de chuva (*splash*) favorecem o desprendimento da partícula e perturbam o fluxo; b) – queda ou liquefação das paredes das caneluras, ravinas e voçorocas, são responsáveis pela entrada esporádica de sedimentos (DE PLOEY, 1974; GOVERS, 1987); c) – a vegetação induz a sedimentação forçada das partículas e a concentração de fluxo.

Depósitos de fluxos superficiais geralmente são moderadamente selecionados, com marcada variação espacial. Os clastos podem ser fracamente orientados ou dispostos aleatoriamente. Segundo Bertran e Texier (1999), depósitos típicos apresentam lentes interestratificadas com depósitos maciços. Lentes com laminação óbvia e evidências de seleção representam áreas onde ocorreram acreção lateral ou vertical de material, devido ao enfraquecimento de fluxos rápidos. Estes depósitos podem ser extensos como, por exemplo, depósitos de voçorocas de baixa encosta. Depósitos maciços representam áreas de acumulação de fluxo hiperconcentrado (MAZUMDER, 2000) ou áreas onde a acreção é lenta e perturbações pós-deposicionais como efeito da gota de chuva (*splash*), bioturbação, umidificação e ressecamento são comuns (BERTRAN e TEXIER, 1999).

Compactação e processos pedogenéticos tendem a apagar as laminações em depósitos de material fino. Entretanto, lentes e camadas de seixos, que correspondem, respectivamente, a canais e pavimentos residuais, assim como cones formados por grãos grossos e pouco friáveis tendem a resistir ao tempo. Práticas agrícolas destroem as feições sedimentares e criam depósitos homogêneos e maciços. Em seções delgadas, este material aparece com grãos minerais justapostos e agregados de solo arredondados a sub-arredondados. A relativa abundância desses agregados de solo depende principalmente da estabilidade estrutural do material. De acordo com Alberts *et al.* (1980), depósitos de fluxos superficiais originados da erosão de solos argilosos e húmicos podem ser compostos predominantemente por agregados, que podem ser constituídos de pelotas fecais da mesofauna, no caso de solos húmicos. A distribuição relativa (*c/f* - grossos/finos) pode ser mônica (claramente arenosa, geralmente constituída por um só grupo de partículas com tamanhos aproximados, ou ainda material amorfo –

calhaus, fragmentos de rochas, argila, entre outros), ou enáulica (areia e agregados do solo), a quitônica-gefúrica (fração fina formando cutans e pontes entre os grãos). Este último ocorre devido ao preenchimento de argila e silte, que acontece durante o decréscimo do fluxo ou devido a modificações pós-deposicionais. Tais leitos ou depósitos se alternam com camadas maciças, pobremente selecionadas, com distribuição relativa (*c/f*) quitônica a porfírica simples (matriz suportada). Elas representam antigas crostas estruturais, originadas de fluxos superficiais, com freqüentes flocos de silte dispersas ou depósitos de fluxo hiperconcentrado (BERTRAN e TEXIER, 1999).

Fluxos de detritos compreendem fluxos de sedimentos liquefeitos (BERTRAN e TEXIER, 1999; MAZUMBER, 2000). Eles são iniciados pela remoção de detritos acumulados em voçorocas ou pela formação de corridas de lama após ou durante intensas precipitações. Bertran e Texier (1999) somente concebem fluxos de detritos coesos quando há significativas quantidades de silte e argila. Depósitos recentes apresentam matriz fina e homogênea, com distribuição relativa (*c/f*) porfírica (partículas maiores distribuídas numa matriz de partículas muito finas) e uma fábrica indiferenciada ou cristalina. Fragmentos de plantas podem ser relativamente abundantes. Os poros são pobremente interconectados, formando vesículas irregulares ou arredondadas, que refletem processos de liquefação. Essa porosidade pode desaparecer rapidamente devido à pedogênese, a atividades biológicas (fauna e flora) e ao ressecamento/umedecimento que ocorre no sedimento ou solo. Segundo Bertran e Texier (1999), quando sedimentos são derivados de escorregamento de solos argilosos, há possibilidade de se preservarem alguns fragmentos de solo na forma de pequenas pelotas ou como grãos de minerais capeados por argila (cutan de grãos).

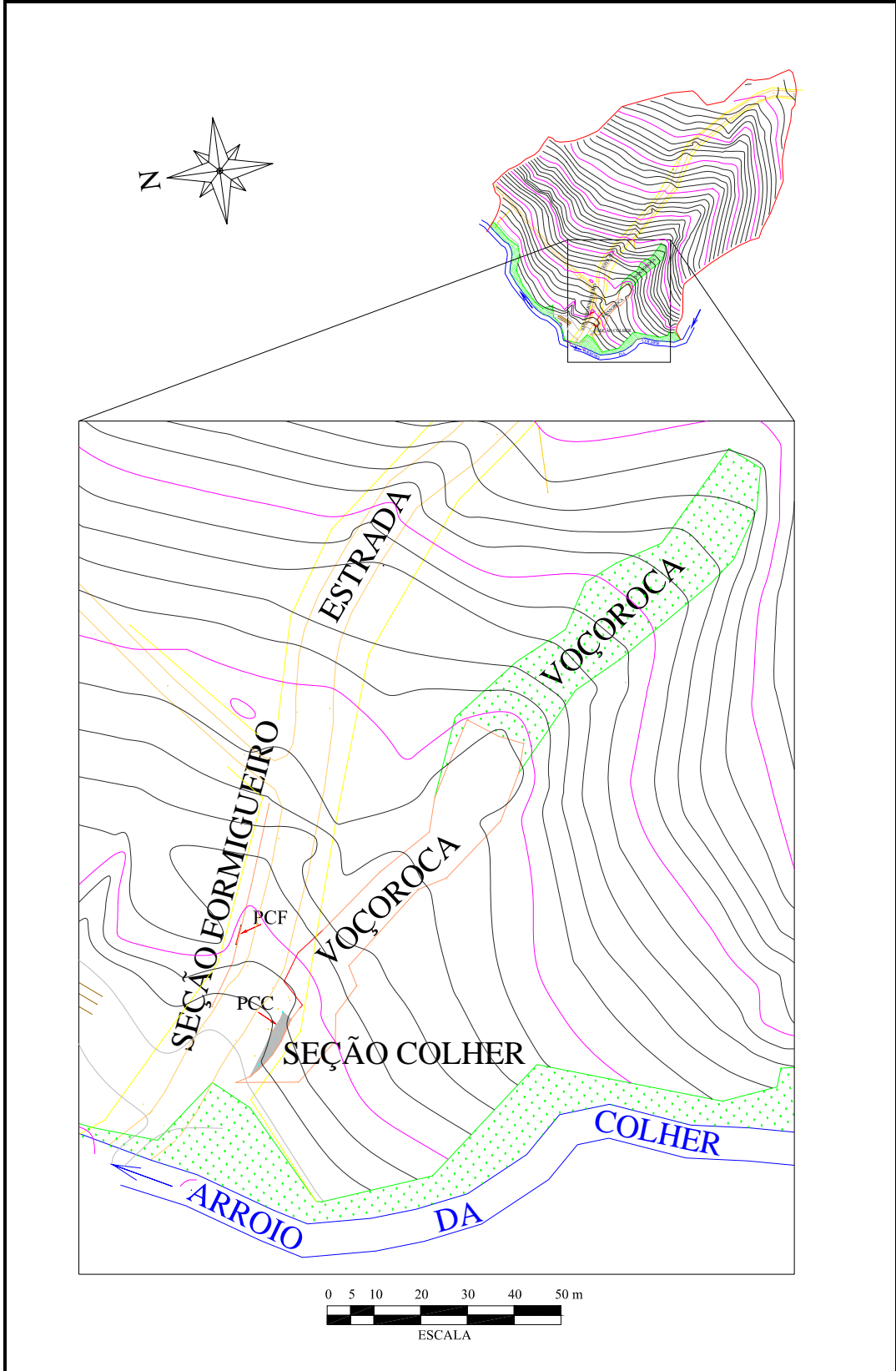
A perspectiva de estudo de depósitos de encosta e de corte e preenchimento a partir do reconhecimento e caracterização das unidades e estruturas sedimentares macro e microscópicas que o formam é adotada neste trabalho como base para o reconhecimento das condições dos eventos deposicionais que contribuíram para a evolução da morfologia de média e baixa encosta.

## CAPÍTULO IV

### **ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DE DEPÓSITOS DE ENCOSTA NO ARROIO DA COLHER: HORIZONTES ORGANO-MINERAIS, ESTRUTURAS DE CORTE E PREENCHIMENTO E MUDANÇAS AMBIENTAIS**

Na base da encosta Colher, duas seções estratigráficas foram levantadas – a seção Colher e a Seção Formigueiro (figura 13). A seção Colher situa-se em setor de baixa encosta e está 22 m de distância do Arroio da Colher. A seção Colher tem 14,73m de extensão e apresenta dois ambientes distintos: ambiente de encosta caracterizado por depósitos aluviais e alúvio-coluviais e o outro representado por corte transversal de canal entulhado. A seção menor, denominada Formigueiro, tem 5,8 m de extensão e localiza-se do outro lado da estrada, em diagonal à seção Colher. A seção Formigueiro apresenta material sedimentar depositado em ambiente de encosta e dois canais de antiga voçoroca. Nela a estrutura de corte e preenchimento tem largura de 4,60 m e é constituída por uma depressão que forma dois canais aproximadamente contíguos, separados por ressalto de 1,23 m de largura. O maior desses canais apresenta profundidade de 1,52 m e largura de 1,16m, enquanto o menor tem 0,86 m de profundidade e 1,26 m largura de. Na seção Colher, do outro lado da estrada, a estrutura de preenchimento de canal indicando continuidade a jusante dos canais da Seção Formigueiro tem 4,12 m de largura máxima e 1,52 m de espessura. A distância em linha reta entre essas duas porções de antigo canal é de 20,40 m e a inclinação é de 4°. O material deposicional que entulhou os canais originou estruturas sedimentares típicas de canais temporários (descritas no capítulo V).

Além de três estruturas de preenchimento de canal, foram organizados cinco perfis verticais que representam seções menores ou subseções abertas na Seção Colher, efetuadas para descrição detalhada e coleta de materiais. Os dados a seguir apresentados são decorrentes de descrições de campo e interpretação dos resultados de 95 análises texturais realizadas em laboratório.



**FIGURA 13 - Localização na encosta das seções estratigráficas Colher e Formigueiro.**

#### **4.1 Descrições dos perfis e estrutura de corte e preenchimento das seções Colher e Formigueiro**

Na Seção Colher, além da estrutura de corte e preenchimento, a caracterização dos depósitos foi efetuada a partir de cinco subseções abertas na seção. As características levantadas serão descritas a seguir. E a partir delas foi possível individualizar as diferentes unidades de sedimentos e horizontes pedológicos que compõem a seção. A localização dos perfis detalhados na seção Colher está representada nas figuras 14 e 20. As unidades sedimentares e pedológicas de encosta reconhecidas foram Fragmentos de Folhelho, Areia-argilosa Cinzenta, Paleorizonte Organo-mineral 1, Paleorizonte Organo-mineral 2 Paleozironte Organo-mineral 3, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Lentes arenosas, lentes conglomeráticas, Horizonte A e Horizonte B.

##### **4.1.1 Perfil 1**

O Perfil 1 está representada na figura 15, que sintetiza as principais características das unidades sedimentares como, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e as cores das 10 amostras analisadas. Nesta seção destacam-se as camadas e lentes de sedimentos grossos de granulação grânulo e seixo principalmente. Na base da seção ocorre Nível Organo-mineral marcado por fenda de dessecação preenchida por areia. O contato entre as camadas e lentes é, em geral, abrupto. No topo desta seção tem-se o Horizonte A, marcado por muitas raízes, estrutura em grumos, material muito fendilhado e macroporos. Abaixo aparece o Horizonte B que apresenta características de iluviação de argila, agregados granulares no topo e prismáticos na base. Subjacentes a este horizonte, com contato gradual, ocorrem sedimentos do Alúvio 2. No topo da unidade há lente de fragmentos de rocha nas frações grânulo e seixo em matriz areno-siltosa, abaixo ocorrem os sedimentos finos desta unidade, com textura areno-argilosa. A base da unidade é formada por lente de material grosso constituído por grânulos de folhelho, arenito, argilito, siltito e pouquíssimo quartzo e quartzito. A textura é arenosa. Abaixo ocorrem os sedimentos do Alúvio-colúvio 1 de textura areno-argilosa. Neste material estão presentes cavidades de antigas raízes preenchidas por óxidos. Abaixo ocorre camada areno-argilosa. Na base do perfil aparece Nível Organo-mineral de cores preta (7,5YR2,5/2) no topo e bruno-escuro (7,5YR3/3) na base. A textura é

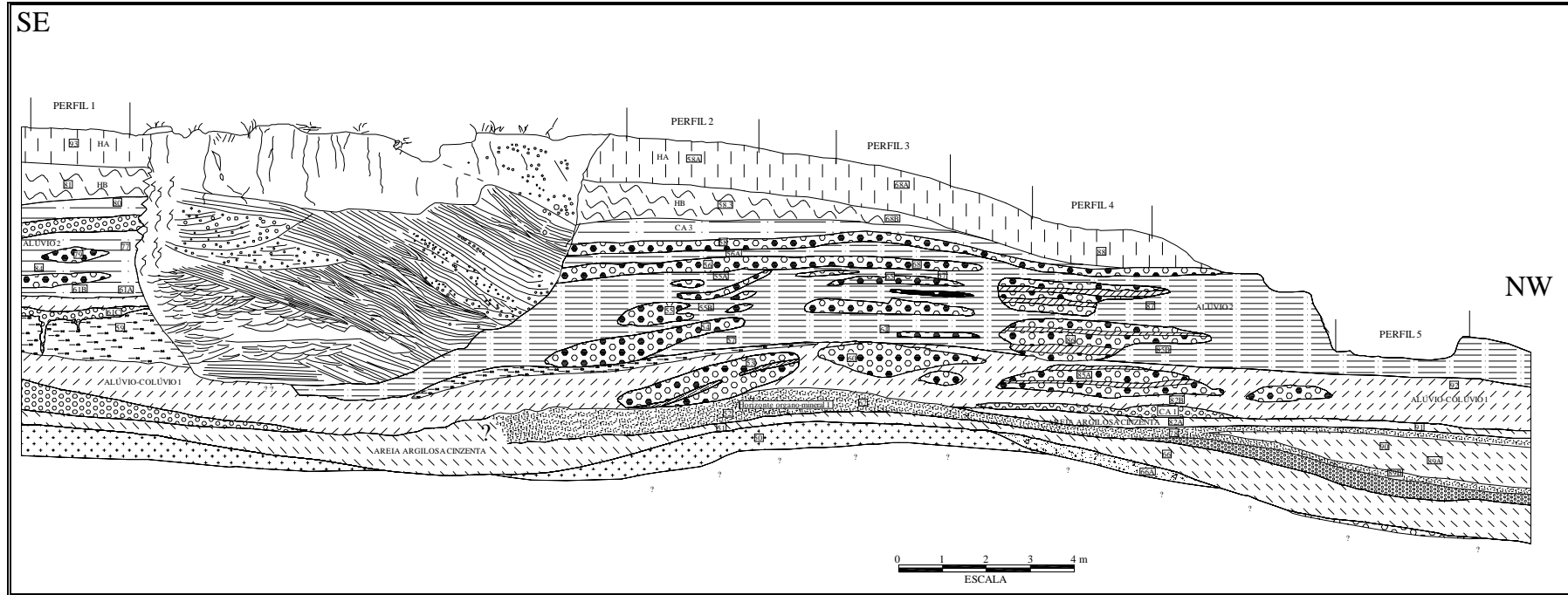
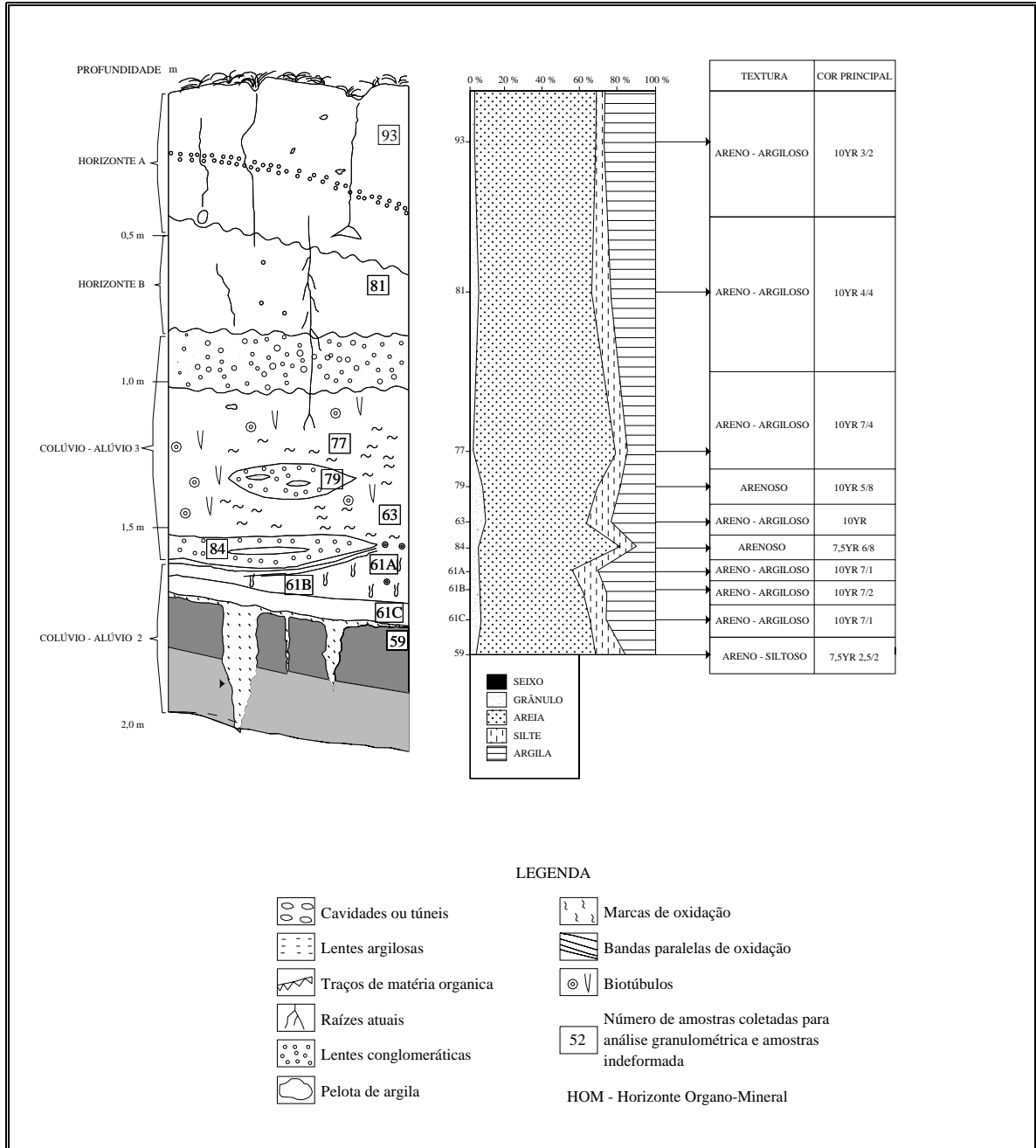


FIGURA 14 - Localização dos perfis detalhados na seção Colher.

areno-siltosa. Foi efetuada datação absoluta desse material. Areia de cor branca (1G8/N) preenche as fendas de dessecação e recobre a subunidade. Não aparece a rocha neste perfil.



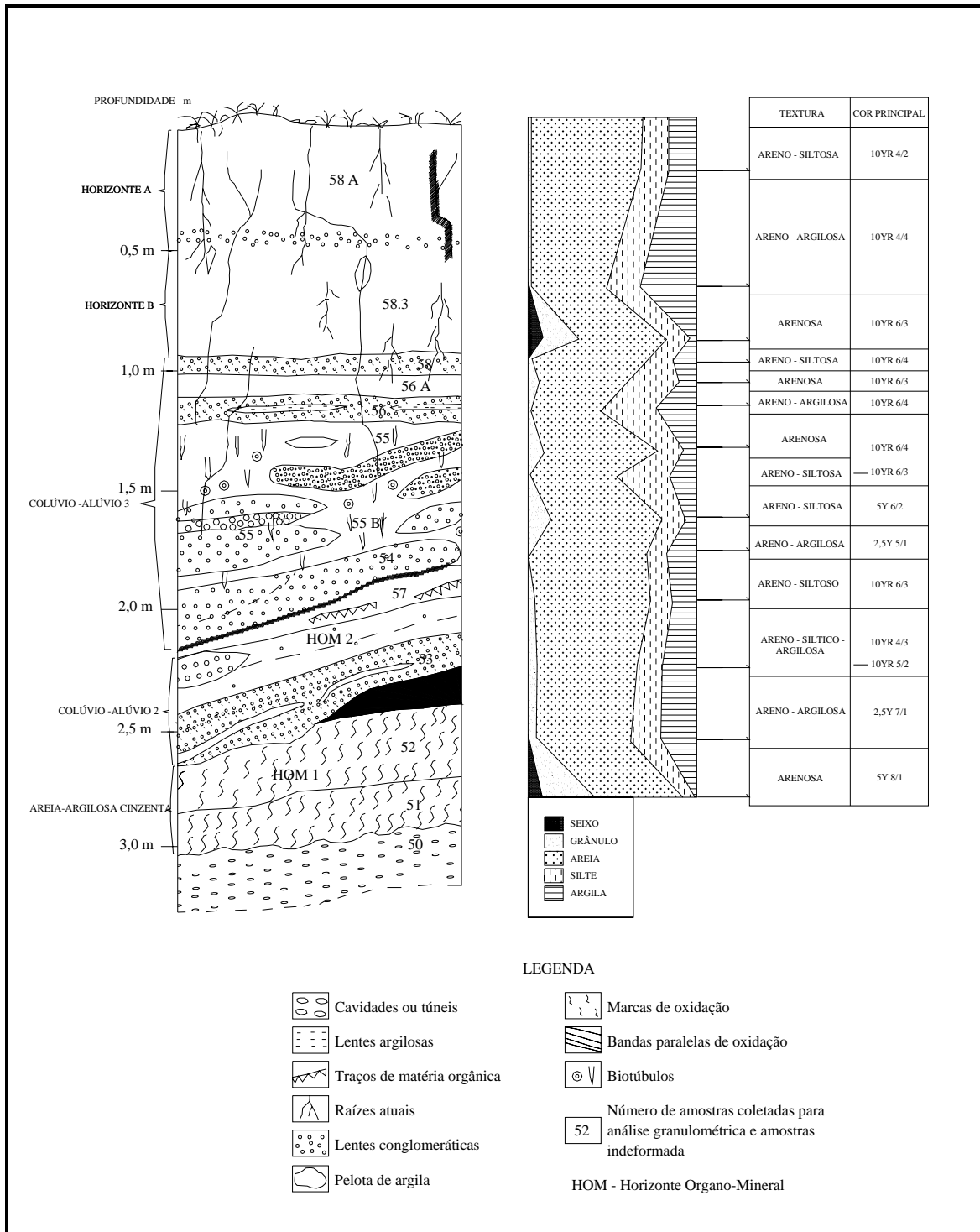
**FIGURA 15 – Perfil 1 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais. O indicativo numerado representa o ponto de coleta das amostras.**



#### 4.1.2 Perfil 2

No Perfil 2, com 3,3 m de profundidade, destacam-se dois horizontes Organo-mineral, lentes conglomeráticas embutidas em sedimentos areno-argilosos e areno-siltosos. Nas lentes, internamente ocorrem lâminas ou lentes menores de sedimentos arenosos ou argilosos. O contato entre as diferentes camadas e lentes se dá de forma abrupta. Por sua vez, estas lentes são freqüentemente transpassadas por fendas de dessecação, cuja descrição macroscópica não identificou sinais evidentes de pedogênese, o que sugere origem recente de canais e câmaras (Teruggi e Andreis, 1971) de raízes ou animais ocorrem nos horizontes A e B.

Raízes atuais atravessam as camadas superiores. Essa seção auxiliou no reconhecimento de deformação e inclinação das camadas em direção à estrutura de corte e preenchimento, porque os cortes e limpeza efetuados evidenciaram deformação das lentes de grossos, principalmente no Alúvio 2, bem como deformação de horizonte organo-mineral soterrado. O Perfil 2 está representada na figura 16, que sintetiza as características das unidades sedimentares e pedológicas como composição granulométrica ao longo do perfil, textura e as cores das 14 amostras analisadas. No topo da seção, o Horizonte A apresenta textura areno-siltosa, com areia fina bem lavada e estrutura em grumos. Neste horizonte desenvolveram-se fendas que geraram blocos colunares de solo. Abaixo situa-se o Horizonte B, com textura areno-argilosa. Ocorrem muitos macroporos de canais e câmaras escavados por animais. Fendas existentes no nível superior se estendem também por esse horizonte. Abaixo aparecem os sedimentos do Alúvio 2, representados por camadas e lentes formadas por grânulos, seixos e intercalações com sedimentos finos. Lentes conglomeráticas apresentam internamente lâminas com material argiloso. Outra lente apresentou na base fábrica marcadamente matriz suportado e no topo organização clasto-suportado. Nesta unidade os sedimentos finos são de textura areno-siltosa e areno-argilosa e as lentes apresentam textura predominantemente arenosa. O Alúvio 2 é marcado neste perfil por biotúbulos de raízes de 1 cm de diâmetro. Subjacente, com contato abrupto ocorrem sedimentos do Alúvio-colúvio 1, marcados no topo pela presença de nível com enriquecimento orgânico com espessura de 12 cm, e esporádicas lâminas enriquecidas com matéria orgânica, e na base por lente conglomerática com lâminas de material argiloso. Nos



**FIGURA 16 – Perfil 2 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais. O indicativo numerado representa o ponto de coleta das amostras.**

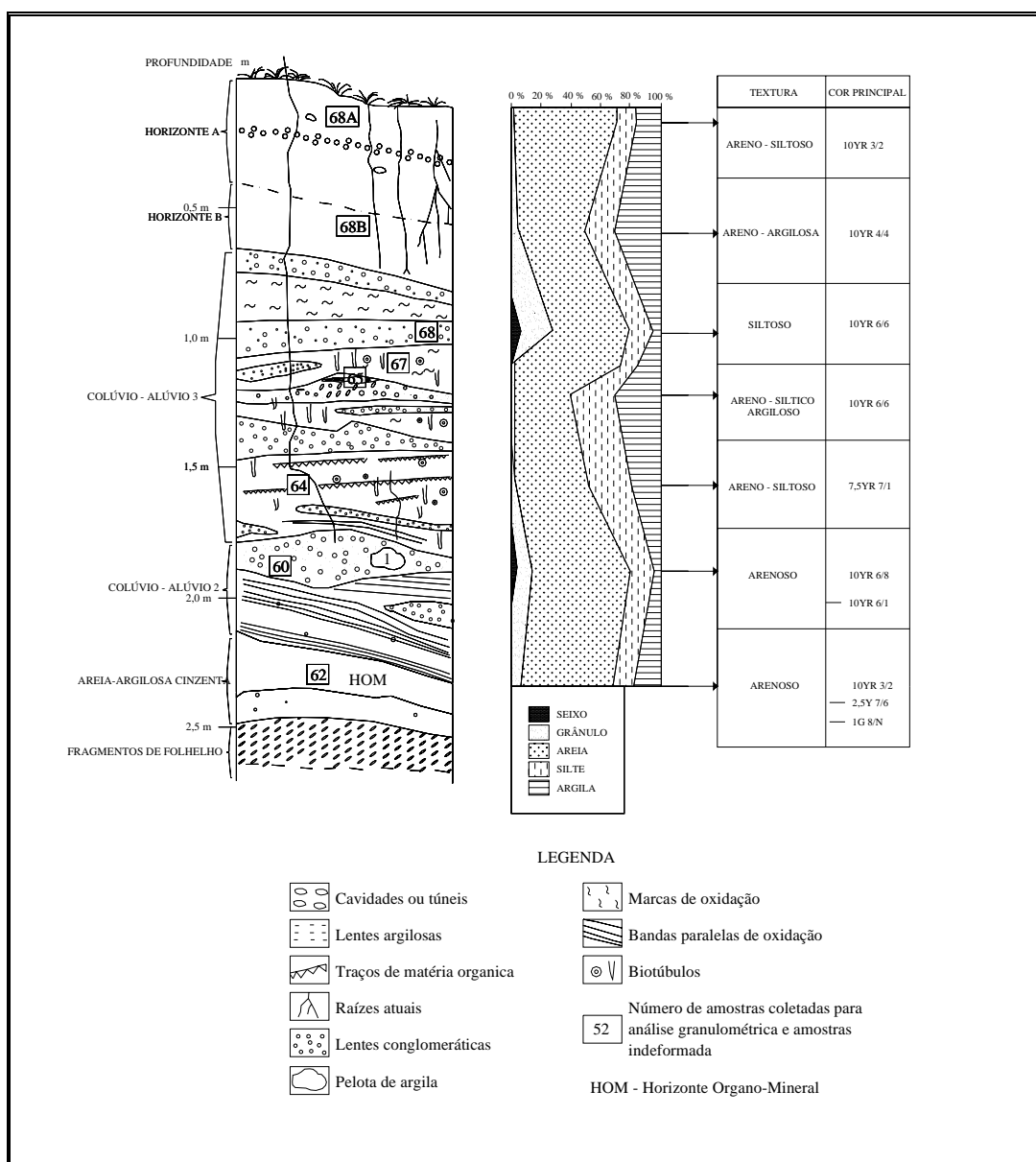
sedimentos finos a cor dos materiais é cinzento (2,5Y5/1) e na lente é bruno-claro (10YR6/3) e bruno (10YR4/3). Abaixo estão os sedimentos da unidade Areia-argilosa

Cinzenta. No topo desta unidade ocorre o Nível Organo-mineral 1 cujas cores variam de bruno (10YR4/3), no topo, para bruno-cinzento (10YR5/2), mais abaixo. Onde não houve enriquecimento com matéria orgânica a cor é cinzento-claro (2,5Y7/1). Na base ocorre a unidade denominada Fragmentos de Folhelho, com textura arenosa e muitos grânulos. A cor do material é branca (5Y8/1).

#### **4.1.3 Perfil 3**

O Perfil 3 foi aberta aproximadamente no centro da seção Colher. Nela são visíveis lentes conglomeráticas de dimensões que variam de poucos centímetros a 35 cm. As unidades reconhecidas foram Horizonte A, Horizonte B, Alúvio 2 (representado principalmente por lentes de material grosso), Alúvio-colúvio 1, Areia-argilosa Cinzenta (com desenvolvimento de nível organo-mineral no topo) e Fragmentos de Folhelho. Macroscopicamente, as lentes apresentam estrutura maciça, não sendo visíveis estratificações ou laminações. O Perfil 3 está representada na figura 17, que sintetiza as características das unidades sedimentares e horizontes de solo e representa a distribuição granulométrica ao longo do perfil, a textura e as cores das 8 amostras coletadas na seção. No topo da seção tem-se o Horizonte A com estrutura em grumo de 2 a 3 mm de tamanho. Estão presentes neste horizonte muitas raízes. Abaixo ocorre o Horizonte B com muitas fendas de dessecação que se prolongam do horizonte superior. Abaixo ocorre o Alúvio 2 marcado por sedimentos de granulação fina de textura areno-siltico-argiloso e lentes conglomeráticas. O grau de alteração dos clastos é bem variável, podendo apresentar-se bastante alterado, desagregando-se com facilidade ao toque da mão, ou podem estar bem preservados com cores e características originais da rocha. No Alúvio 2, como um todo, estão presentes biotúbulos de 1 cm de espessura e na base da unidade há lâminas que registram concentração de matéria orgânica. Esses níveis ocorrem de forma descontínua e podem ser reconhecidos três deles. Abaixo estão os sedimentos do Alúvio-colúvio 1, que tem no topo lente conglomerática. Os sedimentos estão bastante alterados e apresentam concreções de manganês e ferro (limonita) com 1 mm de tamanho. Subjacentes estão os sedimentos finos desta unidade que são marcados por bandeamento paralelo, inclinado segundo a topografia atual da encosta. Nos sedimentos finos do Alúvio-colúvio 1 ocorrem estruturas preservadas de antigas raízes, são registros de

1 mm de espessura. Na lente de grossos do Alúvio-colúvio 1 ocorre uma pelota de argila destoando do restante do conjunto de sedimentos. O contato é abrupto entre camadas e lentes. Na base do perfil, nos sedimentos finos do Alúvio-colúvio 1, há forte processo de oxidação, o qual ocorre em forma de bandas paralelas orientadas segundo a inclinação geral da encosta.



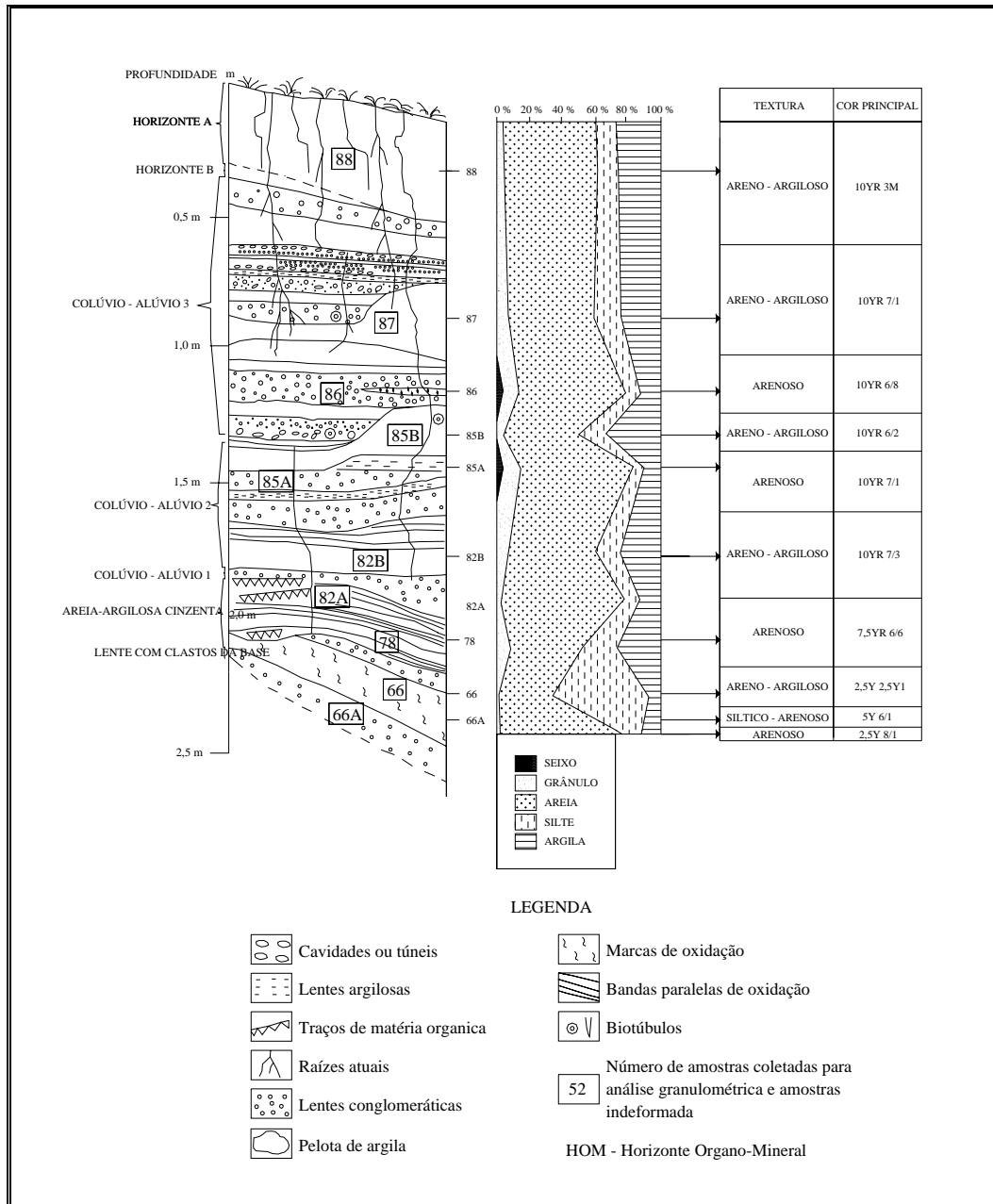
**FIGURA 17 – Perfil 3 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais. O indicativo numerado representa o ponto de coleta das amostras.**

Abaixo desta unidade (Alúvio-colúvio 1), estão os sedimentos finos da camada denominada Areia-argilosa Cinzenta, que é mais escura e apresenta traços de raízes antigas, formando o Horizonte Organo-mineral 1; nesta subunidade a textura é areno-argilosa a cor é bruno-acinzentado (10YR3/2). Abaixo onde não há concentração de matéria orgânica a cor é amarelo (2,5Y7/6) e cinzento (2,5Y7/1). Por fim tem-se a camada de Fragmentos do Folhelho, totalmente alterada de cor branca (1G8/N).

#### **4.1.4 Perfil 4**

Nesta Seção, topograficamente mais baixa no afloramento, ocorrem de forma predominante camadas e lentes de material com textura grossa. Nas lentes mais espessas predomina estratificação plano-paralela em que se alternam materiais com diferentes composições granulométricas. Nestas lentes é possível reconhecer graduação normal e inversa envolvendo materiais de granulação areia grossa e grânulo. Diferentes estratos, identificados, podem apresentar-se separados por lâminas argilosas. O Perfil 4 está representada na figura 18, que sintetiza as características das unidades sedimentares e de horizontes de solo e representa a distribuição granulométrica ao longo do perfil, a textura e as cores das 10 amostras analisadas. No Perfil 4 estão presentes todas as unidades que compõem os sedimentos da baixa encosta. No topo o Horizonte A apresenta estrutura em grumos de 2 a 3 mm de tamanho. O material apresenta-se amplamente fendilhado por fendas de dessecação. O horizonte B está representado por uma porção muito delgada, pois é neste ponto que ele deixa de existir na seção Colher. Abaixo ocorrem os sedimentos do Alúvio 2 representados em espessas lentes conglomeráticas em que se alternam estratos com clastos de grânulos e seixos e estratos ou lâminas essencialmente argilosos ou arenosos. Dois estratos com fragmentos de rocha no topo da lente superior apresentam estrutura gradacional, sendo uma inversa e outra normal. Neste setor a concentração de biotúbulos diminui em relação às demais seções descritas anteriormente. Abaixo ocorrem os sedimentos do Alúvio-colúvio 1, que apresenta uma lente de material grosso embutida em sedimentos finos. Na base da unidade, estes sedimentos finos apresentam bandas de oxidação paralelas e com inclinação em conformação com a topografia atual da encosta. Abaixo ocorre o Alúvio 1, representado apenas por uma

lente de material grosso em matriz arenosa que apresenta caráter seco e friável. Subjacente ocorrem os sedimentos da camada Areia-argilosa Cinzenta, com nível organo-mineral no centro. No topo os sedimentos apresentam-se amplamente bandeados com alternância de cores cinzenta e avermelhada.



**FIGURA 18 – Perfil 4 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais. O indicativo numerado representa o ponto de coleta das amostras.**

#### **4.1.5 Perfil 5**

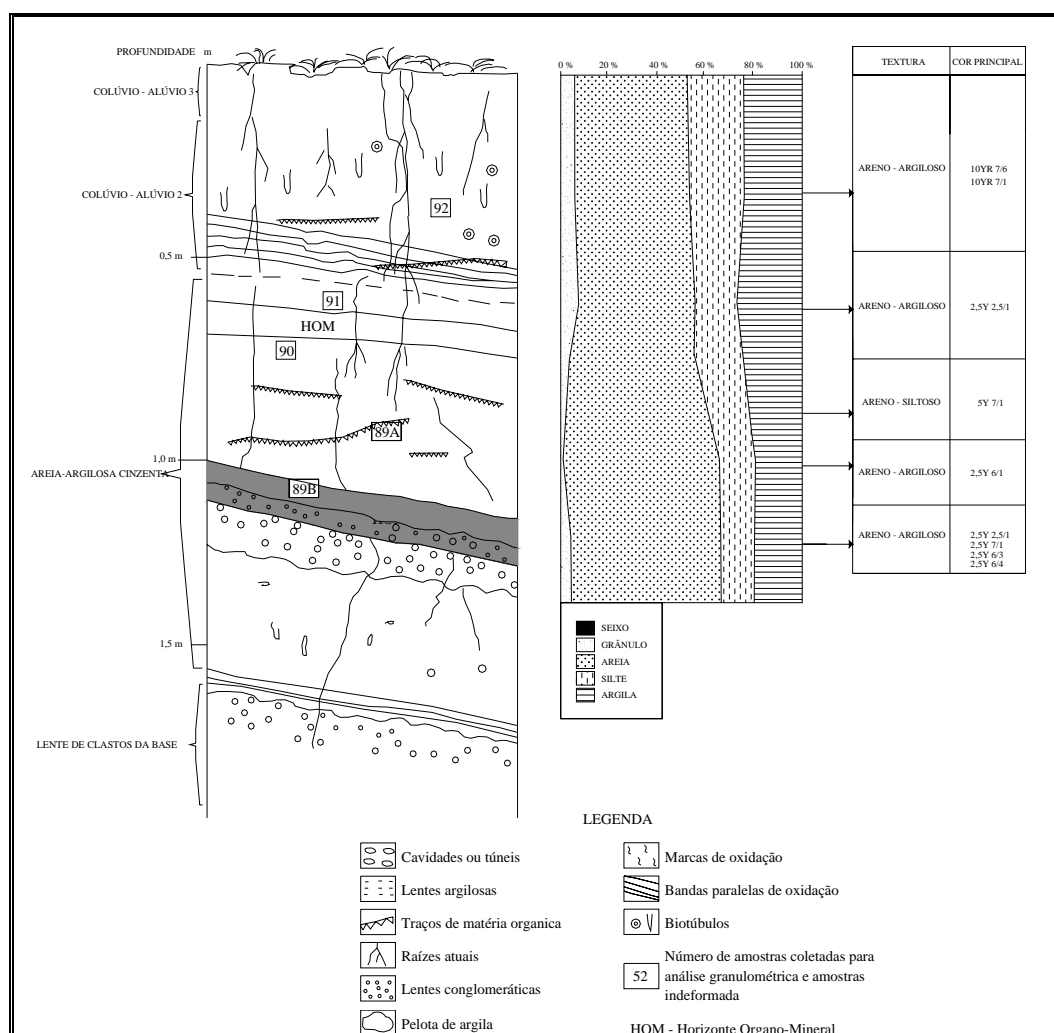
Esta seção representa o setor do afloramento que foi truncado, com remoção dos horizontes A, B e parte do Alúvio 2 . Fendas de dessecação atravessam todo o perfil. O Perfil 5 está representada na figura 19, que sintetiza as características das unidades sedimentares e de horizontes de solo e representa a distribuição granulométrica ao longo do perfil, a textura e as cores das 5 amostras analisadas. No topo ocorre porção residual, com 10 cm de espessura do Alúvio 2 . Menor concentração de biotúbulos, de 1 cm de diâmetro aparece nesta unidade. Abaixo estão os sedimentos do Alúvio-colúvio 1 marcados por delgados traços de acumulação de matéria orgânica. Na base ocorre bandeamento de oxidação de material com cores cinzento-claro (10YR7/1) alternado com amarelo (10YR7/6). As linhas bandeadas são de até 2,5 cm de espessura. Sob estes bandeamentos ocorrem os sedimentos da unidade Areia-argilosa Cinzenta predominantemente formada por sedimentos finos, e presença de apenas uma camada de sedimentos grossos. Dois níveis organo-mineral se desenvolveram nesta unidade. Eles têm cerca de 8 cm de espessura e estão separados por sedimentos finos e textura areno-argilosa e areno-siltosa e de cor cinzento-claro (5Y7/1). Nesses sedimentos ocorrem delgadas acumulações de matéria orgânica com menos de 1,5 mm de espessura.

A construção do perfil estratigráfico e a descrição detalhada possibilitaram a individualização das unidades estratigráficas que ocorrem na seção Colher e que serão caracterizados a seguir.

#### **4.2 Propriedades texturais e geometria das unidades de sedimentos e horizontes pedológicos da Seção Colher**

Os levantamentos e caracterização dos materiais reconhecidos nos perfis descritos anteriormente possibilitaram a individualização das unidades sedimentares e horizontes pedológicos que formam os depósitos de base de encosta. Ressalta-se que a caracterização da estratigrafia da média e baixa encosta foi fundamental para o reconhecimento dos depósitos neste setor da encosta. Dessa forma, as unidades estratigráficas e horizontes pedológicos presentes na Seção Colher são: Rocha,

Depósito de Fragmentos de Folhelho, Areia-argilosa Cinzenta, Horizonte Organo-mineral 1 e Horizonte Organo-mineral 2; Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte. Seguem a descrição e a caracterização granulométrica dessas unidades. Em anexo estão tabelas de composição granulométrica das amostras, tabelas com síntese da variação da assimetria, curtose, desvio padrão, diâmetro-médio e mediana das amostras. A figura 20 representa a Seção Colher, a as unidades sedimentares e organo-minerais, estruturas de sedimentação e de corte e preenchimento que a formam.



**FIGURA 19 – Perfil 5 que representa as principais características das unidades sedimentares, composição granulométrica ao longo do perfil, textura e cores dos materiais. O indicativo numerado representa o ponto de coleta das amostras.**



#### **4.2.1 Rocha**

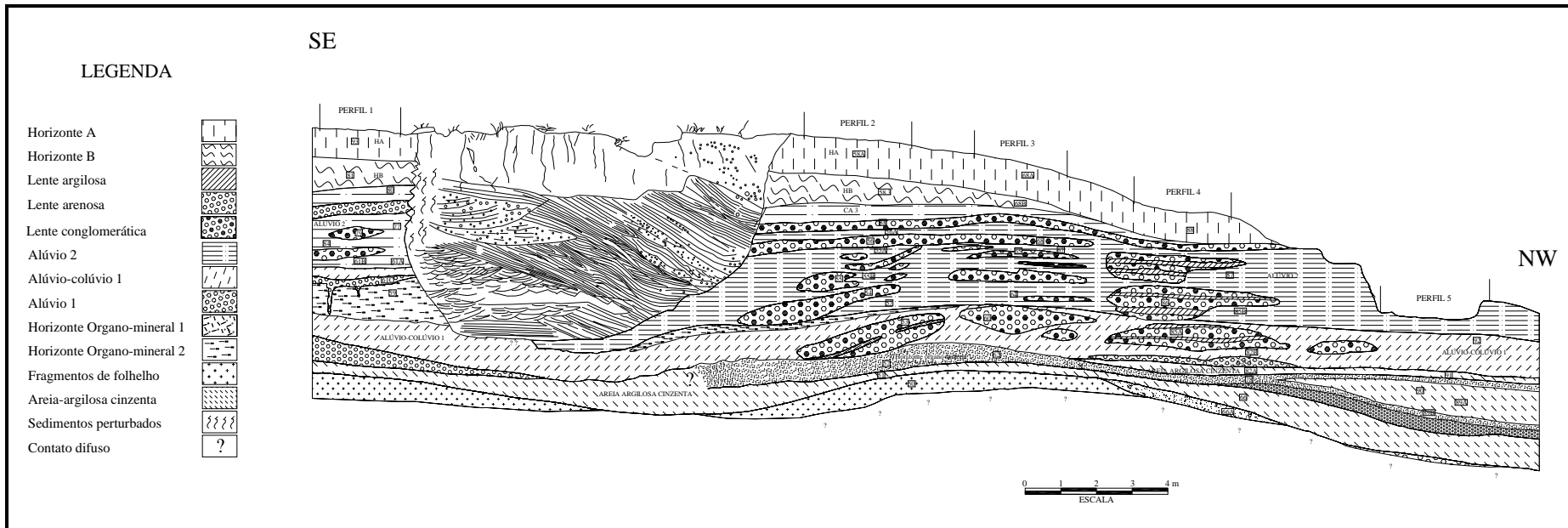
O embasamento no qual se assenta a seção Colher é representado por Arenito Cinza. Este arenito apresenta textura areno-siltosa, com areia fina e média, são identificados também grânulos e seixos de 2 a 5 cm de diâmetro. Não foi reconhecido saprólito na extensão da seção.

#### **4.2.2 Lente de Fragmentos do Folhelho**

Está localizada abaixo do Nível Organo-mineral, à direita da estrutura de corte e preenchimento por uma extensão de 4 m (seções 2 e 3). Seus constituintes são clastos de 3 a 6 mm de tamanho, e apresentam-se muito incoerentes em campo. As cores na base da lente são cores de alteração - bruno muito claro-acinzentado (10YR8/2) e cinzento claro (2,5Y7/1), enquanto no topo da lente as cores são as da rocha: bruno e amarelo-avermelhado (7,5YR4/3, 6/6). Apresenta intercalada lente de argila no meio. Misturado aos clastos há bastante areia média e grossa. A textura é arenosa e a plasticidade é elevada.

#### **4.2.3 Lente com clastos da base**

Esta camada assenta-se de forma descontínua na base da seção (figura 20). Os constituintes são fragmentos de arenito, siltito e folhelho de tamanho grânulo e seixo, de até 8 mm. Em campo os clastos desagregam-se muito facilmente, com leve pressão dos dedos. A textura é arenosa. As cores são amarelo-avermelhado (7,5YR6/6), amarelo-brunado (10YR6/8), com mosqueamento de 20 a 30% bruno, amarelo-brunado, cinzento-claro e bruno muito claro-acinzentado (10YR4/3, 6/6, 7/2 e 8/2).



**FIGURA 20 – Seção Colher, unidades sedimentares, organo-minerais e estruturas de corte e preenchimento que a compõem.**

#### 4.2.4 Areia-argilosa Cinzenta

Esta camada se estende de forma contínua por toda seção (figura 20). A textura é areno-argilosa e areno-siltosa. A proporção de grânulos é de 5% em média. A plasticidade é de média a alta. Em alguns pontos a amostra pode apresentar-se seca ao tato, enquanto em outros se apresenta mais úmida. As cores são cinzento-claro (2,5Y7/1), cinzento (5Y6/1), bruno muito claro-acinzentado (10YR8/2), com cinzento-escuro, amarelo-brunado, bruno-amarelado (10YR4/1,6/8, 5/8) e bruno-forte (7,5YR5/8). Os tons que tendem para o amarelo são devidos às manchas de oxidação de raízes de 0,5 cm de diâmetro que tingem de 15 a 25 % dos sedimentos. Amostras indeformadas desse material apresentam lentes de 1 cm de espessura formadas por clastos de tamanho areia grossa. Os clastos são de arenito e folhelho apresentando-se muito alterados, principalmente na parte mais baixa do perfil. Fendas de dessecação aparecem com frequência e são preenchidas por areia fina, muito bem selecionada e muito bem lavada. Ocorrem também nesta porção do perfil, laminações de areia intercaladas com traços de matéria orgânica. Mais abaixo na encosta, o Nível Organo-mineral 1 aparece recoberto por sedimentos dessa unidade, enquanto em direção oposta constitui o seu limite superior. Lateralmente, ao longo do perfil, a unidade Areia-argilosa Cinzenta não apresenta significativas mudanças de cores, que são cinzento-claro e branco (5Y 7/1, 8/1), com mosqueamento de 30 a 40% amarelo-claro-acinzentado e amarelo (2,5Y8/3, 7/8), amarelo-oliváceo (5YR 6/8). Os sedimentos apresentam-se bastante oxidados, por vezes predominam as cores de oxidação – amarelo-avermelhado e bruno-forte (7,5YR6/8, 5/8) com mosqueamento 20 a 25% amarelo (2,5Y 7/6) e cinzento-oliváceo-claro (5Y6/2).

##### 4.2.4.1 Horizonte Organo-mineral 1

Este horizonte estende-se por toda seção a partir da estrutura de canal preenchido, com espessura de 0,20 a 1,21 m que aumenta em direção à alta encosta. As cores são bruno (7,5YR4/2 e 7,5YR 5/2,) e preta (7,5YR 2,5/1) muito mosqueadas com 40% bruno-claro (7,5YR6/3) e amarelo (10YR7/8). As texturas são areno-argilosa, areno-síltico-argilosa e arenosa, com proporção de grânulos de 5 a 6% em média. Esse horizonte apresenta fendas de dessecação, de 3 a 4 cm de espessura, preenchidas com areia fina. Em porções mais baixas da seção são registradas seqüências de lâminas inferiores a 1 mm de espessura em que se

alternam areias brancas bem lavadas e níveis siltosos ou argilosos de cor preta. Essa seqüência de lâminas tem 7 cm de espessura. Em campo são encontrados traços de carvão de 3 a 4 mm de tamanho. Próximo ao paleocanal o horizonte organo-mineral apresenta cor mais escura no topo: preto e cinzento-muito-escuro (10YR2/1, 3/1), enquanto em profundidade as cores tornam-se mais claras: bruno-amarelado-escuro (10YR4/4) (figura 21). Neste ponto a unidade Areia-argilosa Cinzenta e Nível Organo-mineral 1 mergulham sob o canal preenchido que compõe a seção. Sondagens efetuadas com trado abaixo do canal revelaram sedimentos areno-argilosos de cor cinzento-claro e branco (10YR7/1, 8/1). Nesta unidade os teores de matéria-orgânica encontrados foram 8%.



**FIGURA 21 – Horizonte Organo-mineral 1 desenvolvido em unidade Areia-argilosa Cinzenta.**

**Sobrejacentes ocorrem Alúvio-colúvio 1 e Alúvio 2 (O cartão-escala apresenta duas faixas centrais azuis correspondentes a 10 cm. Na lateral esquerda a escala é centimétrica. Esta escala aparece nas demais fotos dos perfis e das estruturas descritas no capítulo V).**

#### **4.2.5 Alúvio 1**

O Alúvio 1 constitui unidade sedimentar formada através de deposição de material grosso representado por fragmentos de arenito, siltito, folhelho e eventualmente quartzo e quartzito; esses últimos ocorrem como seixos de 1 a 2 cm de tamanho. Na seção, esta unidade ocorre apenas como uma lente de 2,4 m de extensão e espessura média de 30 cm. Os constituintes granulométricos são principalmente areia grossa, grânulos e seixos de 0,8 cm de diâmetro. A amostra apresentou textura arenosa. As cores são cinzento-claro (10YR7/1 e 7/2) mosqueado 20% com bruno-amarelado-claro (10YR6/4).

#### **4.2.6 Alúvio-colúvio 1**

A análise tridimensional efetuada a partir de tradagens mostrou que o Alúvio-colúvio 1 constitui a segunda grande unidade de sedimentos predominantemente finos na média e baixa encosta. Na seção essa unidade apresenta, além de sedimentos finos, lentes de material grosso (grânulos e seixos). Por isso, em termos de caracterização de materiais o Alúvio-colúvio 1, será descrito como sedimentos finos e lentes conglomeráticas. Nos sedimentos finos a textura é areno-argilosa e com proporção de grânulos de 3 a 6%. Nas lentes conglomeráticas a textura é arenosa e com 10% de grânulos e 1% de seixos. As cores alternam-se entre cinza e amarelo – amarelo avermelhado (7,5YR6/8) e cinzento-claro (5YR7/1, 5Y7/2), mosqueado 10% com bruno-amarelado-escuro (10YR 3/6), cinzento, cinzento-oliváceo-claro e amarelo (2,5Y5/1, 5/6, 7/6). Verticalmente são comuns nesta unidade lâminas de 1 cm de espessura com maior concentração de clastos de 1 a 3 mm e pouca matriz. A unidade toda apresenta fendas geradas por dessecação. Digna de nota é a presença de grande quantidade de biotúbulos oriundos de raízes com espessura de 1 mm. Estas feições se encontram em posição de vida e estão preenchidas por oxidratado de ferro de cor amarela (10YR5/8 e 6/8). As lentes

conglomeráticas apresentam nítida estratificação plano-paralela. As cores são amarelo-brunado, bruno-muito-claro-acinzentado, cinzento-claro e cinzento-brunado-claro (10YR6/8, 7/3, 7/2, 6/2); as manchas são de oxidação bruno-amarelado (10YR5/8), bruno-forte e bruno-claro (7,5YR5/8, 6/3). A dimensão dos clastos é variável, podendo ser encontrados grânulos e seixos de até 8 mm. As estruturas dessas lentes serão descritas detalhadamente no capítulo VI. Antes de descrever o Alúvio 2 , serão apresentadas as características do Horizonte Organo-mineral 2 que se desenvolveu no topo dessa unidade.



**FIGURA 22 - Horizonte Organo-mineral 2 capeado por nível arenoso. Acima ocorre nível areno-argiloso do Alúvio-colúvio 1, sobrejacente ocorrem sedimentos finos e lente de grânulos do**

## **Alúvio 2. No topo aparece parte dos Horizontes A e B.**

### **4.2.6.1 Horizonte Organo-mineral 2**

Este horizonte organo-mineral, com 40 cm de espessura, ocorre com maior expressão ao lado da estrutura de canal preenchido em direção à média encosta. Apresenta variações verticais de cores, no topo as cores são mais escuras - preto (2,5Y2,5/1), enquanto na porção central a cor é bruno-acinzentado-muito-escuro (10YR3/2) e na base bruno-escuro (7,5YR3/3). A textura é areno-siltosa, com até 4% de grânulos. Em campo o material é muito plástico. Esse horizonte organo-mineral é cortado por fendas de dessecação, as quais são preenchidas por areia fina e média, bem selecionada e bem lavada, de cor branca (1G8/N) (fiugra 22). Os teores de matéria orgânica são de 9%.

Este horizonte aparece do outro lado do canal, com espessura de 12 cm. A textura é areno-argilosa e as cores são cinzento-brunado-claro e cinzento (10YR6/2, 6/1). Nesta porção os teores de matéria orgânica foram de 7%.

### **4.2.7 Alúvio 2**

Esta unidade sedimentar é caracterizada por lentes de material grosso representado por fragmentos de arenito, folhelho e quartzo. Estas lentes têm espessuras que variam de 10 a 39 cm e extensão entre 35 cm e 6 metros. As mais espessas estão localizadas à direita da seção, sendo nelas reconhecida a estratificação paralela que forma camadas distintas. O detalhamento dessas lentes se encontra no capítulo VI, que trata de estruturas sedimentares. No topo do Alúvio 2 ocorrem dois estratos formados por fragmentos de rocha; são estratos contínuos e horizontais com espessura média de 15 e 10 cm. As demais lentes, dimensionalmente menores, apresentam estratificação plano-paralela incipiente ou estão perturbadas pelos dobramentos.

A textura dos sedimentos finos desta unidade é areno-argilosa, areno-sitosa e arenosa, com teor predominante de grânulos de até 1%. Em campo o material apresenta-se muito plástico quando úmido e muito duro quando seco. A unidade é cortada por fendas de dessecação. As cores registradas foram cinzento-claro (5Y7/1, 7/2), cinzento-brunado-claro, bruno-claro-acinzentado, amarelo-brunado

(10YR6/2, 6/3, 6/8), bruno-oliváceo-claro e amarelo-oliváceo (2,5Y5/8, 6/8). Em meio aos sedimentos areno-argilosos poucos clastos isolados ou agrupados podem ser encontrados. A base desta unidade apresenta-se deformada, ou seja, as lentes estão contorcidas próximas ao canal preenchido.

As lentes conglomeráticas apresentam textura predominantemente arenosa com proporção de seixos de até 8% e de grânulos de até de 22%.

#### **4.2.8 Horizonte B**

Ele recobre parte da superfície do Alúvio 2 , não ocorrendo na extremidade direita do perfil. A espessura máxima é de 42 cm. As cores encontradas foram bruno-acinzentado-muito-escuro, bruno-escuro e bruno-amarelado-escuro (10YR3/2 e 3/3, 3/6). Em alguns pontos apresenta mosqueamento amarelo, amarelo-brunado (10YR7/6, 6/6), amarelo-avermelhado e bruno-forte (7,5YR6/8 5/8); em outros pontos a cor é homogênea predominando bruno-amarelado-escuro (10YR3/6). A textura é areno-argilosa. Podem ser encontrados areia grossa e média e fragmentos decompostos de arenito e folhelho principalmente. A plasticidade dos materiais é alta. A unidade possui muitas fendas de dessecação, e a transição com o horizonte superior (A) é gradual e abrupta com a camada inferior.

#### **4.2.9. Horizonte A**

Este horizonte se constitui num Cambissolo com espessura máxima de 40 cm. As cores registradas variaram entre bruno-muito-escuro, bruno-acinzentado-muito-escuro, bruno-escuro, bruno, bruno-amarelado-escuro (10YR2/2, 3/2; 3/3, 4/3, 4/4), bruno-avermelhado-escuro (5YR2,5/2) e bruno-muito-escuro (7,5YR2,5/2), todas sem mosqueamento. A textura é areno-argilosa e areno-siltosa, com importante teor de areia fina, grossa e média, além de clastos de arenito. A plasticidade é de média a alta. Apresenta raízes finas, de 0,5 a 1mm, pertencentes a gramíneas.

### **4.3 Características texturais dos sedimentos em depósitos de preenchimento de cana**

Na Seção Colher a estrutura de corte e preenchimento, é formada por sucessão de estruturas sedimentares internas bem preservadas. Para melhor



caracterização elas foram divididas em dois conjuntos de estruturas sedimentares: estruturas da Base e do Topo do canal. A base é formada por estruturas sedimentares com estratos de marca ondulada, paralelos; inclinados e cruzados, estes formam estruturas festonadas. No topo ocorrem estratos cruzados planares e estrutura acanalada. A Seção Formigueiro é formada por duas estruturas de corte e preenchimento. A seção, por apresentar morfologia de dois canais, foi dividida em Canal Maior e Canal Menor, os quais apresentam as mesmas estruturas internas que o Canal Colher, com exceção de estrutura de marca ondulada que não ocorre nesta seção.

#### **4.3.1 Descrição granulométrica das estruturas de preenchimento de canal da Seção Colher**

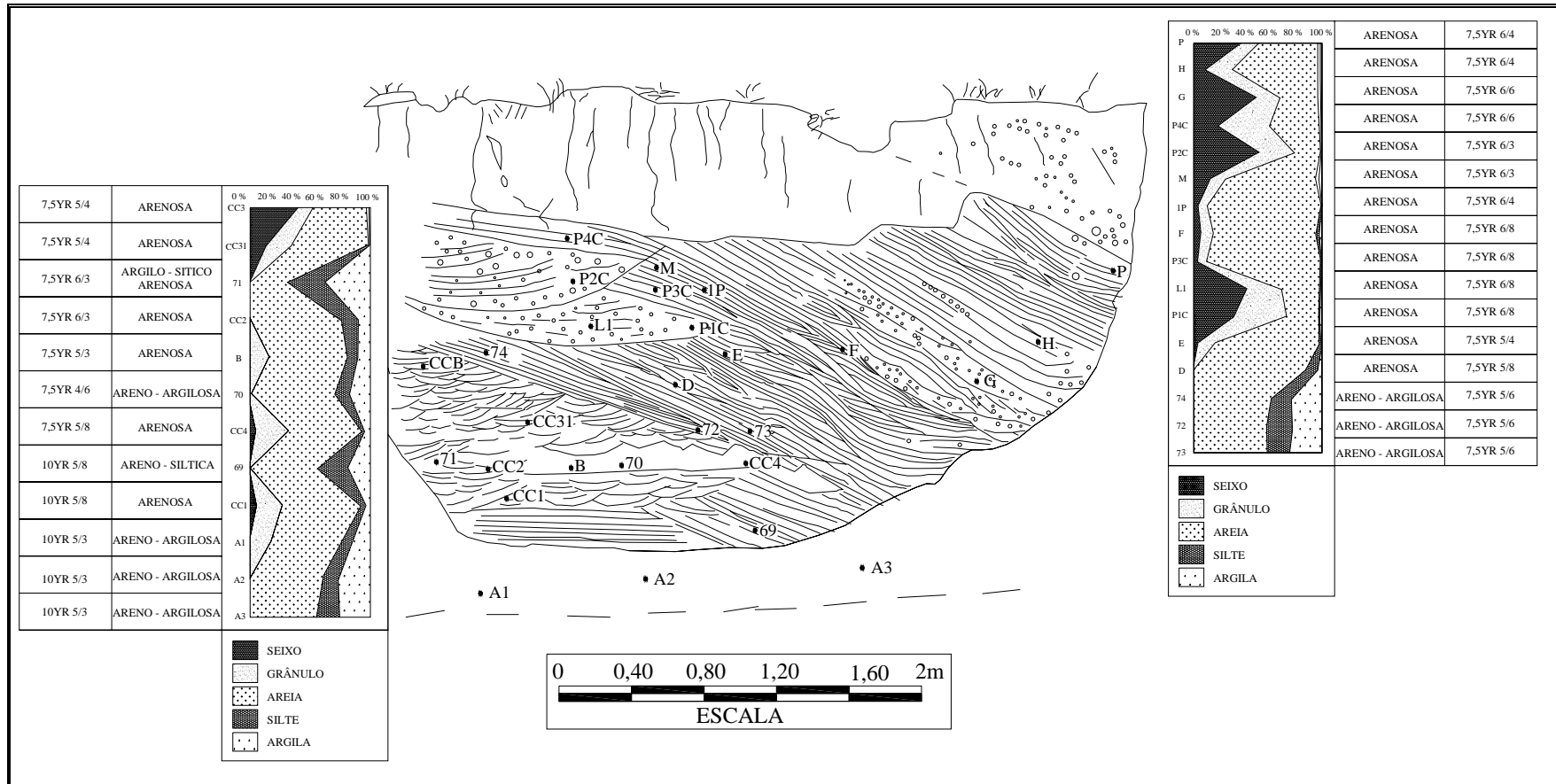
A estrutura de corte e preenchimento denominada Canal Colher está representada na figura 23; nela estão incluídos a distribuição granulométrica nos segmentos base e topo do canal e os pontos de amostragem que são indicados por letras, números ou ambos e estão referenciados na descrição de cada categoria de estrutura sedimentar.

Na base do canal da Seção Colher, estão preservadas seqüências de lâminas plano-paralelas, lâminas inclinadas, lâminas cruzadas festonadas e estrutura de marcas ondulada. Na base do canal as lâminas plano-paralelas (Am 1) apresentam textura areno-argilosa, com 17% de grânulos, 61% de areia, 8% de silte e 13% de argila. Ainda na base do canal, as lâminas cruzadas do tipo festonadas (figura 23 cc1) são de textura arenosa, com 66% de areia, com altos percentuais de seixo e grânulo (6 e 21% respectivamente) e baixos percentuais de silte a argila (3 e 4%). Na laminação inclinada (figura 23 Am 69) a textura é areno-siltosa, com 56% de areia, 29% de silte e 19% de argila, sendo praticamente desprovida de grânulos e seixos. Acima, na estrutura de marca ondulada representada pelas amostras B, 70 e CC4 as texturas encontradas foram areno-argilosa e arenosa. Nelas há variação na proporção de seixo (0,2 a 5,4%), de grânulo (1,3 a 27%) e de argila (5 a 17%), apenas a fração areia é aproximadamente igual entre as amostras (61 a 69%). Representando a base do conjunto de estratos festonados, as amostras 71 e CC2 não apresentam homogeneidade na distribuição granulométrica. As texturas são argilo-siltico-arenosa (Am 71) e arenosa (Am CC2), na primeira o teor de areia é de

30%, na segunda é de 74%, com variações também nos teores de silte e argila. Nas amostras CC3 e CC3.1 que estão no topo das estruturas cruzadas festonadas a textura é arenosa. Os teores de seixos diminuem de 38% no topo (Am CC3) para 14% mais abaixo (Am CC3.1), ao passo que os percentuais de grânulos aumentam de 12 para 20%. Os percentuais de areia, silte e argila estão muito semelhantes nestas duas amostras.

Pelo que se pode observar e como mostra o gráfico da (figura 23), no segmento correspondente aos depósitos da base do canal, são registradas verticalmente variações alternadas de constituição granulométrica das amostras, alternando-se amostras com mais material grosso (seixo e grânulo) e menor proporção de finos (silte e argila) e amostras desprovidas de material grosso e acrescidas de finos.

No topo do canal da Seção Colher (figura 23), estão preservados depósitos de preenchimento de canal formados por seqüência de estratos cruzados planares e secundariamente por estratos cruzados acanalados. Das 16 amostras de sedimentos analisadas 13 apresentaram textura arenosa e 3 (Am 72, 73 e 74) apresentaram textura areno-argilosa (5.21). Estas três amostras formam o embasamento dos estratos cruzados planares. Nelas os percentuais de todas as frações granulométricas são semelhantes. Seixos e grânulos ocorrem com percentuais de 1% ou menos; a fração Areia participa com percentuais entre 56 e 60% e as frações silte e argila ocorrem com percentuais em torno de 20% cada uma. Poucos centímetros acima, a amostra D apresentou incremento da fração areia que saltou para 87% enquanto a silte e a argila reduziram sua participação para 10 e 3 %, respectivamente. A amostra E, cerca de 15 cm acima, apresentou redução das frações argila e silte e aumento de grânulos e seixos, mantendo aproximadamente 80% de areia. Os depósitos subseqüentes são representados por sedimentos da Am P3C, F, 1P e M. A composição granulométrica desses sedimentos é muito semelhante. A textura é arenosa e seu teor aumenta com a profundidade, passando de 70% para 88%. Seixos e grânulos diminuem com a profundidade, passando de teores que giram em torno de 13 e 12% para 3 e 7%. Silte e argila praticamente desaparecem nas amostras 1P e P3C.



**FIGURA 23 - A estrutura de corte e preenchimento denominada Canal Colher, nela incluem-se a distribuição granulométrica nos segmentos base e topo do canal, triângulos de classificação granulométrica e curvas de freqüência acumulada das amostras que forma e os pontos de amostragem que são indicados por letras, números ou ambos.**

As amostras P1C e L1 (figura 23) foram coletadas da estrutura acanalada que cortou parte dos estratos anteriormente descritos. Elas se destacam do conjunto das estruturas pelo caráter grosseiro dos sedimentos. A textura é arenosa, com teor de areia de 30% (Am L1) e 25% (Am P1C); os percentuais de seixo e grânulos são muito altos - 42% e 33% de seixos e 26 e 40% de grânulos. Os teores de argila e silte são de cerca de 1%. Imediatamente acima ocorre novamente estrutura acanalada formada por com material de granulometria correspondente a grânulos e seixos principalmente. A Amostra P2C apresenta composição granulométrica similar àquela das Amostras L1 e P1C. A constituição granulométrica das amostras é representada por 51% de seixos, 27% de grânulos, de 20 a 27% de areia e menos de 1% de silte e argila.

Retornando estrutura cruzada planar, a amostra P4C, extraída da porção acima da estrutura acanalada (figura 23), possui textura arenosa, com 40% de areia, 39% de granulo, 18% de seixo, silte e argila ocorrem com menos de 1%. A amostra G apresenta textura arenosa com 48% de seixo, 18% de grânulo e 29% de areia, silte e argila somadas representam 3%. Na amostra H, coletada em estrutura acima, aumenta o teor de areia (66%) e diminui os percentuais de seixo e grânulo 9 e 20% respectivamente, silte e argila ocorrem com 2% cada. No topo, a Am P é arenosa com 45% de areia, 12% de grânulo e 38% de seixo e baixos percentuais de silte e argila, cerca de 2%.

Na base desse segmento do canal, a análise granulométrica dos estratos cruzados planares apresenta distribuição granulométrica semelhante entre si, nas frações areia, silte e argila e são desprovidos de grânulos e seixos. Por outro lado, em direção ao topo aumentam progressivamente os teores de grânulos e seixos com importante redução de silte, argila e areia secundariamente. Nas estruturas cruzadas acanaladas, a distribuição granulométrica é semelhante por apresentar grandes proporções de grânulos e seixos, com menores percentuais de areia e teores muito baixos de silte e argila. Isso fica evidenciado no gráfico da figura 23.

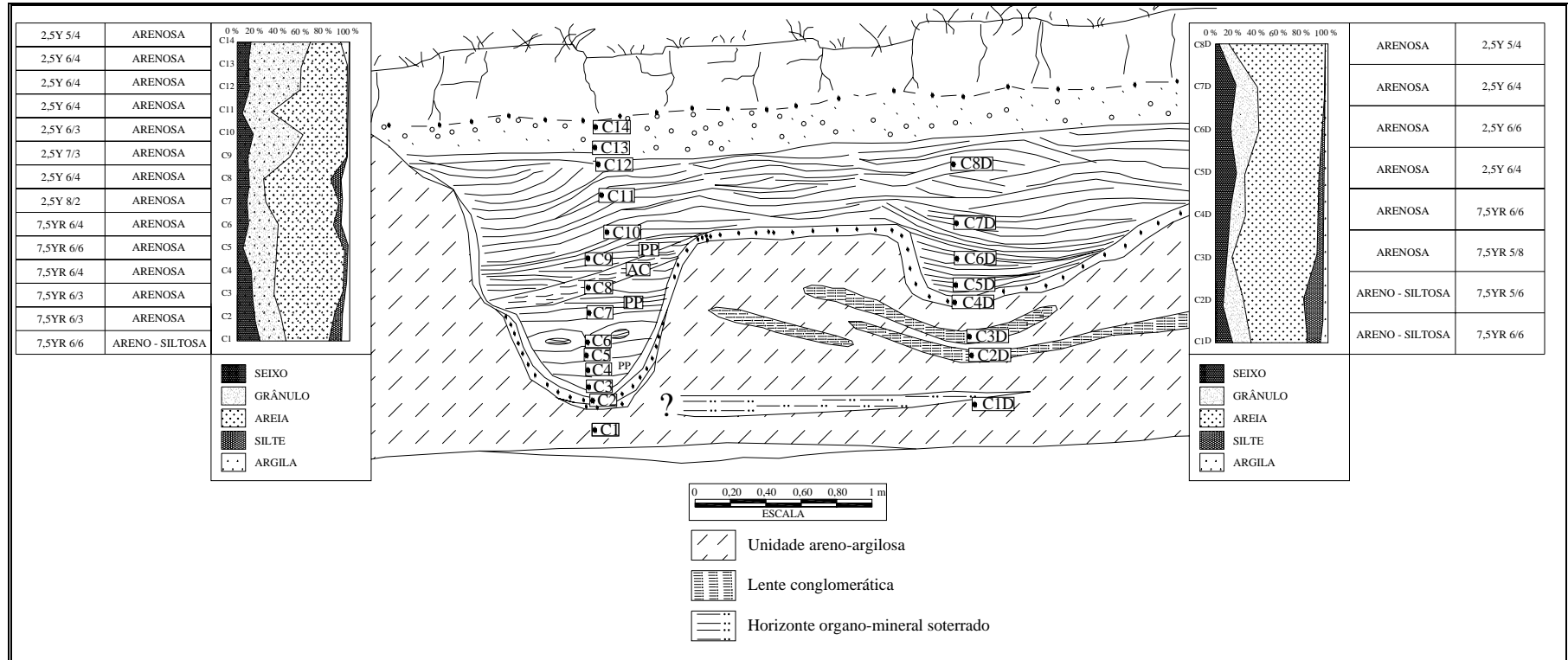
A divisão da estrutura de corte e preenchimento em topo e base mostrou de fato que o conjunto de estruturas sedimentares que formam cada um desses segmentos comportam-se de maneira diferenciada. As estruturas da base são

formadas por sedimentos predominantemente mais finos ao passo que o topo é constituído por estruturas formadas por sedimentos mais grossos.

#### **4.3.2 Descrição granulométrica das estruturas de preenchimento de canais da Seção Formigueiro**

A Seção Formigueiro apresenta duas estruturas de corte e preenchimento contíguas. O preenchimento dos canais originou estruturas sedimentares internas cujos componentes granulométricos serão abordados a seguir. Na figura 24, estão representadas a estrutura de corte e preenchimento, as estruturas sedimentares que formam o depósito de preenchimento de canal, a localização dos pontos de coleta das amostras, a distribuição granulométrica, a textura e a cor das amostras de sedimento coletadas. A descrição dos constituintes estruturais e granulométricos foi efetuada considerando-se Canal Maior e Canal Menor.

No Canal Maior da Seção Formigueiro 14 amostras foram coletadas, sendo 13 do canal e uma da base que constituem os sedimentos que foram truncados pela erosão. A textura dos sedimentos pertencentes à amostra C1D é areno-siltosa. As amostras das estruturas plano-paralelas (Am C3, C4 e C5) apresentam textura arenosa, com teores de areia semelhantes entre si (variam de 59 a 61%). Já os percentuais de grânulos diminuem em direção à base do canal (de 31 a 20%), enquanto a fração seixo aumenta sua participação (de 4% a 12%). Os percentuais de argila e silte são muito baixos. A silte varia de 7 a 3%, e a argila apresenta percentuais em torno de 1%. Na amostra C6, predominam frações grossas de seixo (10%), grânulo (27%) e areia (48%). Na amostra C7, representando estrutura plano-paralela, predominam sedimentos grossos (areia 65%, grânulo 17% e seixo 8%). Na fração areia predominam areia fina com 30% e média com 19%. A estrutura festonada, localizada imediatamente acima, representada pela amostra C8, as areias representam 62%, com predomínio de areia média e fina (18% e 21%, respectivamente); grânulos representam 11% da amostra e seixos 10%. As frações silte e argila somam 15%. A amostra 9 corresponde à estrutura acanalada que foi truncada. Nela destacam-se os altos percentuais de grossos: seixo, grânulo e areia, que juntos correspondem a 97% da amostra. As amostras C10, C11 e C12 representam depósitos que formam estratos cruzados planares, dominando na



**FIGURA 24 – Seção Formigueiro com representação da estrutura de corte e preenchimento, das estruturas sedimentares que formam o depósito de preenchimento de canal, da localização dos pontos de coleta das amostras, da distribuição granulométrica, da textura e a cor das amostras de sedimento coletadas.**

porção superior do canal. Nelas os teores de grossos são elevados, apesar das variações verticais. Grânulos variam de 26 a 45% e seixos de 4 a 14%. As areias variam de 39 a 66%; os teores de silte e argila nestas 3 amostras (C10, C11 e C12) ocorrem em torno de 1%. Acima, em camada de estrutura maciça (C13 e C14), a proporção de grânulos varia de 45% a 53%, seixos em torno de 10% e areia entre 29% e 42%, com predomínio de areia muito grossa e grossa. Os percentuais de silte e argila são muito baixos.

No Canal Menor da seção, 8 amostras foram analisadas. A Am C1D corresponde a material abaixo do canal, com textura areno-siltosa. As Am C2D e C3D são de estruturas em forma de sulco raso que aparecem nos depósitos de encosta (figura 24). Na Amostra C2D, as proporções das frações são assim distribuídas: areia 54%, grânulo 18%, seixo 5%, silte 18 e argila 3%. Na amostra C3D, houve elevação no teor de areia (para 76%), principalmente areia média e fina; redução de grânulos (para 4%) seixos (para 9%) e silte (para 6%). As amostras C4D e C5D indicam o início do processo de deposição em canal, com estratos cruzados inclinados. A distribuição granulométrica entre elas é semelhante, o percentual de areia é de 65%, seixos e grânulos 26% e as frações silte e argila ocorrem com percentuais médio de 4 e 3% respectivamente. Nas amostras C6D e C7D, houve aumento na proporção de seixos e grânulos (18 e 25% respectivamente), ligeira redução nos teores de areia e manutenção dos baixos percentuais de silte e argila. No topo, a Am C8D que representa a deposição final no preenchimento do canal com laminação em ondas não paralelas teve um importante aumento no teor de areia (86%), com significativa participação da areia média e redução do percentual das demais frações. Percebe-se nesta seção a tendência de granocrescência ascendente nos depósitos de preenchimento de canal, independente de a estrutura sedimentar.

#### **4.4. Idade absoluta dos depósitos de encosta e de preenchimento de canal da Seção Colher**

Entre os sedimentos que constituem os depósitos de encosta foi datado o Horizonte Organo-mineral 2 através do método do  $^{14}\text{C}$  (amostra extraída do Perfil 1 a 1,92 m de profundidade). Entre os sedimentos que formam os depósitos de preenchimento de canal foram datadas duas amostras do canal da Seção Colher

(figura 23 - sedimentos correspondentes às amostras da base do canal: 69 e CC3). Os resultados estão apresentados no quadro 9.

QUADRO 9 – Resultado de datação de sedimentos e horizonte organo-mineral da Seção Colher

Denominação da amostra	Profundidade da amostra na seção (m)	Material	Método	Laboratório	Resultado de datação	Dose Anual	Dose
<b>Termo 1 Perfil</b>	2,35	Depósito de canal	TL	Labvidro	26.830 +/- 2.600 anos	1.163 +/- 32 Gy/ano	31,2 Gy
<b>Termo 2 Perfil</b>	1,40	Depósito de Canal	TL	Labvidro	22.100 +/- 2.700 anos	862 +/- 19 Gy/ano	9,04 Gy
<b>Colher</b>	1,92	Horizonte Organo-mineral 2	<sup>14</sup> C	Beta Analitic	22.050 anos +620/- 580		

#### 4.5 Considerações parciais sobre características de textura e datação dos sedimentos dos depósitos de preenchimento de canal das seções estudadas

A descrição pormenorizada das seções e a correlação dessa descrição, com a caracterização e distribuição estratigráfica levantada a partir da análise tridimensional dos depósitos de média e baixa encosta foram fundamentais para a individualização das unidades sedimentares que formam a Seção Colher. Assim, foram reconhecidas como unidades sedimentares e pedológicas que compõem a Seção Colher: Rocha representada pelo Arenito Cinza, Lente de Fragmentos de Folhelho, Lente de Clastos da Base, Areia-argilosa Cinzenta e Horizonte Organo-mineral 1, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1 e Horizonte Organo-mineral 2, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte A. A Lente de Clastos da Base constitui uma nova unidade que não apareceu nas toposequências.

Uma avaliação geral do comportamento da textura encontrado nos sedimentos da Seção Colher e da Seção Formigueiro, apontou a presença de três



grandes grupos texturais, um grupo predominantemente areno-argiloso, correspondente aos depósitos alúvio-colúviais, outro relacionado à deposição, aluvial de textura arenosa, que ocorre nas lentes de material grosso, e por fim, os depósitos arenosos, que formam os depósitos de preenchimento de canal, de origem essencialmente aluvial.

A Areia-argilosa Cinzenta apresentou textura areno-argilosa (3 amostras) e areno-siltosa (1 amostra) com percentual de grânulos de 4 a 7%. No Horizonte Organo-mineral 1, a textura é areno-argilosa (2 amostras), areno-siltico-argilosa (1 amostra) e arenosa (1 amostra), com os mesmos teores de grânulos. Assume-se que se trata da mesma unidade sedimentar que foi enriquecida com matéria orgânica evidenciada através da variação gradual de cor entre um e outro.

O Alúvio 1 aparece apenas como uma lente arenosa, com 1% de grânulo. O Alúvio-colúvio 1 e Alúvio 2, embora apresentem características geométricas e de estrutura interna semelhantes, diferem entre si granulometricamente. Os sedimentos finos do Alúvio-colúvio 1 são 100% areno-argilosos, desprovidos de seixos e com percentual de grânulos de 1 a 6%. Os sedimentos finos do Alúvio 2 apresentam textura areno-argilosa (4 amostras) e areno-siltosa (3 amostras) com percentual de grânulos inferior a 1%. As lentes conglomeráticas do Alúvio-colúvio 1 apresentam em média 10% de grânulos e 1% de seixos, enquanto as lentes de grossos do Alúvio 2 têm percentual de grânulos de 4 a 22% e de seixos que ocorrem em algumas lentes de 1 a 8%. O Horizonte Organo-mineral 2, pertencente ao Alúvio-colúvio 1, foi datado em 22.150 anos.

Nos depósitos de preenchimento de canal, no segmento correspondente à base são registradas verticalmente variações alternadas de constituição granulométrica das amostras, alternando-se amostras ora com mais material grosso (seixo e grânulo) e menor proporção de finos (silte e argila), ora com amostras desprovidas de material grosso e acrescidas de finos.

No topo dos depósitos de preenchimento de canal da Seção Colher as amostras são predominantemente de textura arenosa. Na porção basal desse segmento, percebe-se que a caracterização granulométrica dos estratos cruzados planares apresenta distribuição semelhante de areia, silte e argila, sendo

desprovidos de grânulos e seixos. Por outro lado, em direção ao topo, aumentam progressivamente os teores de grânulos e seixos com significativa redução de silte e argila principalmente e areia secundariamente. Nas estruturas cruzadas acanaladas, a distribuição granulométrica apresenta-se semelhante entre as amostras por apresentar grandes proporções de grânulos e seixos e menores percentuais de areia, e teores muito baixos de silte e argila. Dessa forma, a divisão da estrutura de corte e preenchimento em topo e base mostrou de fato que o conjunto de estruturas sedimentares, que formam cada um desses segmentos comporta-se de maneira diferenciada. As estruturas da base são formadas por sedimentos predominantemente mais finos, ao passo que o topo é constituído por estruturas formadas por sedimentos mais grossos.

Percebe-se na seção Formigueiro a tendência de granocrescência ascendente nos depósitos de preenchimento de canal, independente do tipo de estrutura sedimentar. No Canal Maior da seção, destaca-se o fato de ela apresentar a maior concentração de fragmentos grossos, dentre as demais seções apresentadas neste trabalho. Das 14 amostras estudadas nesta seção, a metade teve o diâmetro médio na fração areia muito grossa. No Canal Menor, predomina entre as amostras diâmetro médio na fração areia média. Da mesma forma que no Canal Maior da Seção Formigueiro, as amostras do Canal Menor possuem baixos teores de finos. Esse aspecto se explica pelo fato de essa seção representar o setor montante do canal, ou seja, a corrente que a gerou promoveu variações laterais de composição granulométrica no canal.

Nas lentes formadas por sedimentos grossos – areia muito grossa, grânulos e seixos - as condições de fluxo alternaram-se entre fluxos mais densos e fluxos mais aquosos igualmente competentes para transportar material grosso, diferenciando-se no teor de sedimentos finos transportados juntos. As intercalações de material diferenciado no meio de lentes de grossos indicam pulsos de sedimentação com menor capacidade de transporte dentro de um mesmo evento.

Os parâmetros estatísticos demonstraram, predominantemente, amostras muito mal selecionadas. O grau de seleção das amostras é considerado aqui tanto como fruto de processos sedimentares com pequena capacidade seletiva, como produto de processos iluviais pós-sedimentação. Lentes formadas por estratos de

diferentes granulometria sobrepostos conferem o caráter episódico de cada camada; portanto entende-se que eles representem eventos com fluxos que variam desde os mais calmos, gerando depósitos finos, até os mais competentes que carregam grânulos e seixos, dentro de um conjunto de eventos maior que gerou a sucessão de lentes. O coeficiente de seleção é um indicador das variações nas condições presentes no fluido transportador, seja na velocidade, seja no grau de turbulência. Portanto, a seleção é o resultado do processo de sedimentação que sobre ele atua. Em outras palavras, quanto mais “lavado” for um sedimento, melhor será a seleção do depósito. Assim, áreas com distribuição granulométrica heterogênea tendem a ser pobremente selecionadas.

Os depósitos de encosta presentes na Seção Colher mostram de fato que sucessão de eventos em que se alternaram fluxos mais ou menos viscosos e períodos de estabilidade do ambiente que favoreceu o desenvolvimento de horizontes organo-minerais foram determinantes na configuração estratigráfica de baixa encosta. Entretanto as estruturas de corte e preenchimento evidenciam interrupções nessa seqüência alternada, ou seja, por diferentes períodos houve dissecação e deposição no canal. Os períodos de deposição foram datados de 26.830 +- 2.600 anos e de 22.100 +- 2.700 anos. A configuração do canal e dos depósitos mostra um terceiro período de deposição posterior a esse último. Nos primeiros depósitos os constituintes foram predominantemente arenosos, ao passo que no terceiro período de deposição predominaram clastos grossos. Digno de destaque é que o entulhamento de vales remete a instabilidade do ambiente no qual estão envolvidos processos de erosão linear acelerada nas cabeceiras e o entulhamento nos vales, tendo como resultado desarticulação dos anfiteatros em relação às calhas (MOURA *et al.* 1991).

## CAPÍTULO V

### ANÁLISE DE ESTRUTURAS SEDIMENTARES E DE MICROMORFOLOGIA APLICADA À INTERPRETAÇÃO DE EVENTOS DE DEPOSIÇÃO DOS SEDIMENTOS

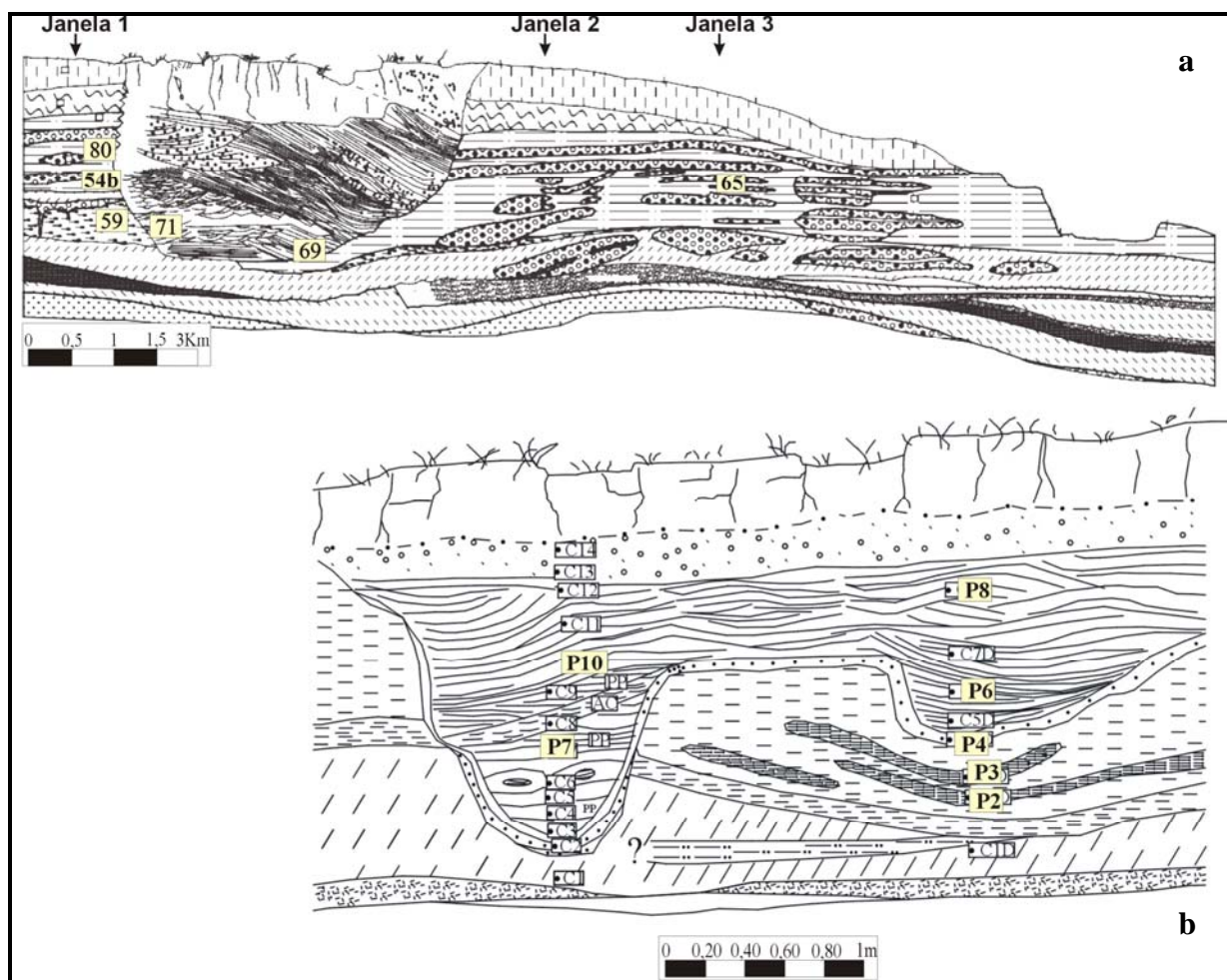
As estruturas sedimentares inseridas nos depósitos alúvio-coluviais e aluviais em baixa encosta estão descritas a seguir. Elas estão presentes nas unidades sedimentares Areia-argilosa Cinzenta, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1 e Alúvio 2 da Seção Colher. Nos depósitos aluviais e alúvio-coluviais de baixa encosta foram reconhecidas, de acordo com a classificação de Selley (1976), estruturas de origem erosiva, de deposição e de deformação. As estruturas de deposição referem-se à estratificação plano-paralela e gradacional e estrutura maciça. As estruturas de deformação referem-se às estruturas de deformação plástica que marcam depósitos de encosta. As estruturas de origem erosiva formam três estruturas de corte e preenchimento (*cut and fill* ou *scour and fill*) que ocorrem nas duas seções estratigráficas. Preenchendo esses canais, existem depósitos caracterizados por estruturas sedimentares que serão descritos separadamente por se constituírem estruturas específicas de processos aluviais, indicadores de paleocorrentes serão apresentados na seqüência para reconhecer direção de fluxo registrada nos sedimentos que entulharam o canal da Seção Colher.

Descrição e análise micromorfológicas são efetuadas após a caracterização das estruturas de sedimentação. Neste trabalho, a terminologia empregada na análise de lâminas delgadas segue as classificações de estrutura e fábrica de Brewer (1976) e Bullock *et al.* (1985), mencionando, quando for o caso se são feições pedogenéticas, sedimentológicas ou ambas. Antes, porém serão apresentados aspectos teóricos referentes aos constituintes micromorfológicos de solo e sedimento, as unidades de organização, os principais tipos de feições pedológicas e suas principais características.

## **5.1 Estruturas sedimentares e micromorfologia de depósitos aluviais, alúvio-coluviais e de preenchimento de canal das seções colher e formigueiro**

As estruturas sedimentares inseridas nos depósitos alúvio-coluviais e aluviais de baixa encosta expostos na Seção Colher estão descritas a seguir e sintetizadas no quadro 10. Na figura 18 estão indicados os pontos de coleta de amostras indeformadas para caracterização macroscópica e micromorfológica. As estruturas sedimentares estão presentes nas unidades Areia-argilosa Cinzenta, Alúvio 1, Alúvio 2 e Alúvio-colúvio 1. Os materiais que constituem a Areia-argilosa Cinzenta e o Alúvio-colúvio 1 são representados predominantemente por sedimentos areno-argilosos, areno-siltico-argilosos, areno-siltosos e até arenosos e possuem lâminas ou camadas isoladas de sedimentos grossos. Nas demais unidades sedimentares a variedade e a quantidade de estruturas são significativamente maiores. As estruturas descritas neste trabalho são visíveis macroscopicamente, tanto em campo, como em amostras de mão tratadas em laboratório (monólitos impregnados de resina, ver capítulo II). Portanto, na seqüência serão apresentadas as estruturas sedimentares presentes em depósitos de encosta da Seção Colher. A caracterização das estruturas sedimentares, erosivas e de deformação obedeceu a classificações de caráter descritivo e genético de acordo com Pettijohn (1963) e Selley (1988). A caracterização dimensional das estratificações respeitou a nomenclatura de acamamentos e laminações para rochas sedimentares de Campbell (1967). Destaca-se também ao descrever o conjunto de camadas adotou-se a terminologia de Reineck e Singh (1980) que especifica, na descrição das estratificações, a seqüência de camadas ou lâminas como o conjunto constituído por duas ou mais camadas (ou lâminas) sobrepostas e de natureza semelhante ou diferentes que estejam geneticamente relacionados.

Para análise micromorfológica as Seções Colher e Formigueiro forneceram 13 amostras para análise micromorfológica, cujas localizações estão apresentadas nas figuras 23a e 23b. A escolha das unidades amostradas considerou a necessidade do reconhecimento dos processos de deposição que se operaram na encosta e nos canais, bem como os possíveis processos de obliteração, pedogênese ou perturbações pelos quais teriam passado os depósitos estudados. É importante



**FIGURA 25 – Localização das 13 amostras de sedimentos destinadas à micromorfologia. a) Seção Colher. b) Seção Formigueiro.**

destacar também, a necessidade de se tentar reconhecer processos específicos como ressecamento, eluviação ou translocação que teriam ocorrido nos horizontes organo-minerais soterrados.

### 5.1.1 Estratificação e laminação plano-paralela

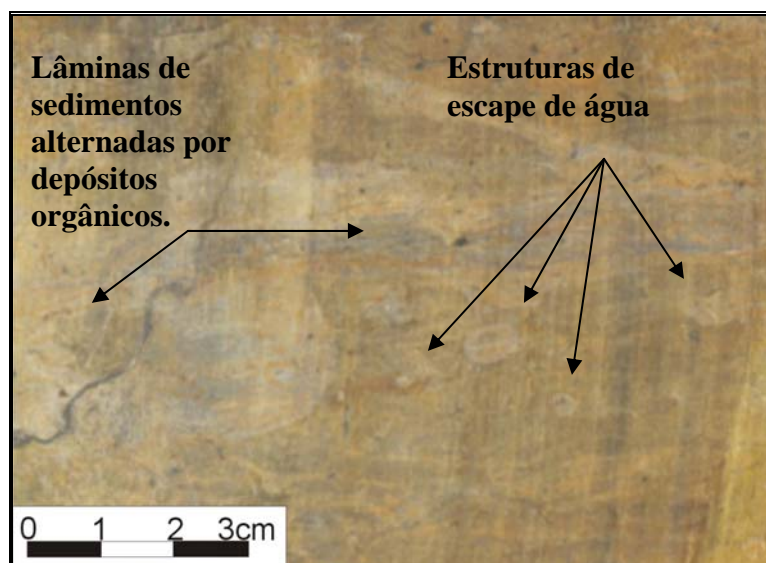
Estratos e lâminas plano-paralelos estão presentes nos sedimentos das unidades: Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1 e Alúvio 2. As lentes conglomeráticas das unidades aluviais apresentam lâminas e eventualmente estratos paralelos. Este tipo de estratificação está representado na figura 26.

Trata-se de seqüência de estratos em que se alternam sedimentos grossos (grânulos e seixos principalmente) e lâminas de sedimentos finos (argila a areia grossa). O contato entre as camadas é sempre abrupto, indicando superfície erosiva. Quando predominam sedimentos arenosos, as areias são bem selecionadas e bem lavadas. No Alúvio 2, as lentes e camadas intermediárias apresentam nítida estratificação plano-paralela. Alternam-se estratos argilosos com estratos granulosos, com padrão de organização dos constituintes granulométricos predominantemente clasto-suportado, embora ocorram poucos estratos com padrão matriz-suportado.



**FIGURA 26 – Laminação plano-paralela em lentes do Alúvio-colúvio 1 e Alúvio 2 em que se alternam camadas com sedimentos finos e grossos expostos no Perfil 4. Na base da seção aparece Horizonte Organo-mineral 1.**

Neste caso há arranjo caótico dos fragmentos, não apresentando gradação ou imbricação. Nos sedimentos areno-argilosos do Alúvio-colúvio 1, ocorrem laminações em que se alternam sedimentos areno-argilosos e argilosos enriquecidos com matéria orgânica (figura 27).



**FIGURA 27 - Laminações com alternância de sedimentos minerais e sedimentos orgânicos do Alúvio-colúvio 1 (Am 92).**

#### 5.1.1.1 Lâmina 65 (Aluvial de ambiente de encosta)

Trata-se de seção delgada de depósitos aluviais submetidos a processos pedogenéticos pós-deposicionais. A amostra foi extraída do topo de lente rudácea do Alúvio 2 (figura 28a). Macroscopicamente o local de amostragem abrange lâminas de material grosso (areia grossa e média) alternado por material fino (areia muito fina e silte/argila). A análise microscópica da amostra identificou lâminas plano-paralelas bem preservadas (figura 28b), depositadas subparalelamente à base da seção. Em função da alternância de lâminas de material fino e grosso e de disposição sua disposição na seção delgada, esta foi dividida em três zonas denominadas: terço inferior, terço médio e terço superior. No terço inferior da lâmina delgada (figura 28c), os materiais têm cor amarela (luz natural) com manchas vermelhas. A distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta a porfírica simples (partículas maiores distribuídas em matriz-S muito fina), com matriz suportada, polimodal, pobremente selecionada (65% esqueleto, 30% matriz, 5% microporos), sem estratificação e gradação. A unidade é apédica. Os principais componentes do esqueleto são:



- a) quartzo (Qz) encontrado na fração areia fina e areia muito fina, arredondados a subarredondados, lisos;
- b) folhelhos de cor vermelha, pouco alterados, geralmente na fração areia fina. Possuem formas cilíndricas e lenticulares, subarredondados e lisos. Não é raro encontrar fragmentos de folhelho com fraturas que geram rejeitos de até um milímetro. São fraturas nitidamente pós-deposicionais e;
- c) mica muito alterada, na fração areia fina e muito fina, com forma cilíndricas e lenticulares, subarredondadas e lisas a onduladas.

Com plasma é isótico com tendência a Ondúlico (possível concentração heterogênea de óxidos e hidróxidos de ferro). Esta porção da lâmina apresenta cutans de grãos englobados de oxidratado de ferro iluviado, não laminados com extinção estriada. Os cutans de poros cavitários são constituídos de oxihidratados de ferro podendo ser não laminadas ou microlaminadas, em ambos os casos possuem extinção estriada. Preenchimentos completos são constituídos pelo mesmo material dos cutans, com extinção estriada e difusa.

O terço médio da seção delgada (figura 28d) tem cor predominante amarelo claro tendendo a bege (sob luz incidente) com mosqueado (*mottles*) vermelho a vermelho alaranjado. A amostra é apédica, com distribuição relativa (*c/f*) porfírica simples, gefúrica e quitônica (areia e agregados envolvidos por argila) com clastos suportados, polimodais, moderadamente selecionado (90% esqueleto, 8% matriz e 2% poros) e sem estratificação e gradação. O esqueleto apresenta distribuição aleatória e porfírica a intertêxtica. É composto por grânulo de arenito, areia grossa, média e fina formada por quartzo, folhelho, mica e fragmentos de sedimentos. As características dos constituintes do esqueleto são:

- a) quartzo: compõem a fração areia grossa até areia fina e muito fina; são subarredondados a arredondados com superfície lisa;
- b) folhelhos: são vermelhos e encontrados principalmente na fração areia grossa e areia média, sendo raro na fração areia fina; podem se apresentar sob a forma tabular e lenticular, arredondados e lisos; como no terço inferior da lâmina, podem apresentar fraturas transversais pós-deposicionais.

- c)** mica: muito alteradas, identificadas na fração areia média e fina a muito fina; possuem forma cilíndrica a lenticular, subarredondadas e lisas a onduladas.
- d)** pedorrelíquias ou agregados de solo: (figura 28d) são amarelo claro, geralmente predominam na fração areia muito grossa e grossa, mas também é encontrada na fração areia média (embora mais raro nesta última); em geral são arredondadas com superfície lisa ou ondulada; raramente apresentam superfície rugosa. O esqueleto dessas feições é constituído basicamente por quartzo na fração areia muito fina; são subangulosos e angulosos com superfícies lisas; a distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta; estrutura plásmica sépica, massépica; extinção estriada, com iluminação por estrias alternadas e unidades anisotrópicas dispostas em linhas.

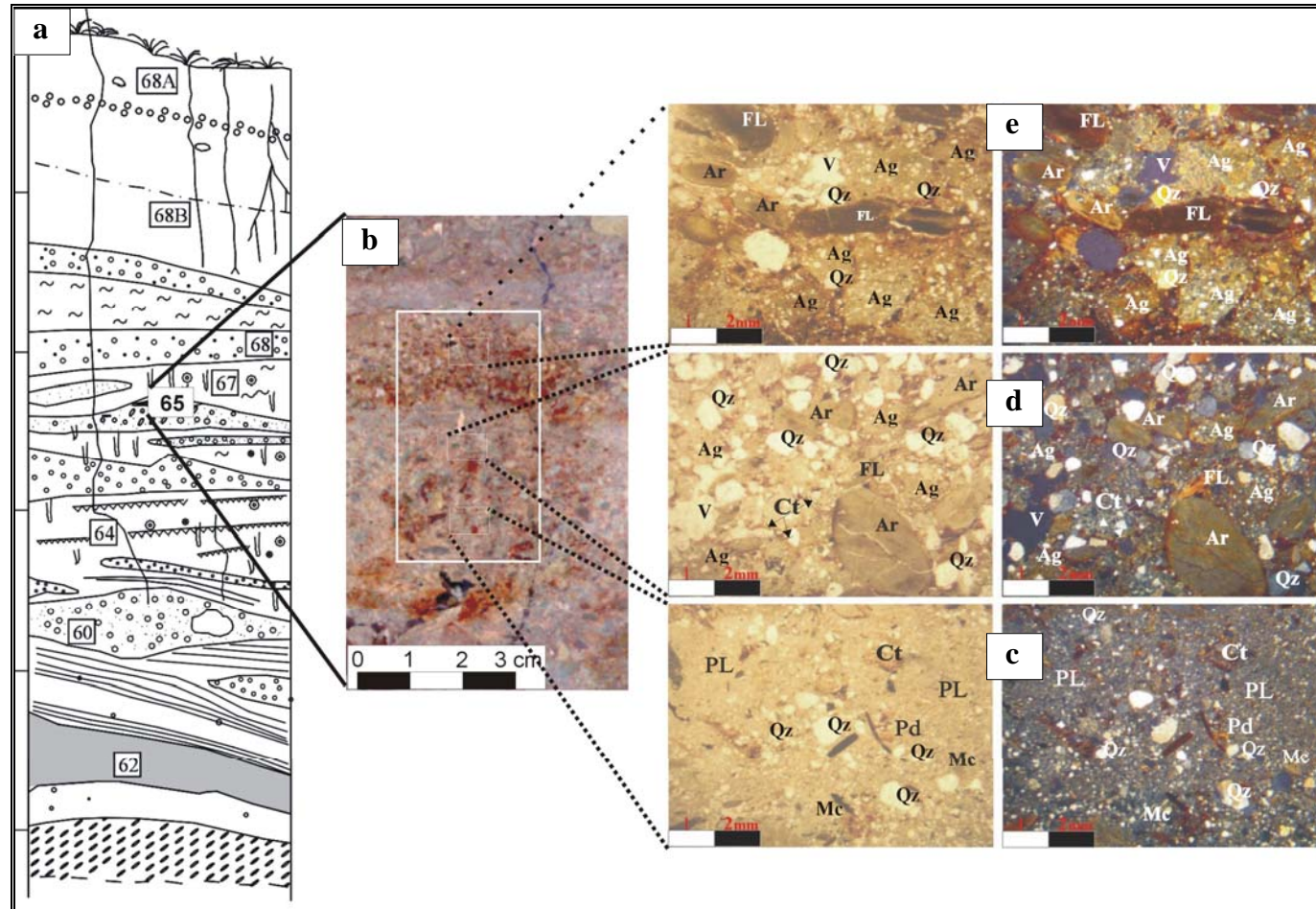
O plasma é isótico (domínios dificilmente identificáveis). Os poros são microporos, ortoporos, de empilhamento ou intergranulares simples, ocorrendo, também poros cavitários e poros planares (dilatação/contração). Nesta porção da lâmina há predomínio de cutans de grãos englobados constituídos de oxidratado de ferro de cor vermelha e amarelo-avermelhada. Estas feições podem ser microlaminadas e não laminadas com extinção predominantemente estriada. Os cutans de ortoporos cavitários são compostos por oxidratado de ferro iluviado e podem ser microlaminados e não laminados ambos com extinção predominantemente estriada. Preenchimentos com oxhidratado de ferro podem ser densos completos ou incompletos, com extinção estriada e espessuras inferiores a 1 mm.

O terço superior da lâmina (figura 28e) tem cor predominante amarelo clara (luz natural) com mosqueado vermelho alaranjado e vermelho. Como nas demais zonas ela é apédica. A distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta a porfírica simples e localmente gefúrica (unidades grossas ligadas por pontes de material mais fino, neste caso oxihidratados de ferro), com matriz suportada, polimodal, pobremente selecionada a moderadamente selecionada (65% esqueleto, 35% matriz-S, 10% poros). Não possui estratificação orientada nem gradação. A distribuição do esqueleto (repartição de indivíduos semelhantes uns em relação aos outros) é predominantemente aleatória e pontualmente agrupada. Já a distribuição relativa (indivíduos semelhantes em relação indivíduos diferentes) é intertêxtica e porfírica. O

esqueleto é composto por pedorrelíquias, quartzo, fragmentos de folhelho e mica, cujas principais características são:

- a)** quartzo: compõem a fração areia grossa até areia fina e muito fina; são subarredondados a arredondados com superfície lisa;
- b)** folhelhos: são vermelhos e encontrados principalmente na fração areia média e areia fina; são bem preservados (pouco alterados), e possuem forma tabular e lenticular, arredondados e lisos; diferentemente das outras zonas, eles são relativamente escassos, com menos de 1% de freqüência e podem apresentar fraturas transversais, provavelmente pós-deposicionais.
- c)** mica: são muito alteradas, identificadas na fração areia grossa até areia fina, mais raramente na fração areia muito fina; diferentemente das outras zonas da lâmina são abundantes, aproximadamente 25% do esqueleto, possuem forma cilíndrica, lenticular, arredondados e lisos;
- d)** pedorrelíquias ou agregados de solo: (figura 28d) possuem as mesmas características descritas no terço médio da lâmina, com exceção do tamanho, que nesta porção da lâmina possuem, predominantemente, dimensões superiores a 1 mm.

O plasma é isótico, e os poros são microporos, ortoporos, de empilhamento ou intergranulares simples, ocorrendo também poros cavitários e poros planares (dilatação/contração). Nesta porção da lâmina há poucos cutans de grãos englobados constituídos de oxidratado de ferro de cor vermelha e amarelo-avermelhada, sem laminação e extinção predominantemente estriada. Predominam cutans de ortoporos cavitários compostos por oxidratado de ferro não laminados, com extinção estriada. Nesta porção da lâmina, em comparação com as demais zonas há poucos preenchimentos densos completos (menos de 1% em relação às demais zonas).



**FIGURA 28 –** Microfotografia da lâmina 65. a) localização da amostra no Perfil 3 da Seção Colher; b) localização da lâmina na fatia da amostra 65; c) microfotografia do terço inferior da lâmina com plasma isotópico de tendência ondúlica;

**d) microfotografia do terço médio da lâmina destacando a presença de pedorrelíquias; e) microfotografia do terço superior da lâmina, destacando o aumento nas dimensões das pedorrelíquias, quando comparadas com as do terço médio e inferior da lâmina, imagens “c” e “d”. Quartzos (Qz); mica (Mc); arenito (Ar); folhelho (FL); plasma (PL); vazios (V); cutans (Ct); pedotúbulos (Pd); pedorrelíquias (Ag); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

#### 5.1.1.1.1 Interpretação da lâmina

Descrições macroscópicas desta amostra sugerem tratar-se de depósito aluvial. Esta hipótese é parcialmente corroborada pela análise microscópica da lâmina, que indica predomínio de plasma isótico (*isotitic plasmic fabrics*) com tendência ondúlica (*undulic plasmic fabrics*) que, segundo Brewer (1976), pode resultar da deposição de material aluvial sob condições especiais. Entretanto, o próprio autor ressalta que freqüentemente há uma alta correlação entre fábrica ondúlica (*undulic plasmic fabrics*) e relativamente altas proporções de óxidos de ferro. Assim sendo, o fenômeno de extinção observado na lâmina pode ser em função dos efeitos de concentração heterogênea de óxidos ou hidróxidos de ferro no plasma. Segundo Brewer (1976, p.339), “esses mecanismos não são bem compreendidos, mas, óxidos de ferro são conhecidos por flocular em argilo-minerais estáveis”. Certamente o baixo grau de anisotropia de tais fábricas em baixas magnificações pode ser atribuído à presença de altas proporções de amorfos ou cristais muito finos; óxi-hidróxidos de ferro não orientados”. Entretanto, a distribuição relativa variando entre porfírica aberta e simples, gefúrica e quitônica, a presença de microporos, ortoporos de empilhamento ou intergranulares e a presença de estratos mesoscópicos, sugerem origem aluvial para este depósito, o qual foi submetido a importantes processos pedogenéticos pós-deposicionais.

A estratificação identificada na lâmina pressupõe alternância de pulsos de energia do meio aquoso, responsável pela deposição do material, como se poderá ver a seguir.

- a.1) Fluxos de escoamento superficial perdem energia com provável redução de intensidade pluviométrica, e depositam o material mais fino, do terço inferior da lâmina.
- a.2) Na seqüência, provável aumento de intensidade pluviométrica, gera um pulso de maior energia ou maior volume de água, capaz de transportar material mais grosso, que se deposita sobre o terço inferior da lâmina.
- a.3) A terceira fase deposicional é marcada pela perda de competência do fluxo superficial em transportar material mais grosso. Deposita-se nova lâmina de material fino.

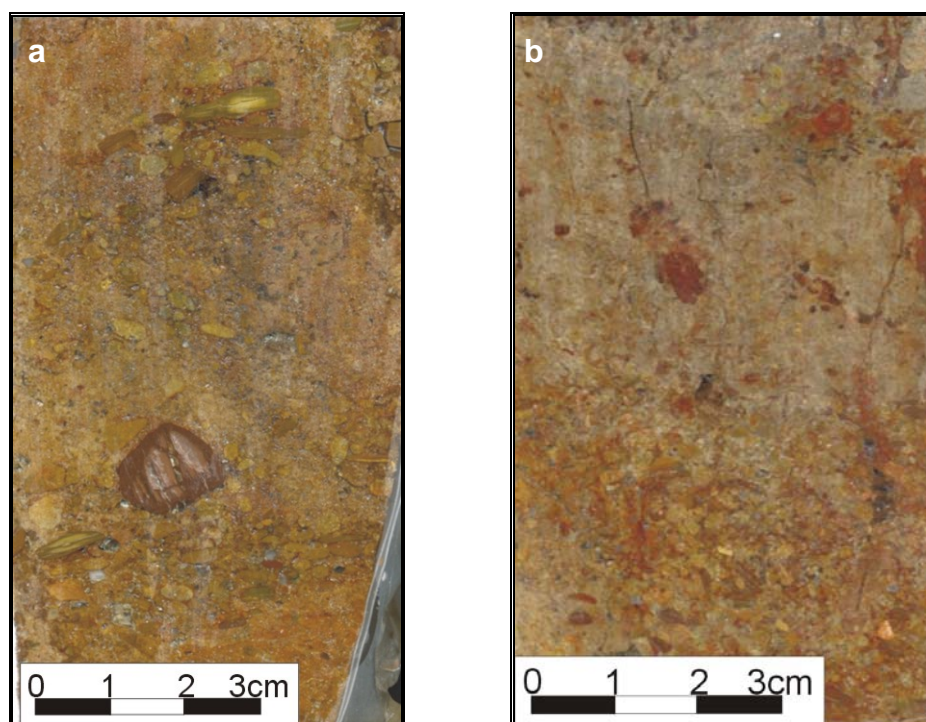
As estruturas sedimentares estão bem preservadas, sem alterações importantes, de origem biológica ou mesmo física. Do ponto de vista químico, foram identificados cutans de iluviação bem preservados, de cor vermelha a amarelo-avermelhada, preenchendo ortoporos. A estrutura de base gefúrica (unidades grosseiras ligadas por pontes de material fino) do terço superior da lâmina pode ser formada durante o estágio de perda de energia do fluxo ou por modificações pós-deposicionais. Aparentemente a última possibilidade é a mais provável, pois o material fino é composto por oxidratado de ferro com extinção estriada, quando anisotrópico.

### **5.1.2 Estrutura maciça**

A estrutura maciça ocorre na unidade sedimentar Areia-argilosa Cinzenta, formada predominantemente por sedimentos de textura areno-argilosa com poucos clastos no tamanho grânulo e seixo. Internamente ocorrem aglomerados com maior concentração de clastos (no tamanho areia muito grossa, grânulo e seixo), arranjados de forma errática, com aspecto disforme que não se encaixa no conceito nem de estratificação, nem em estrutura maciça, revelando transporte por fluxo viscoso. Internamente ocorrem ainda, camadas isoladas, com espessura uniforme entre 1 e 2 cm e formadas por sedimentos enriquecido por clastos conglomeráticos, indicando episódios de fluxo que variaram no conjunto da unidade. O contato inferior e superior dessas camadas é abrupto. A organização é matriz-suportado, arranjada de forma maciça.

No Alúvio 1, a estratificação maciça está presente nas camadas ou lâminas que o compõem; apresentam padrão de organização dos constituintes granulométricos clasto-suportado. No Alúvio-colúvio 1, os sedimentos finos não exibem estratificação. Nele ocorrem pouquíssimos clastos emersos em pacote sedimentar de granulação fina.

No Alúvio 2, as lentes conglomeráticas apresentam diferentes formas de arranjo dos constituintes granulométricos e proporção variável de sedimentos grossos em relação aos finos. Nas lentes próximas da base, o padrão de organização interna dos constituintes granulométricos é caótico, com arranjo matriz-suportado (figura 29a e 29b). No topo da unidade, nas lentes mais extensas, ocorre estratificação maciça, com arranjo clasto-suportado. No pacote de sedimentos finos, que constitui o Alúvio 2 a estrutura é maciça e domina toda essa porção da unidade. Há, contudo, variação vertical no arranjo dos constituintes: na base os sedimentos são mais argilosos sem clastos misturados. Imediatamente acima a granulometria é fina, porém já aparecem clastos dispersos ou aglomerados deles no pacote sedimentar. No topo da unidade, os clastos aparecem com mais freqüência dispersos na matriz fina.



**FIGURA 29 - Estrutura maciça em sedimentos de encosta. a - Estrutura maciça envolvendo clastos heterométricos (Am.84) b - Estrutura maciça**

**em sedimentos de encosta com constituintes grossos predominantes no tamanho grânulo, não exibe estratificação ou distribuição uniforme dos constituintes granulométricos (Am 80).**

#### 5.1.2.1. Lâmina 54b (Aluvial com estrutura maciça)

Seção delgada de depósito aluvial em forma de lente rudácea em meio à unidade Alúvio-colúvio 1. A amostra foi extraída da porção central da lente (perfil 2, figura 30 e 30a), próximo a uma lente argilosa, inclusa neste depósito aluvial.

A análise e descrição da seção delgada não identificou estratificações na amostra. A cor predominante do material é amarelo claro, com mosqueamento vermelho-brunado. Este ocorre em função da presença de fragmentos de folhelhos de cor vermelho brunado. A amostra é apédica, com distribuição relativa (*c/f*) mônica e enáulica. Os clastos são suportados, polimodais, moderadamente selecionados (70% esqueleto, 10% matriz e 20% poros), sem estratificação e gradação. O esqueleto apresenta distribuição de base aleatória, pontualmente agrupada e distribuição relativa granular a intertêxtica. O esqueleto é constituído basicamente por grânulos de arenito e folhelho, e na fração areia por mica, quartzo e pedorrelíquias. As principais características do esqueleto são:

- a)** quartzo: compõem todas as frações de areia, são subarredondados e arredondados com superfícies lisas;
- b)** folhelhos: são vermelho-brunados, encontrados principalmente na fração grânulo, areia muito grossa, areia grossa e areia média, sendo raro na fração areia fina, podem apresentar-se sob a forma tabular e lenticular, arredondados e lisos; em geral são bem preservados, embora, não raro possuam fraturas transversais pós-deposicionais.
- c)** mica: são muito alteradas, abundantes (10% a 15 % do esqueleto) e distribuem-se nas frações areia muito grossa, até areia muito fina;



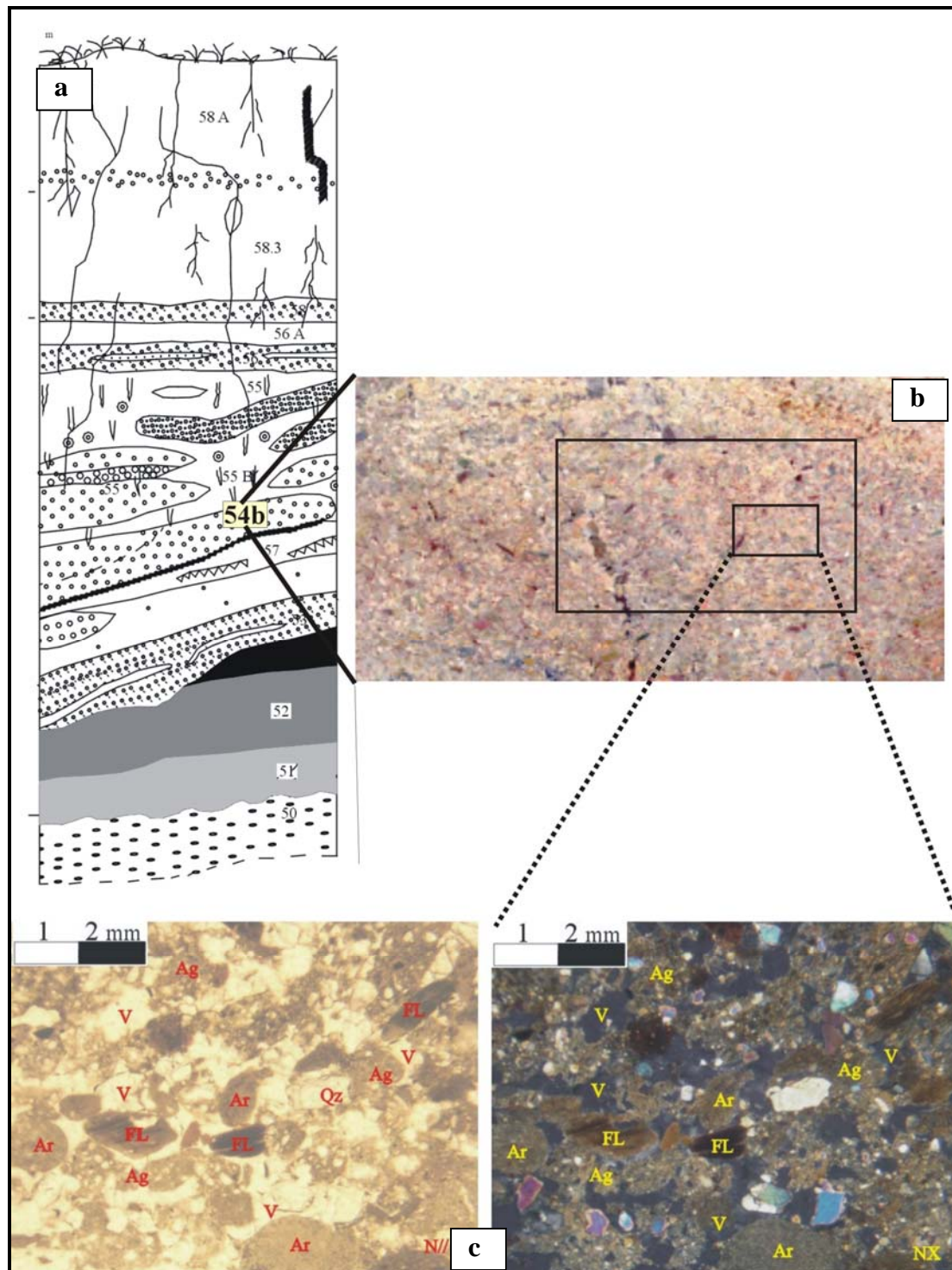
geralmente a forma é cilíndrica a lenticular, subarredondadas e lisas ou onduladas.

- d)** arenito: são arredondados a subarredondados, com superfícies lisas e/ou onduladas; mais comumente encontrados na fração grânulo e areia muito grossa; bem preservado.
- e)** Pedorrelíqueas ou agregados de solo: são amarelo-claros; geralmente predominam na fração areia muito grossa e grossa, mas também é encontrada na fração grânulo e areia média (embora mais raro nesta última). Via de regra são bem individualizadas (figura 30c), arredondadas com superfície lisa ou ondulada. Raramente apresentam superfície rugosa, exceto quando compactadas. Neste caso assumem formas diversas, podendo ser confundidas com a matriz quando observadas em altas magnificações (40x). O esqueleto dessas feições é constituído basicamente por quartzo na fração areia muito fina. São subangulosos e angulosos com superfícies lisas. A distribuição de base (indivíduos semelhantes em relação a si) é aleatória e porfírica (indivíduos semelhantes em relação a indivíduos diferentes). A distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta. Estrutura plásmica predominantemente massépica (extinção estriada, com iluminação por estrias alternadas e unidades anisotrópicas dispostas em linhas paralelas).

A estrutura plásmica, quando identificada, é predominantemente isótica. Os poros são ortoporos de empilhamento ou intergranulares simples, além de poros cavitários (figura 30c). Cutans ocorrem somente na forma de grãos livres, e são constituídos de oxidratado de ferro de cor vermelha e amarelo-avermelhada. Geralmente não apresentam microlaminações e têm extinção difusa.

#### 5.1.2.1.1. Interpretação da lâmina

A presença de ortoporos de empilhamento simples e cavitários sem sinais de eluviação, bem como o elevado número de pedorrelíqueas, cujas características internas não correspondem àquelas do meio em que se en-



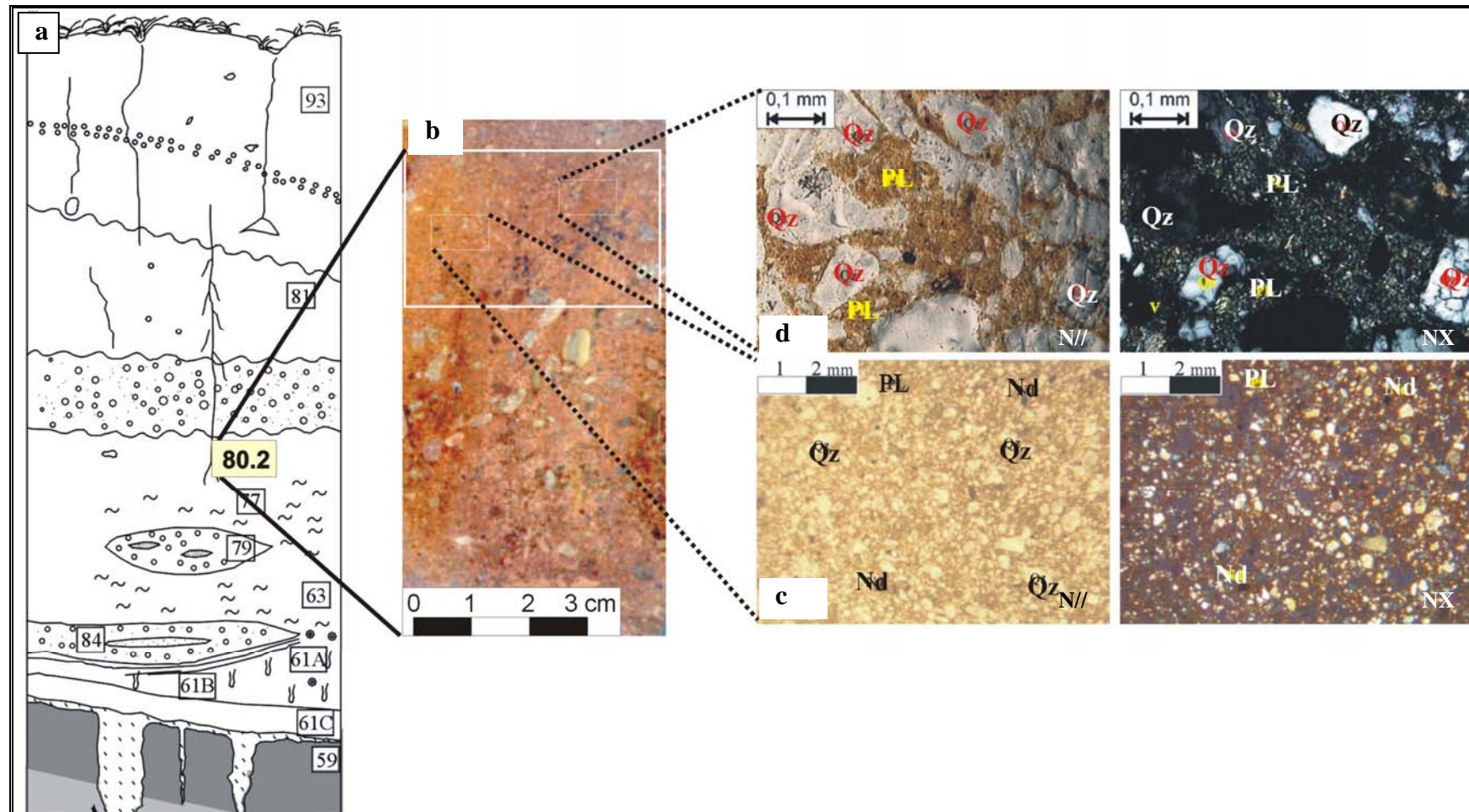
**FIGURA 30** - a) Localização da amostra no Perfil 2 da Seção Colher. b) localização da amostra na fatia da amostra 54b; c) microfotografia da lâmina 54b com destaque para a elevada participação das pedorrelíquias e para os ortoporos de empilhamento e cavidades. Quartzo (Qz); arenito (Ar); folhelho (FL); agregados de solo (Ag); vazios (V); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).

contram, assim como a distribuição de clastos suportados polimodais, sugerem tratar-se de depósito aluvial, submetido a processos pedogenéticos pós-deposicionais, como indica a presença de micas muito alteradas. Apesar de tratar-se de amostra oriunda de ambiente de encosta, com intensa atividade biológica, não foram identificadas feições oriundas de atividade biológica. A compactação apresentada por algumas pedorrelíquias pode ter ocorrido durante a deposição, por impacto ou por aumento de pressão pós-deposição. Análise macroscópica desta unidade indica que estas feições, quando úmidas são extremamente plásticas, deformando-se com facilidade.

#### 5.1.2.2. Lâmina 80.2 (Aluvial de encosta moderadamente pedogeneizada)

Lâmina delgada de amostra retirada do topo do Alúvio 2 (figura 31a). A análise microscópica da amostra demonstrou relativa homogeneidade na distribuição do plasma e do esqueleto, com feições pedológicas restritas a cutans de grãos e poucos preenchimentos, além de alguns nódulos puros (figura 31c). A cor do material (luz natural) em seção delgada é amarelo-clara com manchas vermelhas (5%). A distribuição relativa (*c/f*) é predominantemente porfírica simples (partículas maiores distribuídas em matriz-S muito fina), matriz suportada, polimodal, moderadamente selecionada (50% areia, 30% matriz, 20% poros) sem estratificação e gradação, com pedalidade moderadamente desenvolvida, do tipo granular a blocos subangulares. O esqueleto apresenta distribuição de base aleatória (figura 31c), pontualmente agrupada e bandeada. A relação indivíduos semelhantes e indivíduos diferentes é porfírica. O esqueleto é formado por poucos fragmentos de arenito na fração areia muito grossa e quartzo na fração areia meia, fina e muito fina. As principais características do esqueleto são:

- a)** quartzo (Qz): encontrado na fração areia média, fina e muito fina, sendo dominante esta última fração; via de regra, são subarredondados e arredondados com superfícies lisas;
- b)** arenito (Ar): fragmentos bem preservados encontrados apenas na fração areia grossa e muito grossa; são arredondados com superfícies lisas.



**FIGURA 31 - Microfotografias da lâmina 80.2. a) localização da amostra no Perfil 1 da seção Colher. b) localização da lâmina na fatia da amostra 80.2; c) distribuição relativa porfírica aberta e de base aleatória (5 magnificações) (note presença de nódulos milimétricos nesta porção da lâmina).**

**d) detalhe do plasma esquel-massépico: quartzo (Qz); plasma (PL); vazios (V); nódulos puros (Nd); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

O plasma é esquel-massépico e insépico (figura 31d). A presença de cutans típicos é rara, sendo mais comum cutans de grãos englobados e preenchimentos (*infilling*). Em ambos os casos o material é composto por oxiidratado de ferro, provavelmente quelatizado com matéria orgânica (húmus). As cores desses cutans são amarelo-avermelhado e vermelho bruno. Não há ocorrência generalizada de pedotúbulos, tampouco foram identificadas pelotas fecais na lâmina.

#### 5.1.2.2.1. Interpretação da lâmina

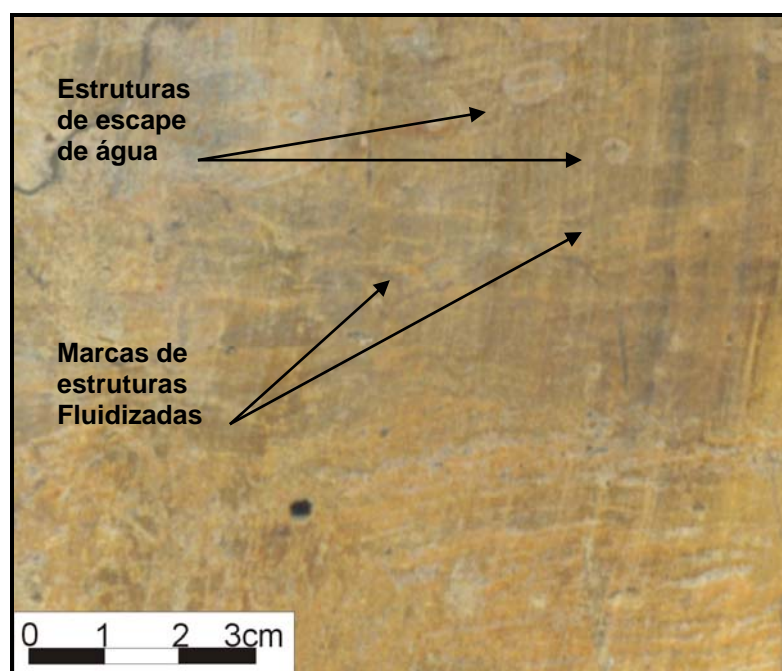
Lâmina de material moderadamente pedogeneizada, sem importantes feições de bioturbação nem evidências claras de iluviação ou transferência de material atual. A presença de plasma esquel-massépico, sugere sítio submetido à pressão e tensão por umedecimento e ressecamento. De acordo com Brewer (1976, p. 339), a origem de plasma massépico parece estar associada a estes processos, em especial à pressão produzida pelo intumescimento do solo, o qual poderia gerar fluxos plásticos. Estes, por sua vez, promoveriam certas orientações anisotrópicas no plasma conferindo-lhe Plasma esquesépico; segundo Brewer (1976), resultam, provavelmente da pressão oriunda do intumescimento do solo. Estes processos poderiam obliterar estruturas pré-existentes, que porventura tenha existido no solo.

#### 5.1.3 Estratificação gradacional

No topo da unidade Areia-argilosa Cinzenta, ocorre uma lente de clastos com gradação normal em padrão matriz suportado. No Alúvio 1, a estrutura gradacional normal está presente nas lentes com clastos de areia grossa e grânulos. Nas lentes com fragmentos menores, a gradação é inversa, embora seja pouco perceptível. A organização dos constituintes é clasto-suportado. No Alúvio 2, a gradação normal está presente na penúltima lente da unidade.

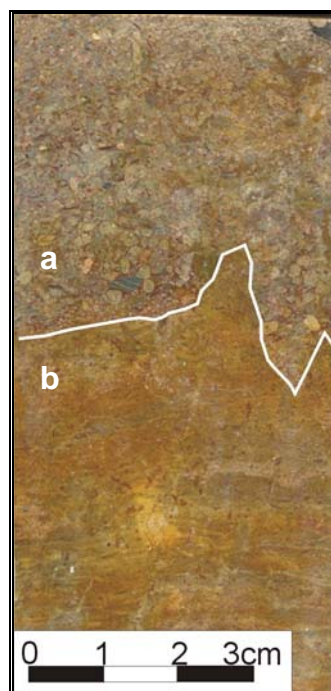
#### 5.1.4 Estruturas de deformação

As estruturas de deformação que ocorrem nos sedimentos de encosta apresentam dimensões que variam de poucos milímetros a dois ou três metros. Inicialmente serão apresentadas estruturas de micro-escala (da ordem de milímetros até 2 cm), que estão restritas às unidades sedimentares. No Alúvio-colúvio 1, em direção à baixa encosta, há lâminas argilo-arenosas intercaladas por lâminas argilosas enriquecidas com matéria orgânica, que apresentam deformações e estruturas de escape de água (figura 32). No presente caso, os sedimentos de uma lâmina aparecem introduzidos nas lâminas adjacentes, sugerindo a presença de intrusões de sedimentos fluidizados.



**FIGURA 32 – Marcas de estrutura fluidizada em seqüência de lâminas em sedimentos finos do Alúvio-colúvio 1 (Am 92).**

Ainda no Alúvio-colúvio 1, na base onde se dá o contato entre os sedimentos argilosos com as lentes de sedimentos grossos, ocorre falha com rejeito de 1 cm (figura 33). No presente caso, o estado reológico do sedimento é quase-sólido para gerar deformação por fratura.



**FIGURA 33 – Falha de micro-escala em superfície de contato de sedimentos grossos (a) e finos (b) do Alúvio-colúvio 1 (Am 82).**

As perturbações de sedimentos em meso-escala envolvem estruturas ou feições com dimensão de centímetros a decímetros. Entre as perturbações de meso-escala, têm-se as fendas de dessecação que ocorrem nos Horizontes Organo-minerais 1 e 2. No primeiro caso tem-se fendas de dessecação de 2 a 3 cm de comprimento e menos de 0,5 cm de espessura preenchidas por areia fina e média bem selecionada. No Alúvio-colúvio 1 as fendas têm 23 cm de profundidade e foram preenchidas por areia fina e média, muito bem selecionada e bem lavada. Além de preencher fendas, estas areias formaram uma camada de 18 cm de espessura que capeiam este horizonte. O contato dessas areias com os sedimentos areno-argiloso pretos do horizonte Organo-mineral 2 é gradual, por vezes indefinido, e não raro estão perturbados. A figura 34 representa as fendas de dessecação nesses dois horizontes. Ainda no Horizonte Organo-mineral 2, em direção à baixa encosta, as areias que capeiam esse horizonte geraram lâminas recurvadas de material arenoso e organo-mineral. Fendas de dessecação também ocorrem no Horizonte Organo-mineral 1, areia muito fina muito bem selecionada penetra em fendas de até 2 cm de comprimento e de 3 a 4 mm de largura.



**FIGURA 34 – a) Zona de contato entre Horizonte Organo-mineral 2 e as areias que penetraram nas fendas de dessecação (Am 59). Em b) fendas de dessecação preenchidas por areia no Horizonte Organo-mineral 1, com destaque para o nível de oxidação.**

#### 5.1.4.1. Amostra 59 a (Horizonte Organo-mineral 2)

Seção delgada do Horizonte Organo-mineral 2, datado de 22.050 (+620/-580) anos AP, com fendas de dessecação preenchidas por areia fina e muito fina. A amostra foi extraída da porção superior da unidade, 10 cm abaixo do depósito arenoso sobreposto a este horizonte organo-mineral, e 30 cm a direita da fenda de dessecação macroscópica (figura 35a).

A descrição e análise micromorfológica da lâmina demonstram que esse horizonte é rico em feições pedológicas como cutans, preenchimentos (*infillings*), nódulos e pápulas. A cor do material, em seção delgada e sob luz natural, é bruno com mosqueamento (5% a 10%) vermelho amarelado e vermelho brunado. Este mosqueamento (*mottles*) é de pouco visível em campo, mas nítido na lâmina. A distribuição relativa (*c/f*) é porfírica simples (partículas maiores distribuídas em matriz-s fina), matriz suportada, polimodal, pobremente selecionada, sem



estratificação e gradação. A pedalidade é moderada a fortemente desenvolvida, do tipo granular. O esqueleto possui distribuição de base aleatória, pontualmente agrupada e/ou concêntrica. A distribuição relativa (indivíduos semelhantes em relação a indivíduos diferentes) é predominantemente porfírica, podendo apresentar porções intertêxtica. O esqueleto é formado predominantemente por quartzo, que é encontrado desde a fração areia muito grossa, até a fração areia muito fina. A fração grânulo, quando existente, corresponde a aproximadamente 1% do esqueleto. Os principais componentes do esqueleto e suas características são:

- a)** quartzo (Qz): encontrado em todas as frações de areia, bem preservados, são predominantemente arredondados e subarredondados, embora também possam ser subangulares (aproximadamente 5% do esqueleto). Em todos os casos possuem superfície lisa;
- b)** arenito: encontrado na fração grânulo e areia muito grossa, em geral é bem preservado, subanguloso, liso ou ondulado. Corresponde a aproximadamente 1% do esqueleto.

A estrutura plásmica sépica é massépica, esquelsépica e esquel-massépica. Pontualmente, em áreas com alta concentração de matéria orgânica (húmus) o plasma é isótico (figura 35c, NX). Os poros são predominantemente ortoporos, de empilhamento simples, além de fissuras planares (ressecamento e umedecimento) e canais e câmaras. Cutans são relativamente comuns e em geral possuem diâmetros que não ultrapassam 1 mm. Cutans ortocavitários, de canais e câmaras são os mais comuns. Via de regra são amarelo-avermelhados, com extinção difusa e ausente. Cutans de fissuras planares e ortocavitários possuem extinção difusa. O material é composto por oxidratado de ferro não laminado. Aproximadamente 20% dos cutans apresentam micro-fissuras planares resultantes de processos de umedecimento e ressecamento.

Na lâmina foram identificadas duas fendas de dessecação, originadas por forte ressecamento deste horizonte organo-mineral. Estas fendas, em lâmina delgada, têm até 12 mm de profundidade por até 2 mm de largura. As paredes dessas fendas apresentam diâmetros variados ao longo de sua extensão e terminação aguda, são concordantes e se encaixam perfeitamente, sendo

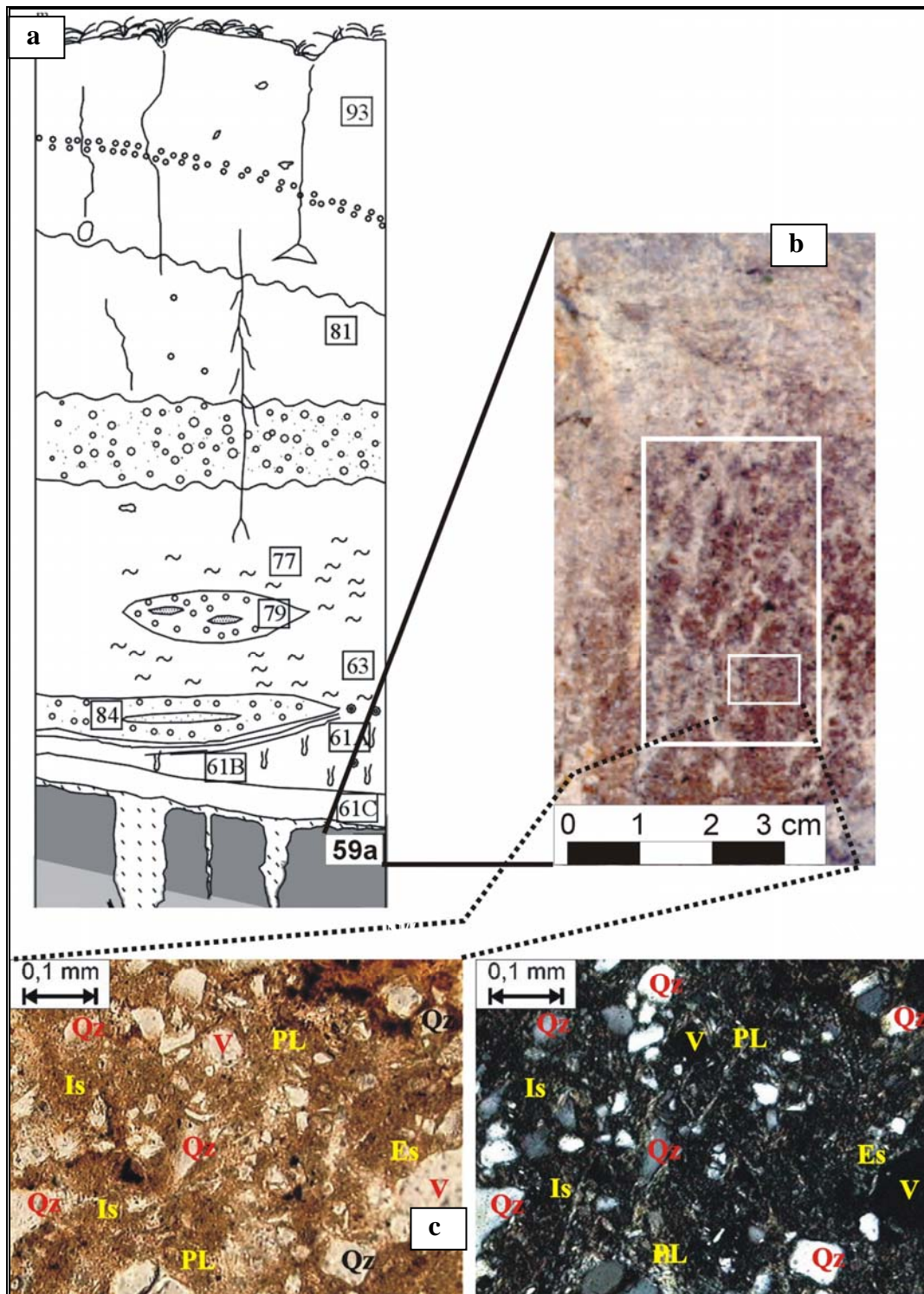
distinguíveis do restante do material da lâmina. São preenchidas por esqueleto de quartzo na fração areia fina e muito fina, arredondados, subarredondados e lisos. A distribuição de base é aleatória e a relação indivíduos semelhantes e indivíduos diferentes é granular. Os poros são de empilhamento simples com cutans de grãos livres.

#### 5.1.4.1.1. Interpretação da lâmina

A descrição da lâmina e sua interpretação, em conjunto com dados de campo permitem compreender que a evolução a unidade se deu da maneira, abaixo descrita.

1 – A presença de plasma massépico e esquel-massépico sugere sítio submetido à pressão por umedecimento capaz de torná-lo relativamente plástico. A cor Bruno da unidade, bem como a presença, mesmo que pontual, de plasma isótico sugere, a presença de húmus (provavelmente quelatizado), sem indícios de eluviação. Outro elemento importante na análise da lâmina é a ausência de biotúbulos. Estes elementos sugerem um pedoambiente anóxico, provavelmente saturado de água e relativamente rico em matéria orgânica.

2 – Este horizonte organo-mineral passou por intenso período de ressecamento, o que é evidenciado por paleofendas de dessecação macro e microscópicas. As paleofendas microscópicas possuem diâmetros variados em extensão, terminando em formas agudas. Os revestimentos das paredes têm espessuras diferentes e são concordantes ou encaixáveis. O material alóctone, que preenche a fenda, é constituído por esqueleto de quartzo na fração areia fina e muito fina, eventualmente envolvidos por cutans de grãos livres. Estas paleofendas não formam *Gilgai*, nem indicam origem relacionada a sucessivos processos de ressecamento e umedecimento (dilatação e contração), típico de ambientes sujeitos a grandes contrastes climáticos (secas alternadas por períodos úmidos). Na realidade, os dados de campo e a micromorfologia indicam que estas fendas de dessecação foram rapidamente cobertas por sedimentos, sem que houvesse um pré-umedecimento da unidade, o que implica uma provável deposição aluvial.



**FIGURA 35** – a) Localização da amostra no Perfil 1; b) localização da lâmina na fatia da amostra 59a; c) microfotografia da lâmina 59a (note a variação na estrutura plásmica da amostra). Estrutura plásmica masséptica e esquel-masséptica (PL); esquelséptica (Es); plasma isótóico (Is); vazios (V); quartzo (Qz).

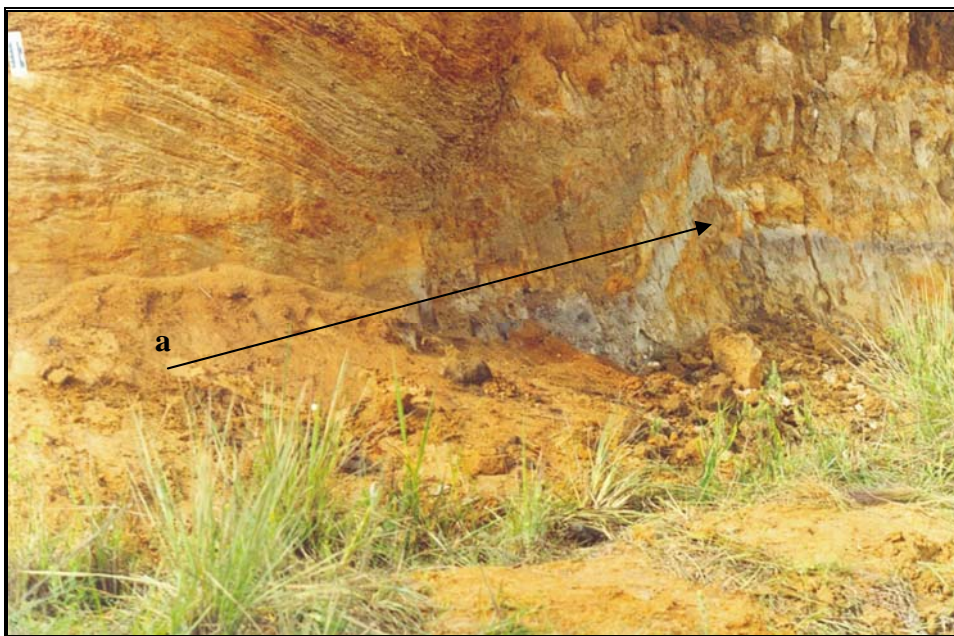
3 – O contato do horizonte organo-mineral com a unidade que o sobrepõe é abrupto (menos de 2,5 cm), evidenciando rápido processo erosivo, responsável por provável decapitação do horizonte “A” e deposição de unidade arenosa. As paleofendas de dessecação foram parcialmente preenchidas por material advindo desta deposição. Feições pedológicas como cutans, nódulos, pápulas e preenchimento (*infilling*), embora relativamente abundantes e de dimensões microscópicas, atestam a pedogênese pós-deposicional.

Resumindo, há 22.050 (+620/-580) anos AP esta unidade deveria estar submetida, ao menos na maior parte do ano, a um ambiente anóxico saturado e umidade, o qual foi substituído por um período de intenso ressecamento, que deu origem às fendas de dessecação. Estas, por sua vez, foram preenchidas por areia fina e média, provavelmente oriunda dos níveis topográficos mais elevados da encosta. É possível inferir que neste período a vegetação deveria ser mais esparsa do que a atual. Este período foi substituído por outro mais úmido ou ocorreu o retorno às condições hidrológicas que precederam este ressecamento. Este retorno foi precedido por intensas precipitações, cujo transporte de sedimentos preencheu e recobriu as fendas de dessecação.

Com relação às deformações em grande escala (superior a 1 m), foi reconhecido que a deformação de maior magnitude envolveu grande parte de todo o pacote sedimentar. As deformações estão visíveis abaixo das últimas lentes conglomeráticas do Alúvio 2, no Alúvio-colúvio 1 e na Areia-argilosa Cinzenta. Lateralmente estão envolvidos os sedimentos que margeiam à direita do canal por cerca de 3,5 m. As lentes conglomeráticas, o horizonte organo-mineral 2 e as marcas paralelas de oxidação dos sedimentos mergulham de 15 a 20° em direção ao canal. A deformação das unidades de sedimentos inferiores pode ser visto na figura 36.

As lentes em geral, por toda a seção apresentam conformação que destoam do próprio conceito de lente como corpo litológico. O dobramento afetou as unidades e estratos inferiores. Não se formou sinclinal típico, mas gerou uma inflexão visível nas lentes de material grosso situadas à direita do paleocanal e nas linhas de oxidação marcadas de acordo com a flutuação do nível de água de saturação dos sedimentos. Como as lentes estratificadas na extremidade direita da seção não apresentam

deformação interna, espessamento ou mergulho, evidencia-se que a perturbação de camadas só afetou os sedimentos adjacentes ao do paleocanal.



**FIGURA 36 – a) deformação de sedimentos junto ao canal da Seção Colher: neste setor o abatimento das unidades Areia-argilosa Cinzenta e Horizonte Organo-mineral 2.**

#### **5.1.5 Estrutura de corte e preenchimento**

As Seções Colher e Formigueiro exibem estruturas erosivas em forma de canal que foram preenchidas por sedimentos. Trata-se de estruturas de escavação e preenchimento ou corte e preenchimento (*cut and fill* ou *scour and fill*). A geometria de canal e sua disposição na encosta indicam tratar-se de voçoroca (figuras 35, 36 e 37).

O quadro 10 sintetiza propriedades dimensionais, de constituição e localização das estruturas sedimentares presentes nos depósitos de encosta da Seção Colher. Na seqüência são descritas as estruturas sedimentares que formam os depósitos de preenchimento de canal das Seções Colher e Formigueiro.

QUADRO 10 – Síntese das estruturas sedimentares de baixa encosta da Seção Colher

Tipo de estrutura	Unidade sedimentar	Subunidade	Espessura da seqüência	Lâminas	Espessura do estrato	Forma de ocorrência	Fábrica	Conta-to sub e sobrejacente	Frequência
Estrutura plano-paralela	Alúvio 1		4 cm	Grânulos e seixos + areia grossa e argila+ areia	1 cm	Lente	Clasto-suportado	Abrupto	X
	Alúvio-colúvio 1		12 cm	Argilo-arenosa + carbonosa	- 0,3 cm	Base e topo da unidade	-	Abrupto	
	Alúvio-colúvio 1		28 cm	2 estratos de areia e grânulos intercalados com lâmina argilosa	10 cm 4 cm	Lente	Clasto-suportado	Abrupto	X
	Alúvio 2		10 cm	2 camadas de 5 cm com grânulos e seixos	5 cm	Lente	Matriz-suportado	Abrupto	X
	Alúvio 2	Lente 1	38 cm	2 lâminas conglomeráticas, + 1 arenosa + 2 argilosas	0,8 cm 0,3 cm	Lente	Clasto-suportado	Abrupto	
	Alúvio 2	Lente 2	30 cm	3 camadas conglomeráticas + 2 arenosas + 2 argilosas	Grosso 8 cm Finos 0,1 a 0,5 cm	Lente	Clasto-suportado	Abrupto	
Maciça	Areia – argilosa cinzenta	Toda unidade é maciça							
	Areia-argilosa cinzenta	Lentes embutidas	Até 3 cm	Grânulos e seixos		Lentes embutidas	Matriz-suportado	Abrupto	XXX
	Alúvio 1	Lentes	Até 5 cm	Areia grossa bem arredondada		Lentes na base da unidade	Clasto-suportado		XX
	Alúvio-colúvio 1	Toda unidade é maciça							
	Alúvio 2	Lentes conglomeráticas da base	Até 7 cm	Clastos de 0,2 a 1,5 cm			Matriz-suportado	Abrupto	XXX
	Alúvio 2	Lentes do topo	5 a 10 cm	0,1 a 0,3 cm			Matriz-suportado	Abrupto	XXXX
	Alúvio 2	Sedimentos finos							
Estrutura Gradacional normal	Areia cinzenta da base	Na base da unidade	10 cm	De 0,8 a 1 cm na base e de 0,1 a 0,2 cm no topo da camada		Lentes	Matriz-suportado	Abrupto	xxx

QUADRO 10 – Síntese das estruturas sedimentares de baixa encosta da Seção Colher - Continuação

Tipo de estrutura	Unidade sedimentar	Subunidade	Espessura da seqüência	Lâminas	Espessura do estrato	Forma de ocorrência	Fábrica	Conta-to sub e sobrejacente	Frequência
Estrutura gradacional	Alúvio 1	Lentes arenosas e grânulosas		0,5 a 5 mm	1 a 2 cm		Clasto-suportado	Abrupto	xxx
Estrutura gradacional inversa	Alúvio 1	Lentes arenosas		0,5 a 2 mm	1 a 2 cm		Clasto-suportado	Abrupto	x
	Alúvio 2	Lentes		3 mm no topo a 1 mm no topo	5 cm		Clasto-suportado	Abrupto	xx
Estruturas deformadas de pequena escala	Alúvio-colúvio 1	Baixa encosta		Lâminas arenosas e siltosas com intercalação de matéria orgânica			Lâmina - ções		XXXX
	Horizonte Organo-mineral 2	Baixa encosta	+/- 7 cm	Areno-argilosos			Lâmina - ções	Gradual	XXXX
	Alúvio-colúvio 1	Baixa encosta		Contato de sedimentos finos lâminas arenosas			Superfície de contato	Abrupto	XX
Perturbações	Alúvio-colúvio 1	Horiz. Organo-mineral 2		Areno-argiloso			fendas de dessecação de 3 a 5 cm de profundidade e até 3 cm de largura	Abrupto	XXXX
Perturbações de meso-escala	Alúvio-colúvio 1	Horiz. Organo-mineral 2		Areno-argiloso			Fenda de dessecação de 30 cm	Abrupto	X
Deformações de macro-escala	Alúvio 1, 2, 3		Até 1,80 m				Lentes e camadas de sedimentos arenos-argilosos		XXXX
Estrutura de corte e preenchimento	São dois canais que ocorrem nas Seções Colher e Formigueiro, indicando trata-se de antiga voçoroca.								

Frequência: XXXX muito alta; XXX alta; XX média; X baixa

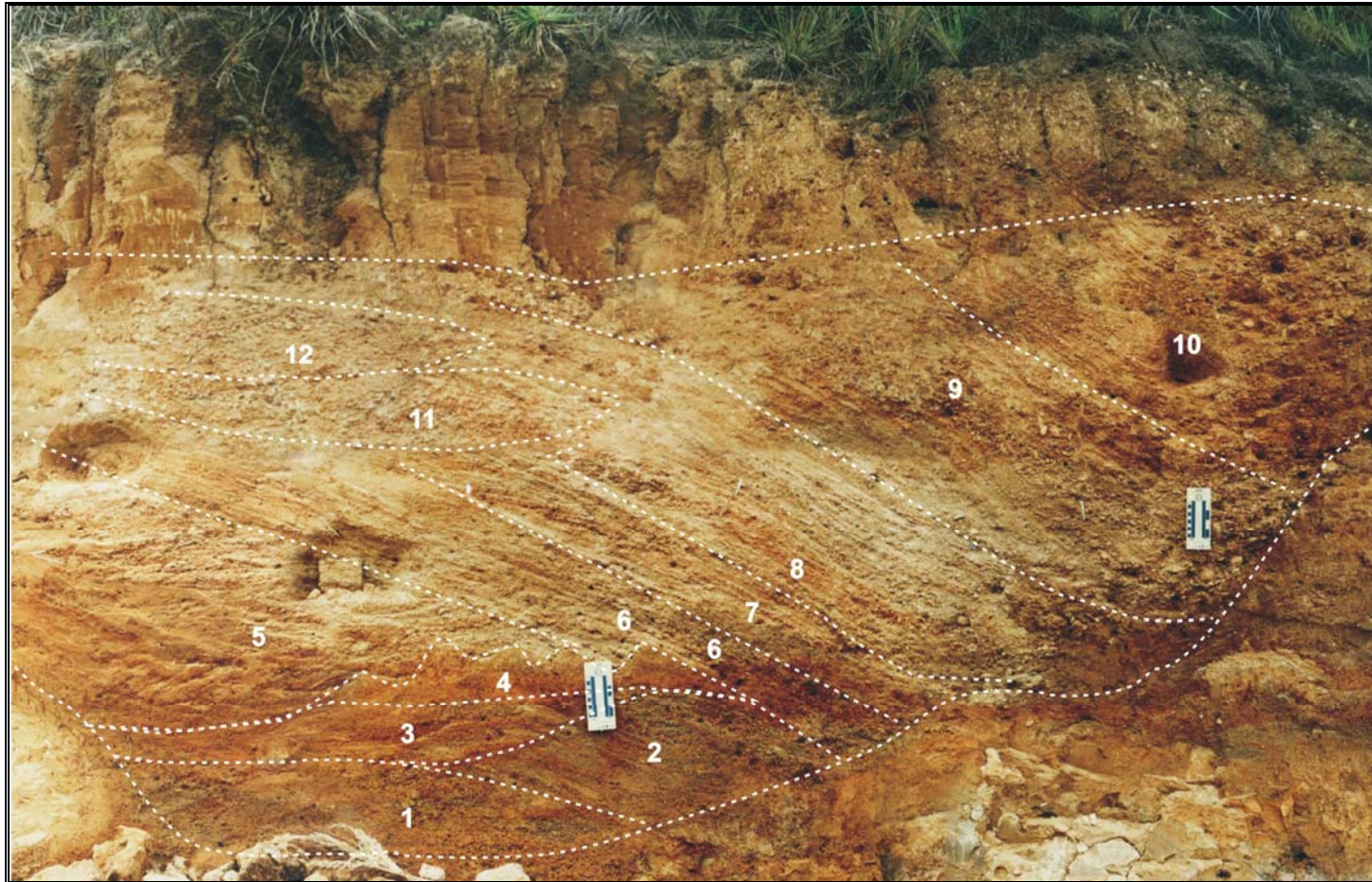
## 5.2 Estruturas sedimentares de preenchimento de canal

As estruturas de corte e preenchimento nas Seções Colher e Formigueiro apresentam sucessão de estruturas sedimentares bem preservadas que serão descritas a seguir. Seus aspectos mais relevantes serão apresentados juntamente com síntese de suas propriedades morfológicas e granulométricas. No canal da Seção Colher (figura 37) as estruturas sedimentares estão mais bem preservadas do que aquelas identificadas no canal da Seção Formigueiro, as quais foram perturbadas por crescimento de raízes.

No canal da Seção Colher foram individualizadas seqüências de estratos depositados nesse canal. Os depósitos de canal foram divididos na Seção Colher em base e topo (como já apresentado no capítulo IV). A base do canal é preenchida por seqüência de estratos plano-paralelos, estratos inclinados, estratificação cruzada festonada e estratificação de marcas onduladas, todas com dimensões centimétricas. Já o topo apresenta dois tipos diferentes de estruturas de dimensões decimétricas, que são seqüências de estratos cruzados planares e de estratos cruzados acanalados. A figura 37 apresenta as diferentes seqüências que formam o depósito de canal com identificação correspondente.

A Seção Formigueiro é formada por dois canais contíguos (figura 38) denominados Canal Maior e Canal Menor. Eles estão preenchidos por depósitos que colocam a mostra estruturas plano-paralela, cruzada festonada, cruzada planar, acanalada e de lâminas cruzada inclinadas. A figura 39 apresenta a localização das estruturas sedimentares na Seção. A seguir, serão descritas as estruturas sedimentares primárias presentes nos dois canais.

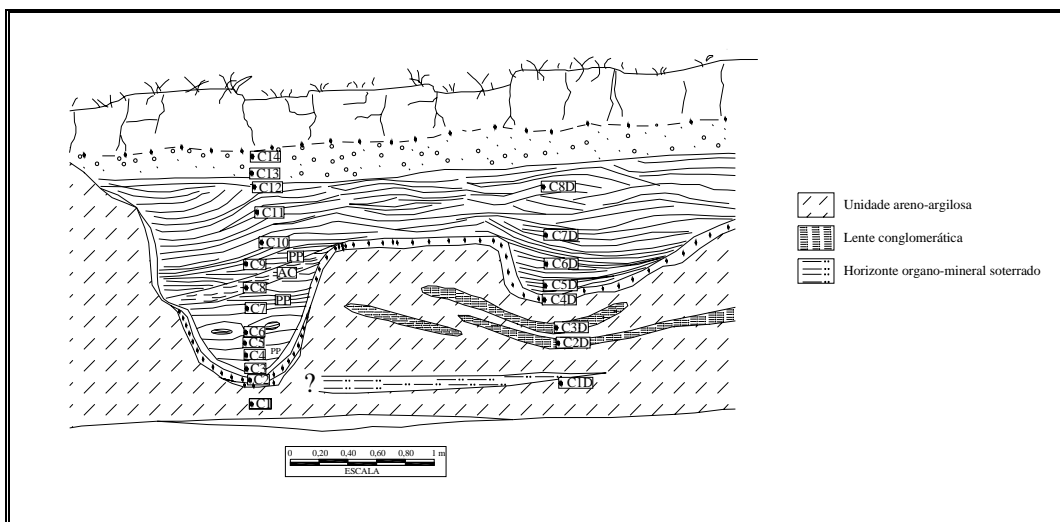




**FIGURA 37** - Sucessão de estruturas e seqüências sedimentares de depósitos de preenchimento de canal da Seção Colher. A seqüência 1 é de lâminas plano-paralelas. A seqüência 2 é formada por lâminas inclinadas. A seqüência 3 é constituída por laminação cruzada festonada. A seqüência 4 é formada por estrutura de marca ondulada. A seqüência 5 é formada por laminação cruzada festonada de dimensão ligeiramente inferior a da seqüência 3. As seqüências 6, 7, 8, 9 e 10 são composta por lâminas e estratos cruzados planares. Escala de 10 cm.



**FIGURA 38 - Canal da seção Formigueiro.**



**FIGURA 39 – Representação da Seção Formigueiro com as estruturas sedimentares dos depósitos de preenchimento de canal (C4, C5, C6, C7 e C9 - estrutura plano-paralela; C8 – estrutura festonada; C10 e C11 – estrutura cruzada planar; C5D; C6D; e C7D – estrutura de lâminas cruzadas inclinadas). C8D e C12 – laminação curvada descontínua não paralela muito perturbada.**

### 5.2.1 Estratificação e laminação plano-paralela

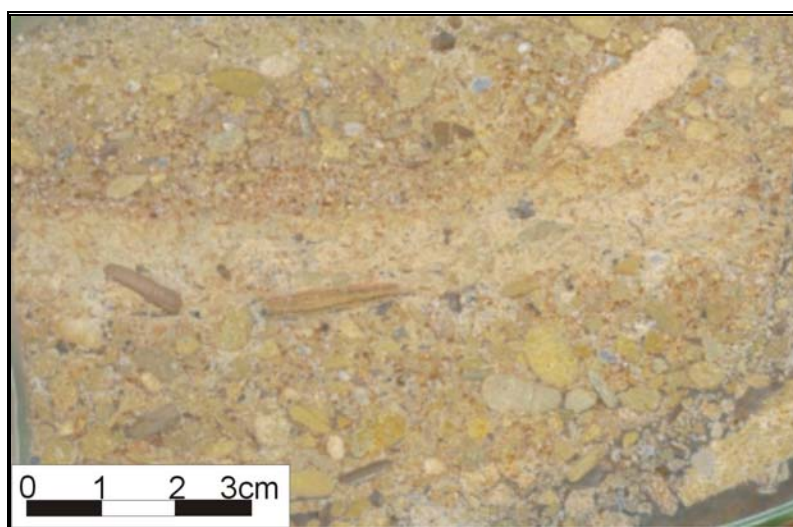
A laminação plano-paralela constitui a primeira das estruturas sedimentares que ocorrem na base do Canal Colher. Elas são formadas por lâminas de arenito e folhelho nos tamanhos grânulo e areia muito grossa. Trata-se de apenas um conjunto de lâminas plano-paralelas na base do canal (figura 40)



**FIGURA 40** - Laminação plano-paralela de sedimentos da base do Canal Colher. Alternam-se sedimentos arenosos formados por quartzo com sedimentos granulosos formados por fragmentos de rocha (Am 70).

Na base do canal da Seção Formigueiro ocorre uma sucessão de estratos paralelos de textura arenosa e conglomerática (indicados na figura 39 pelos números C4, C5, C6 e C7), configurando estratificação plano-paralela. São quatro seqüências de estratos plano-paralelos. Na base do canal, material argiloso alterna-se com material arenoso. Os sedimentos que constituem estas

lâminas são mal selecionados e possuem poucos grânulos inclusos. A seqüência sobrejacente apresenta estratos espessos (formados por areia grossa e grânulos) e lâminas (constituídas por areia fina bem selecionada e bem lavada). Acima, a seqüência apresenta laminações e estratos mais espessos que na base. A última seqüência apresenta igualmente camadas mais espessas e clastos na fração seixo inclusos nos estratos (figura 41).



**FIGURA 41 – Estratos plano-paralelos em depósitos de preenchimento de canal da Seção Formigueiro (amostra 4).**

#### 5.2.1.1 Lâmina P2 (Aluvial moderadamente pedogeneizada)

A amostra foi extraída da base do Canal Menor da Seção Formigueiro (figura 25b e 42a). O material tem cor predominantemente vermelho brunado, com mosqueamento (5%) vermelho e bruno. O material é apédico. A distribuição relativa (*c/f*) é porfírica simples (partículas maiores distribuídas em matriz-S muito fina). O material é polimodal com matriz suportada moderadamente selecionada (60% areia, 30% matriz, 10% poros), sem estratificação e gradação. O contato entre os grãos é predominantemente flutuante, embora ocorram contatos côncavo/convexos e pontuais. A distribuição de base é aleatória, pontualmente bandeada e agrupada. A distribuição relativa é porfírica. O esqueleto é constituído por folhelho e arenito na fração grânulo e areia muito grossa e grossa. O quartzo está presente em todas as frações de areia. Destaca-se o fato do esqueleto apresentar

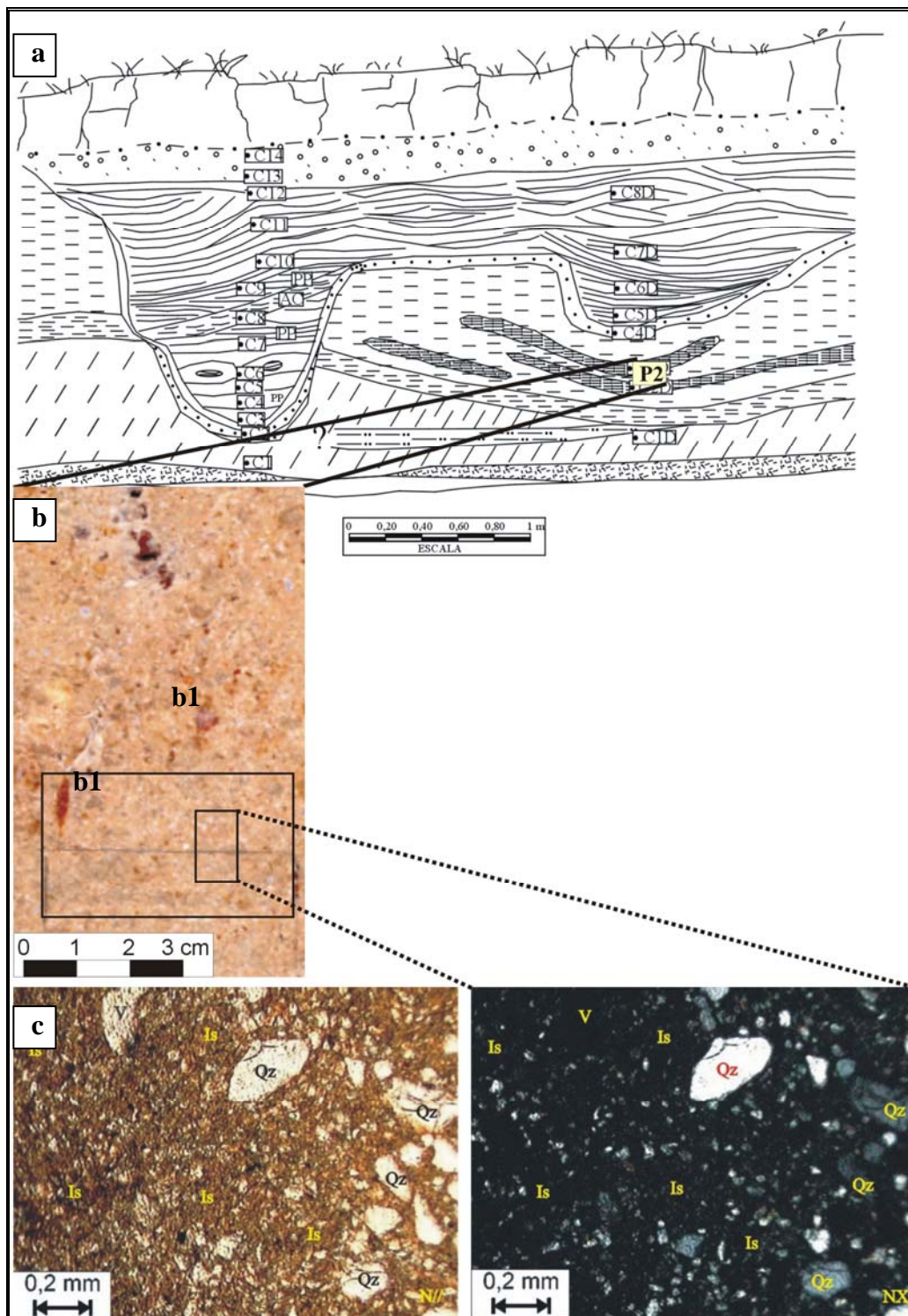
perturbações de origem biológica (raízes). As principais características do esqueleto são as que seguem abaixo.

- a)** quartzo (Qz): encontrado em todas as frações de areia, é mais abundante na fração areia muito fina. São predominantemente arredondados e subarredondados, embora ocorram unidades angulares (aproximadamente 5% do esqueleto composto por quartzo) em todos os casos possuem superfícies lisas.
- b)** arenito (Ar): são fragmentos bem preservados encontrados na fração grânulo, areia muito grossa e grossa. São arredondados e subarredondados com superfícies lisas. Os fragmentos de arenito podem ser constituídos de esqueletos na fração areia muito fina ou na fração areia média e fina. Neste último caso podem apresentar superfícies de contato ondulado e até rugosa.
- c)** folhelho (FI): são bem preservados, encontrados na fração grânulo e areia muito grossa e grossa. Possuem formas lenticular e cilíndrica (*oblate* e *prolate*), são arredondados e subarredondados com superfícies lisas. Sua participação no esqueleto é de aproximadamente 1%.

O plasma é isótico (figura 42c), pontualmente pode apresentar-se como esquel-massépico e massépico. Os poros em geral são orto e metacavitários além de canais e câmaras originados de enraizamentos. Cutans são encontrados somente na forma de cutans de poros, recobrando parte das paredes das cavidades e em alguns casos de canais e câmaras. Pedotúbulos predominantes são isotúbulos do tipo metatúbulo (material proveniente de outros horizontes ou níveis).

#### 5.2.1.1.1 Interpretação da lâmina

A lâmina desta unidade apresenta características de distribuição do esqueleto que poderiam ser entendidas como pertencentes à unidade aluvial submetida à intensa pedogênese. Descrições macroscópicas e mesoscópicas desta unidade corroboram esta hipótese. A evolução desta unidade pode ser assim compreendida:



**FIGURA 42 – a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro. b) localização da lâmina na fatia da amostra P2; b1) corte transversal de biotúbulos (raízes) preenchidos com oxihidratado de ferro; c) microfotografia destacando o plasma isótico (opacidade causada pelo ferro, húmus ou ambos), da lâmina P2. Quartzo (Qz); plasma isótico (Is);**

**vazios (V); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

- a) Após a deposição desta unidade, o material foi submetido a processos pedogenéticos. Nesta fase, aparentemente, o depósito teria sofrido forte ação biológica (raízes). Aparentemente, as paleoraízes obliteraram as paleoestruturas e promoveram o rearranjo espacial do esqueleto, dando a eles distribuições de base bandeadas. Posteriormente, o material fino destes biotúbulos foi iluviado, permanecendo apenas a estrutura física (biotúbulo).
- b) Na seqüência, o depósito é sucessivamente recoberto por novos sedimentos.

Resumindo, a lâmina indica que o material é fortemente pedogeneizado, com plasma isótico provavelmente devido à presença de ferro. O arranjo do esqueleto, embora pouco conclusivo, permite junto com os dados de campo compreender a unidade como depósito aluvial profundamente alterado pela pedogênese.

#### 5.2.1.2 Lâmina P3d (Aluvial de canal raso)

Seção delgada de lente arenosa oriunda do Canal Menor da Seção Formigueiro (figura 43a). A lâmina apresenta estratificação plano-paralela, com gradação inversa. São duas laminações que ocupam distintas posições na lâmina delgada (41b). Por este motivo serão descritas individualmente. A lâmina composta por maioria quantitativa de material fino, na fração silte e argila, ocupa os dois terços inferiores da lâmina e será denominada seção 1. O material predominantemente mais grosso, na fração areia, que ocupa o terço superior da lâmina será denominado e descrito como seção 2.

A seção 1 tem cor amarelo-avermelhada com mosqueamento (*mottles*) vermelhos e vermelho bruno. A amostra é apédica e a distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta (figura 43c). Os clastos são polimodais com matriz suportada, moderadamente selecionada, sem estratificação e sem gradação. O contato

entre os grãos do esqueleto é flutuante e raramente pontual. A distribuição de base é aleatória e pontualmente pode ser agrupada e bandeada. A relação entre indivíduos semelhantes e diferentes é porfírica. Os grãos do esqueleto são constituídos por quartzo em todas as frações de areia, com predomínio na fração areia muito fina (30% areia, 10% poros, 60% matriz-S). Destaca-se o fato de não haver outro mineral nas frações mencionadas anteriormente. Os grãos de quartzo são subarredondados, lisos e ondulados. Entretanto, aqueles que se encontram na fração areia muito fina podem ser subangulosos e até angulosos, com superfícies de contato lisas e onduladas. A estrutura plásmica é predominantemente isótica. Os poros são fissuras planares e raros canais e orto e metacavidades. A presença de cutans restringe-se a poucas seções transversais de canais e metacavidades. Nestes casos os cutans possuem microlaminações amarelo-avermelhada e são formados por iluviação de oxidatado de ferro. Na base e porção central da lâmina há ocorrência de nódulos (Figura41c) formados por oxihidratados de ferro, com superfícies lisas, limites curvos e opacos a luz transmitida. Neste setor da lâmina não é raro a ocorrência de biotúbulos com diâmetros de 0,1mm a 0,5mm preenchidos por oxidatado de ferro.

A seção 2 tem cor amarelo-avermelhada com mosqueamento (*mottles*) vermelho e vermelho bruno. O material é apédico e a distribuição relativa (*c/f*) é porfírica e pontualmente quitônica. Os clastos são suportados, polimodais, pobremente selecionados, possuem lâminas estratificadas, inclinadas e sem gradação aparente. Estas lâminas foram perturbadas pela presença de fissura (rachaduras) de origem mecânica, que acabaram obliterando parte desta estrutura. De forma geral, os grãos são predominantemente flutuantes e secundariamente pontuais e côncavo/convexos. Os grãos do esqueleto são constituídos por arenito na fração grânulos e quartzo em todas as frações de areia (figura 43d). Os fragmentos de arenito compreendem menos de 5% do esqueleto, são subarredondados e arredondados com superfícies de contato lisas. Os grãos de quartzo são subarredondados e arredondados com superfícies de contato lisas. A estrutura plásmica é isótica e pontualmente esquel-massépica. Orto e metacavidades juntamente com canais e fissuras planares de origem mecânica compõem os vazios desta seção. Cutans são

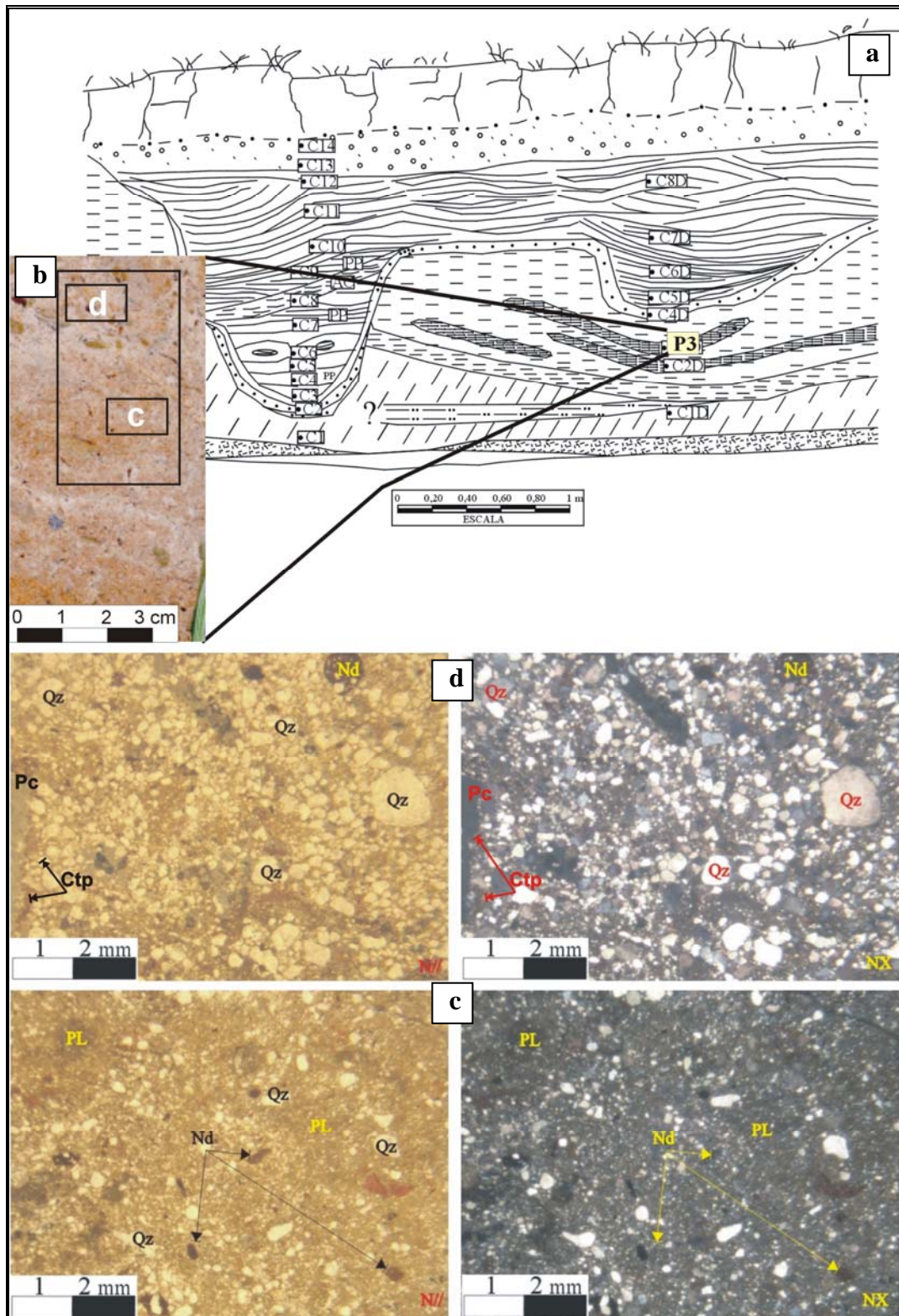


raros e quando identificados são canais e fissuras planares. Nestes casos são raras as fissuras que possuam cutans revestindo toda a parede, sendo mais comum revestirem apenas parte delas. Não há ocorrência de glóbulas nesta seção da lâmina.

#### 5.2.1.2.1 Interpretação da lâmina

Apesar da gradação inversa identificada em mesoescala, a micromorfologia não identificou estratificação nem gradação entre os clastos, sugerindo tratar-se de depósito aluvial, o qual foi submetido a processos pedogenéticos pós-deposicionais, como sugere a morfologia dos poros, a classificação dos cutans e a presença de nódulos com características de formação “*in situ*”.

- a) O material da seção 1 foi inicialmente depositado sob a forma de alúvio. Após sua deposição o material foi fortemente pedogeneizado, obliterando as estruturas deposicionais. A presença de pápulas com formas discóides sugerem pedogênese pós-deposicional. De acordo com Brewer (1976), pápulas com fábrica contínua ocorrem como litorrelíquias, pedorrelíquias ou relictos sedimentológicos e quando fraturados ou perturbados constituem pedofeições, geralmente atuais. A forma da pápula pode indicar sua origem. Formas discoidais sugerem origem relacionada a feições sedimentares, porque arredondadas pressupõem transporte e angulosidade pedoturbação “*in situ*”.
- b) Na seqüência novo processo erosivo-sedimentar depositou a seção dois. Este evento possuía energia suficiente para transportar os finos. Hipóteses relacionadas a processos de iluviação, para justificar a retirada dos finos é de difícil sustentação, pois implicaria na formação de vazios ou poros de iluviação que não foram identificados na lâmina.
- c) Após a deposição da seção 2, novos períodos de transporte e deposição ocorreram, conforme descrições de campo.



**FIGURA 43** – a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da amostra P3. “c” e “d” microfotografias da lâmina P3; c) microfotografia de detalhe de lâmina formada por material fino, com distribuição relativa (c/f) porfírica aberta. Note a presença de nódulos de oxidatado de ferro e o corte transversal de pedotúbulo (Pd) preenchido de oxiidatado de ferro; d) microfotografia

**de detalhe do estrato constituído de grânulos e areia grossa, média e fina. Note a presença de canal (Pc) com cutan (Ct). Quartzo (Qz); plasma (PL); nódulo (Nd); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

- d) Findo os eventos de sucessivas deposições, novo processo pedogenético se instala, ocasionando, principalmente as atuais fissuras planares de origem principalmente mecânica. Estas são consideradas como atuais.

Resumindo, trata-se de depósito de origem aluvial fortemente pedogeneizado, cujas estruturas foram destruídas, por ação biológica. Esta foi suplantada por novos processos de deposição.

#### 5.2.1.3 Lâmina P4b (Aluvial da base do canal menor da Seção Formigueiro)

Seção delgada de depósito aluvial muito alterado por processos pedogenéticos. A amostra foi extraída próximo à base do Canal Menor da Seção Formigueiro (23b e 42a). Partes das estruturas sedimentares foram obliteradas por atividades biológicas. Neste caso, a presença de isotúbulo (metatúbulo – figura 44b) na maior parte da lâmina impõe duas zonas à lâmina. A zona 1 corresponde à área relativamente preservada do depósito original e, a zona 2, a área ocupada pelo isotúbulo.

A zona 1 (figura 44d) tem cor amarelo-avermelhada com mosqueamento (5%) de cor vermelha e vermelho bruno. O material é apedal. A distribuição relativa (c/f) é porfírica simples pontualmente quitônica. Possui clastos suportados, bimodais, matriz bem selecionada (70% areia, 20% matriz, 10% poros), sem estratificação e gradação. O contato entre os grãos é predominantemente pontual embora ocorram contatos côncavo/convexos. A distribuição de base é aleatória e a relativa é porfírica. O esqueleto é constituído por arenito (2% do esqueleto) na fração areia muito grossa e quartzo nas frações areia grossa até areia muito fina. O plasma é isótico (opacidade causada por ferro, manganês, húmus, entre outros). Digna de nota é a presença de nódulos puros de oxidatado de ferro na fração areia muito fina

(figura 44d). As principais características dos componentes deste esqueleto são:

- a)** quartzo (Qz): encontrado em nas frações de areia grossa até areia muito fina. São predominantemente arredondados e subarredondados com superfícies lisas; comumente são envolvidos por oxidratado de ferro que atua como cimento, formando pontes entre os indivíduos;
- b)** arenito (Ar): são fragmentos de arenito fino, bem preservados e encontrados na fração areia muito grossa; são arredondados e subarredondados com superfícies lisas.

A zona 2 (figura 44c) compreende a área da lâmina ocupada por biotúbulo (figura 44b e 44c) originado pela penetração de raiz. A atividade biológica foi identificada através da presença de isotúbulo (metatúbulo), o qual possui forma tubular simples com 1,6cm por 3,0cm, na lâmina. O material é oriundo de outros horizontes e foi deslocado, provavelmente, por gravidade. O esqueleto é constituído por quartzo na fração areia média até areia muito fina. Os indivíduos são arredondados e subarredondados com superfícies lisas. A distribuição relativa (*c/f*) é porfírica simples (figura 44c). Os clastos são polimodais com matriz suportada, pobremente selecionada, os grãos são flutuantes e saturados. A distribuição de base é aleatória e pontualmente agrupada e bandeada. Já a relação entre indivíduos semelhantes e indivíduos diferentes é porfírica. A estrutura plásmica é insépica (separações plásmicas em ilhas) e esquel-massépica. Os microporos são orto e metacavitários com canais e câmaras. Cutans de canais e câmaras são dominantes, seguido de cutans de grãos englobados (pouco freqüentes).

#### 5.2.1.3.1 Interpretação

Lâmina de unidade aluvial mecanicamente alterada por atividade biológica pós-deposicional.

- a)** A deposição do material bem selecionado, bimodal, com relativa homogeneidade mineralogia (quartzo) teve suas estruturas



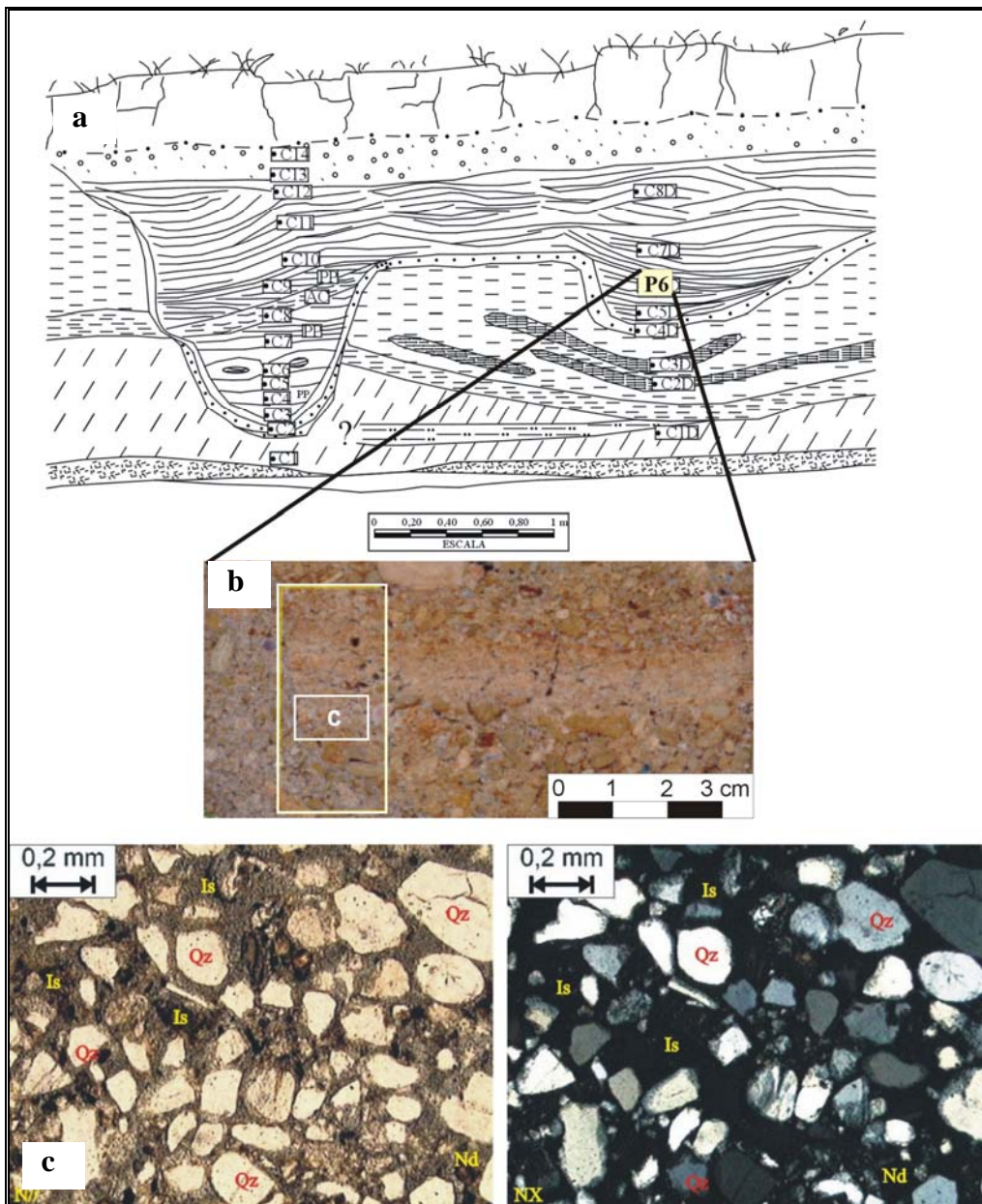
**amostra P4; “c” e “d” microfotografias da lâmina P4; c) microfotografia de detalhe da porção interna de biotúbulo preenchido por material oriundo do horizonte superior com distribuição relativa (c/f) porfírica simples; d) microfotografia de depósito aluvial com distribuição relativa (c/f) porfírica em plasma isótico. Vazio (V); quartzo (Qz); Plasma isótico (Is); nódulo (Nd); cutans (CT); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

- b)** Na seqüência, a unidade foi recoberta por novos sedimentos que provocaram a destruição da vegetação. Com o subsequente apodrecimento das raízes, novo material vindo dos depósitos sobrepostos preencheu o espaço ocupado pela raiz.
- c)** Novos processos pedogenéticos se instalam, promovendo a sobreposição de novas feições oriundas de atividades biológicas.

Resumindo, trata-se de depósito de origem aluvial, cujas estruturas foram parcialmente obliteradas por atividade biológica, principalmente de origem vegetal. É possível que a maior parte da atividade biológica, responsável pela destruição, ao menos parcial, das estruturas sedimentares seja contemporânea.

#### 5.2.1.4 Lâmina P6d (Aluvial do Canal Menor da Seção Formigueiro)

A seção delgada é oriunda de depósito aluvial do Canal Menor da Seção Formigueiro (figura 25b). A cor do material (sob luz natural) é amarelo claro tendendo a bege com mosqueamento (5%) vermelho bruno. A amostra é apédica. A distribuição relativa (c/f) é porfírica simples e quitônica, com clastos suportados polimodais, bem selecionados, sem estratificação e gradação. O contato entre os grãos é predominantemente pontual, com ocorrência de contatos côncavo/convexos. A distribuição de base é relativa, pontualmente bandeada. Os grãos do esqueleto são formados por folhelhos (2% do esqueleto) na fração areia grossa e quartzo na fração areia grossa a areia muito fina. Os folhelhos são cilíndricos e lenticulares (*oblate*, *prolate*) com superfícies lisas. Os grãos de quartzo são arredondados e subarredondados com superfície lisa. A estrutura plásmica é isótica (figura 45c), pontualmente



**FIGURA 45 – a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da amostra P6; c) microfotografia do esqueleto constituído de quartzo arredondado e subarredondado, liso e plasma isótico. Quartzo (Qz); plasma isótico (Is); nódulo puro (Nd); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

masséfica. Bioporos detríticos atuais (raízes atuais), transversalmente seccionados se apresentam sob a forma de canais. Fissuras planares são raras. Não foram identificados cutans. A presença de isotúbulos (metatúbulos) é rara, restringindo a apenas duas feições com diâmetro entre 1 mm e 3 mm.

#### 5.2.1.4.1 Interpretação da lâmina

A análise da lâmina demonstra que a unidade foi depositada em ambiente subaquoso com energia suficiente para separar e selecionar as frações granulométricas. Posteriormente o depósito sofreu perturbação mecânica, provavelmente por raízes que obliteraram as estruturas deposicionais existentes. Na seqüência, sucederam depósitos arenosos. Isotúbulos presentes na lâmina e bioporos sugerem novas perturbações dos sedimentos por organismos vivos.

#### 5.2.1.5. Lâmina P7b (Aluvial com laminação paralela)

Lâmina delgada de depósito aluvial oriunda da porção central do Canal Maior da Seção Formigueiro (figura 25b e 46a). A lâmina apresenta quatro estratos distintos. Na base ocorre estrato com gradação inversa, marcadamente formada por quartzo. Os dois estratos justapostos apresentam estrutura maciça e são diferenciados particularmente pela constituição do esqueleto e tamanho do grão, e o último estrato apresenta gradação normal. Em função dessa distribuição espacial a lâmina foi dividida em quatro áreas denominada zona 1 (terço inferior), zona 2 (terço médio), zona 3 e 4 (terço superior da lâmina).

A zona 1 tem cor amarela clara mosqueada (*mottle*) com vermelho bruno. O material é apédico. A distribuição relativa é porfírica, pontualmente quitônica. Os clastos são suportados, polimodais, moderadamente selecionados, com lâminas horizontais e gradação inversa. O contato entre os grãos é pontual, côncavo/convexo e flutuantes. A distribuição de base é relativa e a relação indivíduos semelhantes e indivíduos diferentes é granular. Os grãos do esqueleto (figura 46c) são compostos por fragmentos de arenito, folhelho, pedorrelíquias e quartzo, cujas principais características são as seguintes.

- a) arenito (Ar): são arenitos bem preservados, com esqueleto de quartzo na fração areia muito fina; possuem formas cilíndricas e lenticulares (*equant, prolate*), subarredondados e arredondados com superfície lisa; correspondem a aproximadamente 5% do esqueleto;



- b)** folhelho (FL): bem preservados possuem forma cilíndrica e lenticular (triaxial, prolate) subarredondados e arredondados com superfícies lisas (figura 46c); são encontrados na fração grânulo e areia muito grossa, grossa, média e fina; correspondem a 15% do esqueleto;
- c)** quartzo (Qz): compreendem aproximadamente 60% do esqueleto e é encontrado em todas as frações de areia (figura 46c). São arredondados e subarredondados, com superfícies lisas;
- d)** pedorrelíquias (Ag): bem preservadas a moderadamente preservadas. Possuem cor bruna; predominam na fração areia muito grossa ocorrendo, também, nas frações areia grossa e média; em geral são bem individualizadas, arredondadas e cilíndricas, com superfície ondulada e rugosa; o esqueleto dessas unidades é constituído basicamente por quartzo na fração areia média e muito fina; estes são subangulosos e angulosos com superfícies rugosas e lisas; a distribuição de base é aleatória (indivíduos semelhantes em relação a si); a distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta; a estrutura plásmica pode ser pontualmente isótica (devido à presença de ferro e húmus) ou sépica, tipo massépica (extinção estriada, com iluminação por estrias alternadas e unidades anisotrópicas dispostas em linhas paralelas).

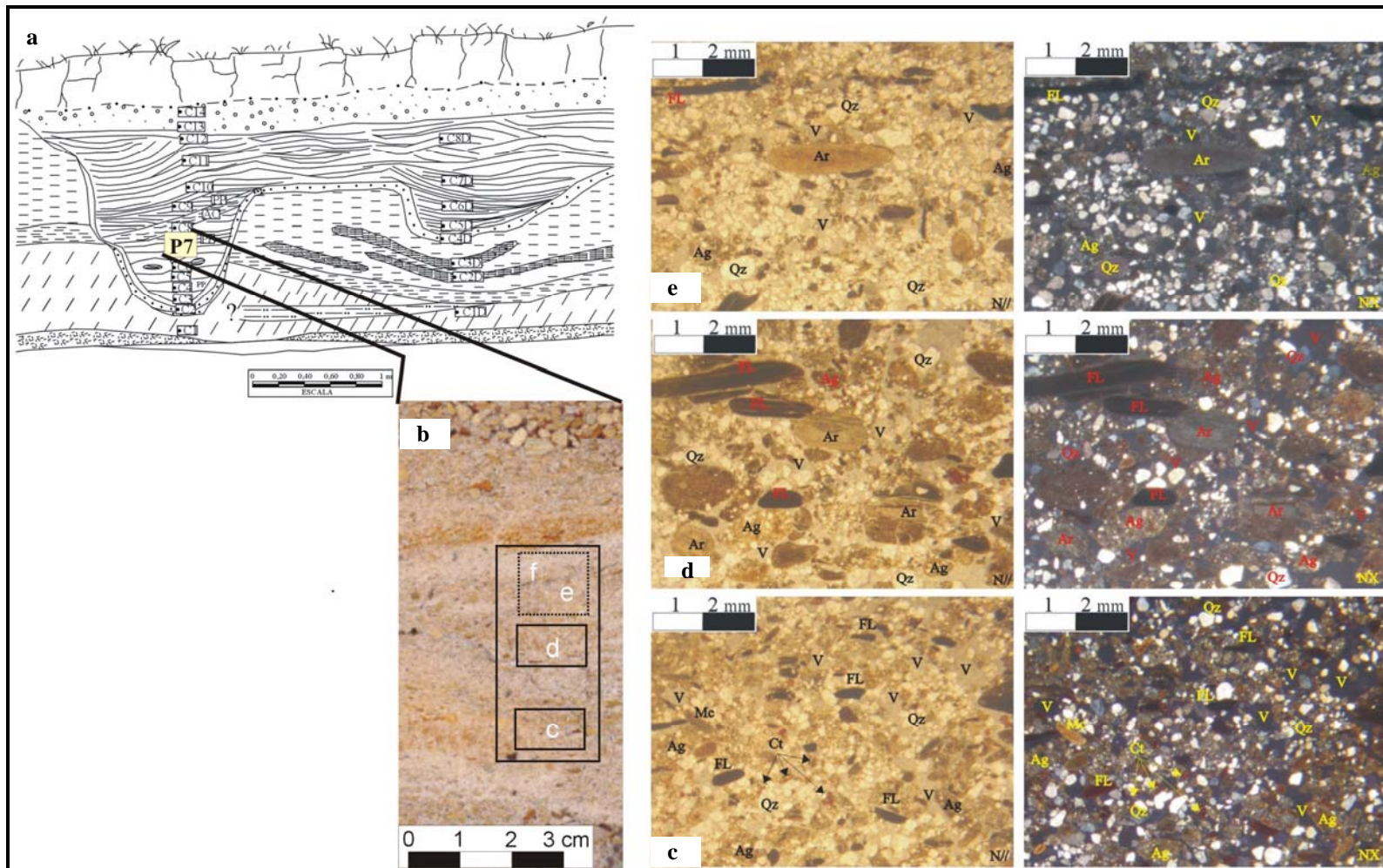
O plasma da zona 1, quando identificado, é constituído por oxidratado de ferro, e húmus é isótico (figura 46c). Os poros predominantes são vazios intergranulares simples, isentos de cutans, e poucos canais em seções transversais. Cutans ou *coating* ocorrem capeando ou preenchendo parcialmente poros intergranulares e ortocavidades.

A zona 2 tem cor amarela clara, mosqueada com vermelho bruno. O material é apédico. A distribuição relativa (*c/f*) é enáulica. Os clastos são suportados, polimodais, moderadamente selecionados, com estratos de aproximadamente 3 mm e sem gradação (figura 46d). O contato entre os grãos é flutuante e côncavo/convexo. A distribuição de base é relativa e a relação entre indivíduos semelhantes e indivíduos diferentes é granular. Os grãos do

esqueleto são compostos por fragmentos de arenito, folhelho, pedorrelíquias e quartzo, cujas principais características são as seguintes.

- a)** arenito (Ar): são bem preservados, com esqueleto de quartzo na fração areia muito fina; possuem formas cilíndricas e lenticulares (*equant, prolate*), subarredondados e arredondados com superfície lisa; são encontrados na fração grânulo e areia muito grossa; correspondem a aproximadamente 25% do esqueleto;
- b)** folhelho (FL): bem preservados possuem forma cilíndrica e lenticular (*triaxial, prolate*) subarredondados e arredondados com superfícies lisas; são encontrados na fração grânulo, areia muito grossa e grossa; correspondem a 25% do esqueleto;
- c)** quartzo (Qz): compreendem aproximadamente 30% do esqueleto, sendo encontrado em todas as frações de areia; são arredondados e subarredondados, com superfícies lisas;
- d)** pedorrelíquias (Ag): bem preservadas a moderadamente preservadas, correspondendo a 20% do esqueleto; possuem cor bruna; ocorrem na fração grânulo e areia muito grossa; via de regra são bem individualizadas, arredondadas e cilíndricas, com superfície ondulada e rugosa; algumas unidades apresentam deformações sindeposicionais; o esqueleto dessas unidades é constituído basicamente por quartzo na fração areia média e muito fina; estes são subangulosos e angulosos com superfícies rugosas e lisas; a distribuição de base é aleatória (indivíduos semelhantes em relação a si) e porfírica (indivíduos semelhantes em relação a indivíduos diferentes); a distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta; estrutura plásmica é massépica (extinção estriada, com iluminação por estrias alternadas e unidades anisotrópicas dispostas em linhas paralelas), insépica e esquel-massépica.

Os poros predominantes são vazios intergranulares simples, isentos de cutans, e poucos canais em seções transversais. Cutans ou *coating* não foram identificados.



**FIGURA 46 – a) Localização da amostra no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da amostra P7b; em “c”, “d” e “e” microfotografias da amostra P7b; c) distribuição relativa**

**porfírica simples, pontualmente quitônica da zona 1; d) microfotografia (zona 2) do estrato cujo esqueleto é formado, principalmente, por material na fração grânulo, areia muito grossa e grossa; e) detalhe do estrato com estrutura maciça da zona 3. Quartzo (Qz); mica (Mc); folhelho (FL); arenito (Ar); estrutura plásmica isótica (Is); vazios ou poros (V); cutans de grãos livres (Ct); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

Com cor amarela clara e apédica a zona 3 possui distribuição relativa enáulica, pontualmente mônica (figura 46e). Os clastos são suportados, polimodais, moderadamente selecionados, com estratos maciços e sem gradação. O contato entre os grãos é pontual, côncavo/convexo e flutuantes. A distribuição de base é relativa e a relação indivíduos semelhantes e indivíduos diferentes é granular. Os grãos do esqueleto são compostos por fragmentos de arenito (10%), folhelho (20%), pedorrelíquias (25%) e quartzo (45%). As demais características do esqueleto já estão descritas na zona 2. Os poros predominantes são vazios intergranulares simples, isentos de cutans, e poucos canais em seções transversais. No caso da zona 4, podem-se aplicar as mesmas características descritas para a zona 3 com exceção da estratificação. Na zona 4 tem-se gradação normal.

#### 5.2.1.5.1 Interpretação da lâmina

Sob a perspectiva sedimentológica, duas situações favorecem a gradação inversa: fluxo de gravidade ou deposição por águas rasas, neste último caso compõem unidades delgadas de poucos mm a 1 ou 2 mm. A posição da amostra na seção se aplica ao último caso. O caráter maciço dos dois estratos pode ter origem na deposição muito rápida de material em suspensão ou na ausência de material transportado por tração. A gradação normal resulta de acréscimos sucessivos de materiais cada vez mais finos resultantes de corrente de fluxo decrescente, com redução de competência ao longo do tempo. Esta seção delgada corresponde à estrutura de estratos plano-paralelos do canal. Ela reflete, portanto, fluxos distintos na formação dos estratos.

#### 5.2.1.6 Lâmina P8d3 (Aluvial com lâminas paralelas de topo de canal)

Seção delgada oriunda de depósito aluvial que recobre os canais da Seção Formigueiro (figura 47a). A lâmina possui laminação paralela com gradação inversa (figura 47b). São dois estratos que ocupam distintas posições na lâmina delgada; portanto, serão individualmente descritos. O estrato composto por maioria quantitativa de indivíduos na fração areia e que ocupa a porção média inferior da lâmina, será descrito como zona 1. Já o material do meio superior da lâmina, composto quantitativamente por indivíduos na fração grânulo será denominado e descrito como zona 2.

A zona 1 tem cor amarelo-avermelhado com mosqueamento vermelho. O material é apédico. A distribuição relativa é porfírica simples, com clastos suportados polimodais, moderadamente selecionada sem estratificação nem gradação. O contato entre os grãos é pontual e flutuante. A distribuição de base é relativa, pontualmente bandada, e a relação indivíduos semelhante e indivíduos diferentes é porfírica. Os grãos do esqueleto são compostos por folhelhos cilíndricos e lenticulares (*oblate, prolate*), subarredondados com superfícies lisas, na fração grânulo. Nesta fração também ocorrem arenitos finos, subarredondados e arredondados, com superfícies rugosas. Já os grãos de quartzo são encontrados em todas as frações de areia e são arredondados e subarredondados com superfície lisa. A estrutura plásmica é isótica (figura 47c) e pontualmente esquel-massépica. Bioporos dendríticos (raízes) e anastomosados (escavadores) atuais perturbam o depósito. Cutans restringem-se a poucos canais e câmaras, além de hipocutans em grânulos de arenito fino.

A zona 2 tem cor amarelo-avermelhada com mosqueamento vermelho bruno. O material é apédico, e o contato com a zona um é nítido. A distribuição relativa (*c/f*) é quitônica. Os clastos são suportados, polimodais, pobremente selecionados, sem estratificação e gradação. A distribuição de base é relativa e a relação entre indivíduos semelhantes e indivíduos diferentes é porfírica. O contato entre os grãos é pontual, podendo ser suturado e flutuante. Os grãos do esqueleto são constituídos por arenitos e folhelhos na fração seixo, grânulo e areia muito grossa. Pedorrelíquias são encontradas na fração grânulo até areia média. Os grãos de quartzo são encontrados em todas as frações de areia. As principais características

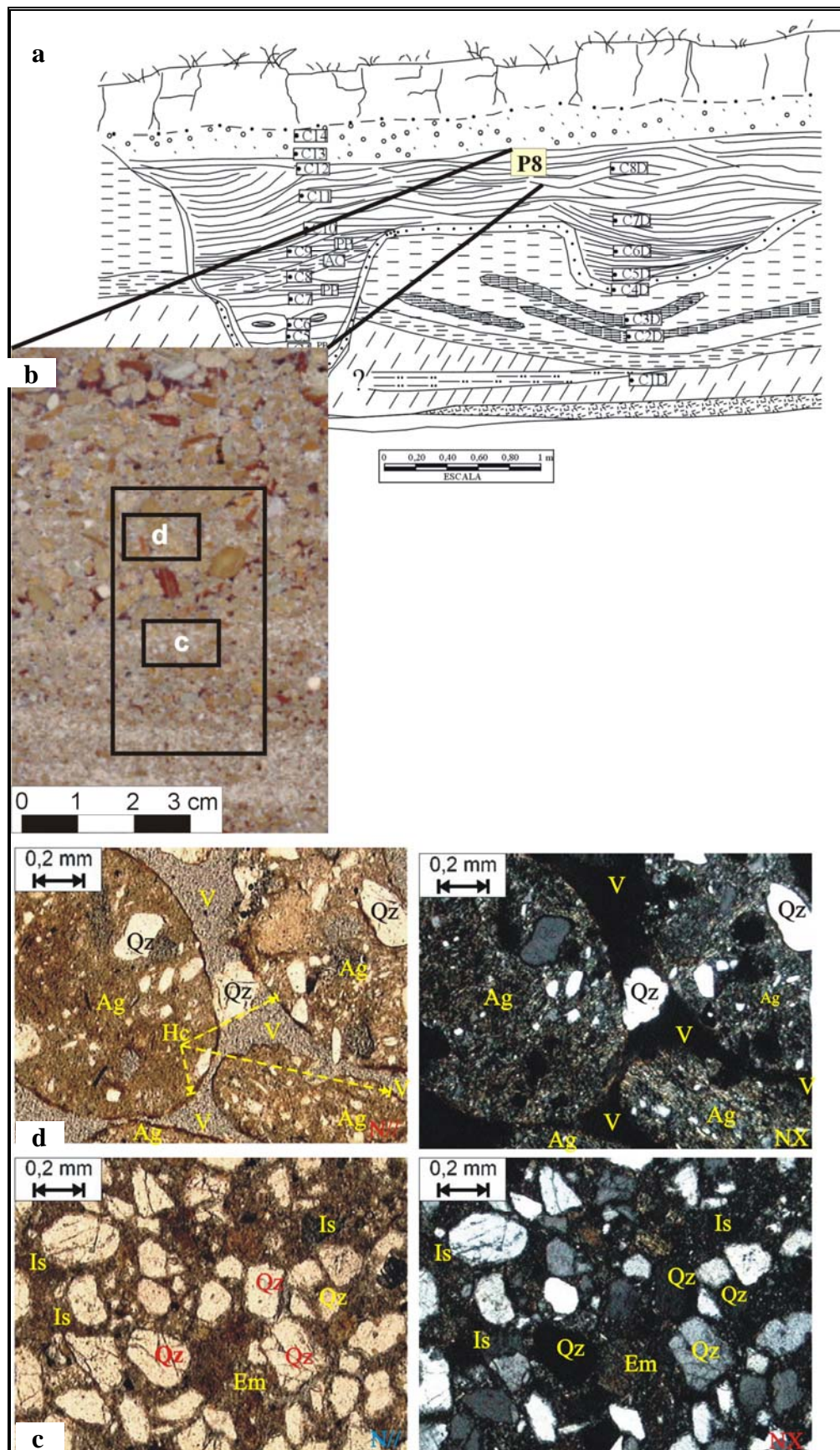


FIGURA 47 – a) Localização da amostra P8 no Canal da Seção Formigueiro. b) localização da lâmina na fatia da

**amostra P8; c) microfotografia da zona 1 com destaque para o plasma isótico (Is), pontualmente esquel-massépico (Em); d) microfotografia da zona 2 destacando as pedorrelíqueas (Ag) com plasma massépico, Hipocutans (Hc) e poros intergranulares (V). Note estrutura plásmica massépica e esquel-massépica (Em) das pedorrelíqueas. Quartzo (qz); vazios ou poros (V); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

desses elementos estão descritas a seguir:

- a)** arenito (Ar): são arenitos com esqueleto formado, principalmente, por quartzo na fração areia fina, com formas cilíndricas e circulares, subarredondados e arredondados com superfícies lisas; são encontrados nas frações seixo até areia muito grossa;
- b)** folhelho (FL): bem preservados possuem forma cilíndrica e lenticular (triaxial, *prolate*) subarredondados e arredondados com superfícies lisas;
- c)** quartzo (Qz): como grãos livres correspondem a menos de 10% do esqueleto; são arredondados e subarredondados, com superfícies lisas;
- d)** pedorrelíqueas: bem preservadas a moderadamente preservadas (figura 47d); possuem cor bruna; predominam na fração grânulo e em menor quantidade na fração areia muito grossa e grossa; via de regra são bem individualizadas, arredondadas com superfície ondulada e rugosa. Algumas unidades apresentam deformações sindeposicionais; o esqueleto dessas unidades é constituído basicamente por quartzo na fração areia média e muito fina; estes são subangulosos e angulosos com superfícies rugosas e lisas; a distribuição de base (indivíduos semelhantes em relação a si) é aleatória e porfírica (indivíduos semelhantes em relação indivíduos diferentes); a distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta; a estrutura plásmica é massépica e esquel-massépica.

As principais formas de poros são vazios de empilhamento simples, fissuras planares e canais e câmaras. A presença de cutans esta restrita a grãos livres e poucos hipocutans em fragmentos de pedorrelíqueas.

#### 5.2.1.6.1 Interpretação da lâmina

A descrição da lâmina demonstra um evento deposicional com capacidade de transporte alterada durante o processo de deposição. O fluxo que depositou a zona 1 teve sua competência de erosão e transporte aumentada, provavelmente por pulso pluviométrico dentro de um mesmo evento chuvoso.

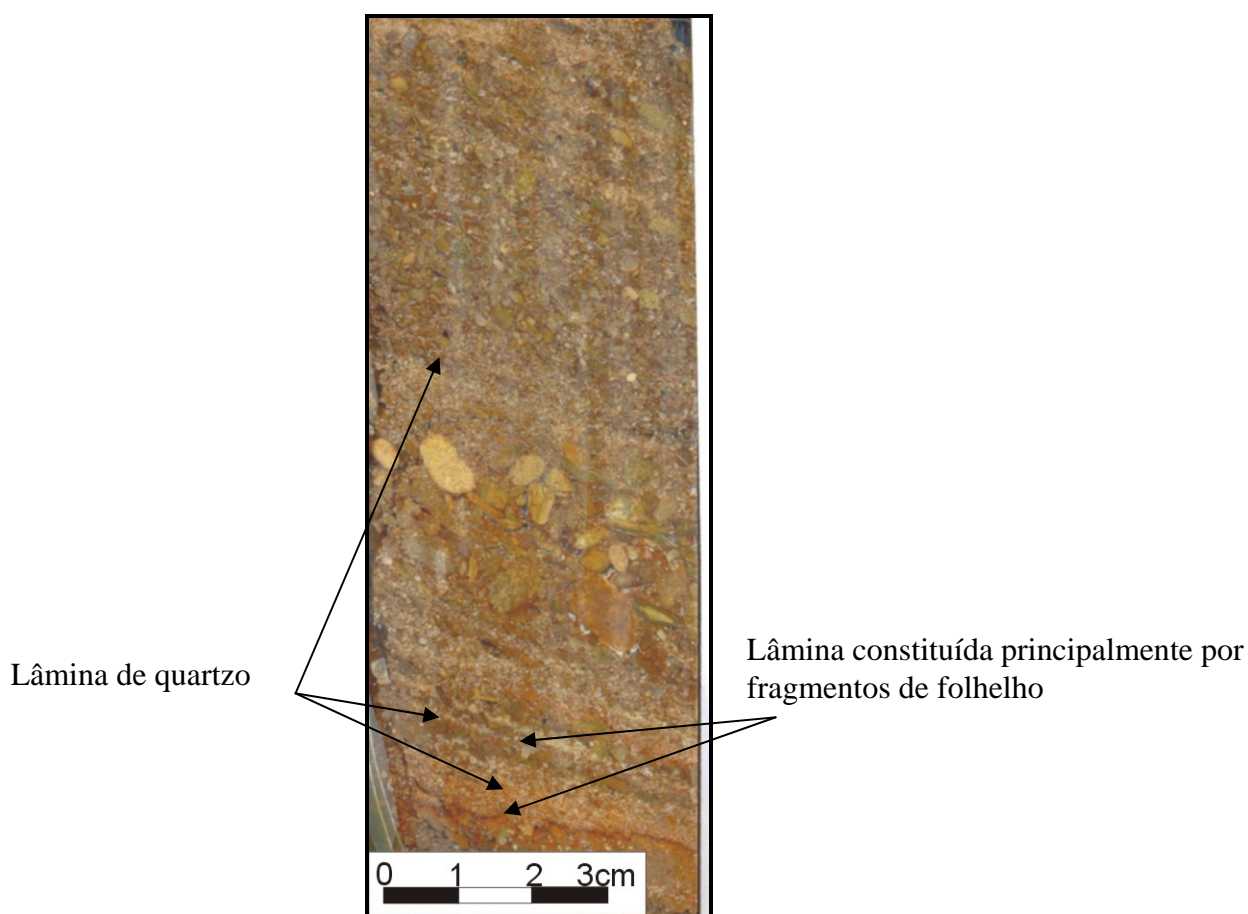
#### 5.2.2 Estratificação gradacional

No canal da Seção Colher a estratificação gradacional foi pouco reconhecida macroscopicamente nos depósitos de canais. Apesar de o material sedimentar ser representado principalmente por areia, grânulos e seixos, o arranjo dos fragmentos não ocorre de forma gradacional. Somente na porção central do canal (seqüência 4), três estratos apresentam essa forma de estrutura, sendo duas normais e uma inversa. Os fragmentos que constituem as estruturas com gradação normal são grânulos e seixo de até 1 a 2 cm. Na gradação inversa os clastos são areia, grânulos e seixos de até 7 cm, predominando areia grossa; a organização dos materiais é clasto-suportado.

#### 5.2.3 Estratificação cruzada festonada

A estratificação cruzada festonada é bem visível no canal da Seção Colher, enquanto no canal da Seção Formigueiro ela se encontra bastante reduzida e perturbada por crescimento de raiz. Por este motivo serão descritas somente as estruturas presentes no canal da Seção Colher. Os sedimentos que predominam nesta estrutura são: areia fina, média e grossa, grânulos e raros seixos. É marcante, nesses estratos, a segregação de minerais e rochas que formam as lâminas, principalmente da base da seqüência (figura 48). No topo da seqüência os estratos são constituídos por clastos grossos (grânulos e seixos) de folhelho e siltito. Em cada lâmina essencialmente arenosa predomina quartzo; as areias são bem lavadas e muito bem selecionadas. No conjunto de seqüência de lâminas cruzadas festonadas, os sedimentos do topo (figura 37 seqüência 5) foram datados por Termoluminescência em 22.100 +/- 2.700 anos.





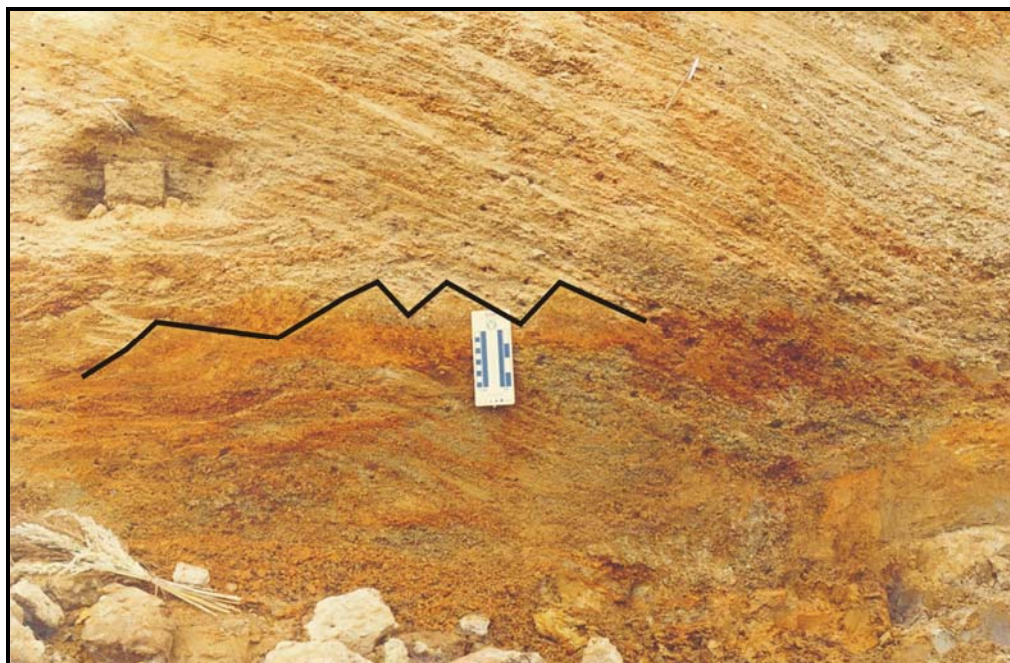
**FIGURA 48 - Face transversa de estratificação cruzada festonada, do canal da Seção Colher; apresenta segregação de minerais e rochas formadores das lâminas e estratos.**

A primeira seqüência de estratos, que apresenta estratificação cruzada festonada, ocorre na base do canal (figura 37, seqüência 3) com constituintes granulométricos na fração areia fina e média, formando principalmente lâminas, grânulos formando estratos de até 2 cm de espessura e seixos que formam estratos de 2 cm. Uma segunda seqüência de estratificação cruzada festonada ocorre nas bordas do canal. Nela os estratos são comparativamente menores que os da primeira seqüência na base. Os sedimentos envolvidos são areia e grânulos, acomodados em lamina de 1 a 2 mm de espessura. São mantidos nesta seqüência os mesmos tipos de minerais e rochas e a segregação deles nas lâminas.

#### **5.2.4 Estratificação de marca ondulada**

No canal da Seção Colher, essa forma de estratificação assenta-se acima da estratificação festonada (figura 37, seqüência 4). Os constituintes granulométricos

variam desde argila até seixo. As lâminas são definidas macroscopicamente somente em amostra indeformada (figura 49), porque em campo a forte semelhança entre a matriz argilosa e os constituintes grossos dá aspecto maciço ao depósito. Os teores de argila e silte deram grande coesão à estrutura, como pode ser observado em campo.



**FIGURA 49 – Estrutura de marca ondulada em depósito de preenchimento de canal – Seção Colher (seqüência 4).**

### **5.2.5 Estrutura de lâminas cruzadas inclinadas**

No Canal Formigueiro elas são constituídas por uma seqüência de lâminas descontínuas, com espessura média de 30 cm em sua profundidade máxima, Os constituintes granulométricos dos estratos variam de areia média e grossa até seixos de até 1 cm de diâmetro.

No Canal Colher, as lâminas cruzadas inclinadas ocorrem na base da seção (Seqüência 2) em seqüência de 38 cm. São lâminas de fragmentos de rocha e quartzos nos tamanhos areia muito grossa e grânulo, que se alternam. Os sedimentos que formam esta estrutura foram datados com idade de 26.830 +/- 2.600 anos.



**FIGURA 50 – Laminação inclinada em depressão erosiva da seção Formigueiro.**

#### 5.2.5.1 Lâmina 69 (Aluvial de laminação inclinada)

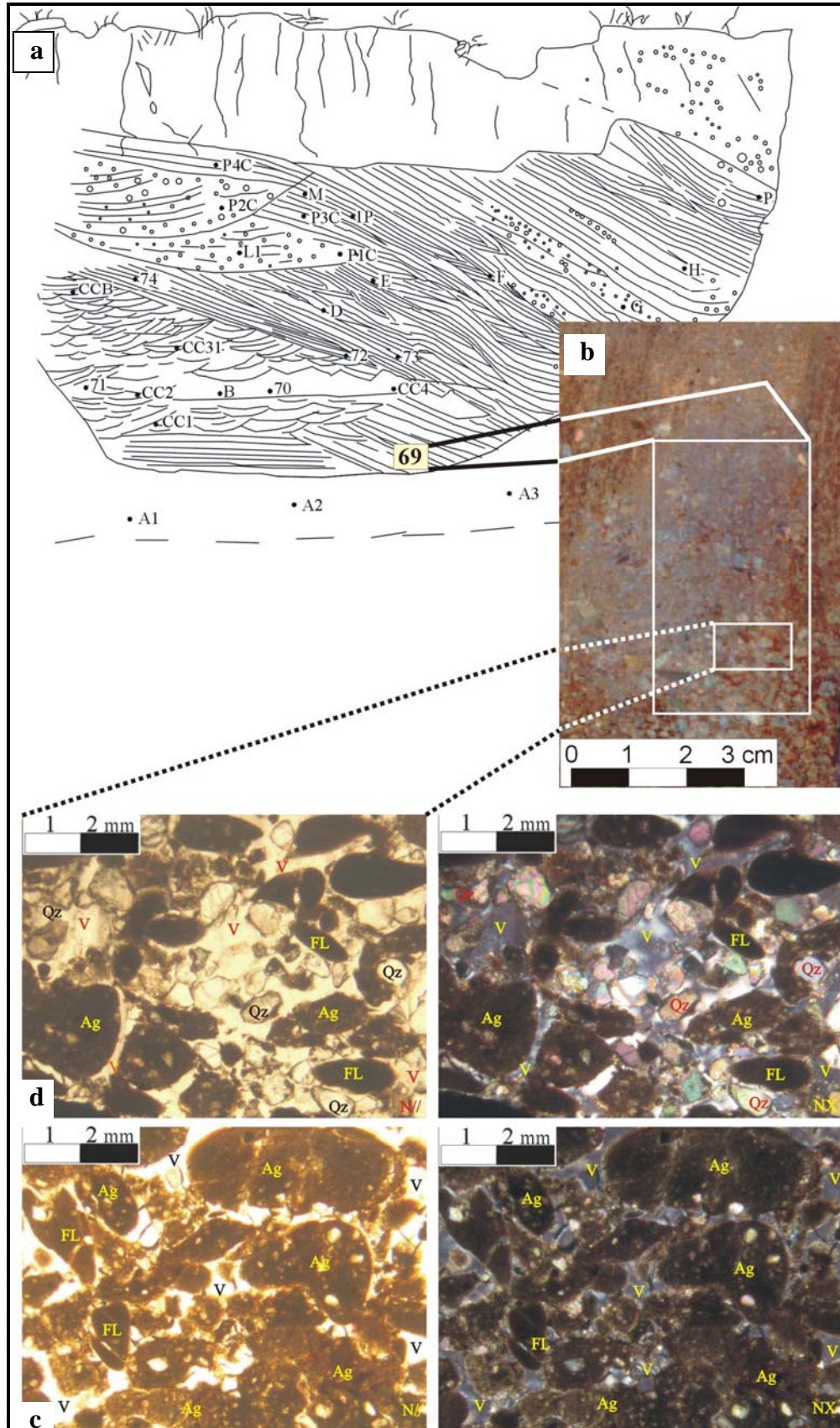
Seção delgada de depósito aluvial de preenchimento de canal (figura 25a e 51a). A amostra foi extraída nas camadas inclinadas na base do canal da Seção Colher. O material é típico de depósito subaquoso, com evidência de deformação sindeposicional de parte do esqueleto (pedorrelíqueas). As cores predominantes são bruno e cinza-esverdeado com manchas amarelo-avermelhada e bruno-avermelhada. De forma geral a amostra é apédica. A distribuição relativa ( $c/f$ ) é mônica e enáulica (figura 51c e 51d). Os clastos são suportados, polimodais, bem selecionados, com estratificação horizontal e gradação normal. Em função desta estratificação, a lâmina foi dividida em duas zonas.

A segunda zona corresponde ao quinto superior da lâmina. Neste setor o esqueleto é composto por folhelho, arenito e pedorrelíqueas na fração grânulo, e quartzo na fração areia grossa e areia média. A distribuição relativa ( $c/f$ ) é mônica (figura 51d) e enáulica. Os clastos são suportados, polimodais, pobremente selecionados, sem estratificação ou gradação. O contato entre os grãos é flutuante (predominante), pontual e côncavo-convexo. A distribuição de base é relativa e a relação entre indivíduos semelhantes e diferentes é porfírica. Nesta porção da lâmina os poros ou vazios são de empilhamento simples, havendo, também, orto e

meta cavidades. A presença de cutans é restrita a cutans de grãos livres que cimentam ou unem vários indivíduos.

A primeira zona compreende os demais quatro quintos da lâmina. Nesta zona não há ocorrência de quartzo na forma de grãos livres, ele ocorre apenas como componente de pedorrelíquias e arenitos (figura 51a e 51b). A distribuição relativa (*c/f*) é mônica e enáulica (figura 51c). Os clastos são suportados, polimodais, bem selecionado, sem estratificação e gradação. O contato entre os grãos é flutuante (predominante), pontual e côncavo/convexo (principalmente entre pedorrelíquias com deformações sindeposicionais). A distribuição dos grãos é relativa e porfírica. Os poros são de empilhamento simples, além de orto e meta cavidades, e poucas fissuras planares. A presença de cutans esta restrita a cutans livres que não raro, cimentam vários indivíduos. As principais características do esqueleto, das duas zonas serão descritas a seguir.

- a)** Quartzo: a ocorrência deste mineral, na forma de grãos livres, é restrita ao quinto superior da lâmina (segunda zona). Nesta porção da lâmina é encontrado na fração areia grossa e média, podendo ser subarredondados e subangulosos com superfície de contato lisa e ondulada.
- b)** Folhelhos: são vermelho brunado, encontrados principalmente na fração grânulo e areia muito grossa. Podem se apresentar sob a forma tabular e lenticular, arredondados e lisos, geralmente pouco alterados. São encontrados dispersos pela lâmina.
- c)** Arenito: relativamente bem preservados, são arredondados e subarredondados, com superfícies lisas e/ou onduladas. Mais comumente encontrados na fração grânulo e areia muito grossa. Aproximadamente 3% destes clastos possuem hipocutans. Foram identificados dois tipos de fragmentos de arenito; um com esqueleto constituído predominantemente por areia muito fina, geralmente subangulosa e lisa. O outro tipo de arenito possui esqueleto formado por quartzo na fração areia média e areia fina. Em geral este tipo de arenito apresenta superfície ondulada e rugosa. Ambos distribuem-se igual e aleatoriamente pela lâmina.



**FIGURA 51** – a)Localização da amostra no Canal Colher. b) localização da lâmina na fatia da amostra 69; em c e d microfotografias de depósito aluvial (lâmina

**69); c) microfotografia do esqueleto da seção um, formada basicamente por pedorrelíqueas (fragmentos de solo) com ausência de grãos de quartzo livre; relação (c/f) mônica. d) esqueleto formado por quartzo livre e pedorrelíqueas; distribuição (c/f) mônica. Quartzo (Qz); pedorrelíqueas (Ag); folhelho (FL); vazios ou poros intergranulares (V); nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

**d)** Pedorrelíqueas: bem preservadas a moderadamente preservadas, com cor vermelho brunado. Predominam na fração grânulo e em menor quantidade na fração areia muito grossa e grossa. Via de regra são bem individualizadas, arredondadas com superfície ondulada e rugosa. O esqueleto dessas unidades é constituído basicamente por quartzo na fração areia muito fina. Estes são subangulosos e angulosos com superfícies lisas. A distribuição de base (indivíduos semelhantes em relação a si) é aleatória e porfírica (indivíduos semelhantes em relação indivíduos diferentes). A distribuição relativa (c/f) é porfírica aberta. Estrutura plásmica é massépica (extinção estriada, com iluminação por estrias alternadas e unidades anisotrópicas dispostas em linhas paralelas), insépica e esquel-massépica.

Os poros são microporos, ortoporos, de empilhamento ou intergranulares simples, ocorrendo cavidades orto e meta, além de pouquíssimas fissuras planares (dilatação/contração). A ocorrência de cutans é baixa. Quando ocorrem, é sob a forma de cutans de grãos livres que, geralmente, servem de cimento entre os grãos. Há ocorrência, também, de cutans típicos de canais e fissuras planares. O material destes cutans é constituído por oxiidratado de ferro, não laminado com orientação difusa e raramente estriada.

#### 5.2.5.1.1 Interpretação da lâmina

A análise da seção delgada indica que a unidade pertence a depósito aluvial, com processos pedogenéticos incipientes. A presença de estratos inclinados, identificado tanto em escala meso quanto micro, resultam de laminação cruzada inclinada da base do canal Colher. A idade desse sedimento, estimada por termoluminescência é de 26.100 +/- 2.700 anos (ver capítulo IV).

O arranjo do esqueleto e ausência de matriz-S sugere que o material corresponde a depósito subaquoso, com fluxos capazes de transportar e depositar fragmentos erráticos na fração areia muito grossa e grânulos. A hipótese adotada para explicar a ausência de finos nesta amostra, segue a mesma hipótese da amostra 71, que pode ser compreendida de três formas:

- a) a energia do fluxo permitiu somente a deposição de material da fração areia muito grossa, grossa e grânulos, tendo competência, ainda para transportar os mais finos;
- b) o material fino foi “lavado” por ação de movimentos ondulatórios do meio líquido que efetuou a retirada e transporte desta fração do material (silte e argila);
- c) posteriormente a deposição destas unidades e daquelas que se sobrepuseram, processos de lixiviação e eluviação promoveram a retirada dos finos; esta ação permitiu o surgimento de elevado número de vazios ou poros, fato não corroborado pela descrição das lâminas.

Em outras palavras, é possível afirmar que o depósito mantém suas estruturas originais, com provável alteração na estrutura dos colóides que o compunham originalmente, provavelmente através de perda ou alteração de parte deles, seguida de novos processos iluviais.

#### **5.2.6 Estratificação cruzada planar**

No canal da Seção Colher, são registradas cinco seqüências de estratos cruzados planares. A primeira seqüência (figura 37, seqüência 6), com estratificação cruzada planar, está depositada sobre as lâminas de estratificação cruzada festonada em ângulo de repouso de 16°. Os constituintes granulométricos destas estruturas são representados predominantemente por areia média e grossa; excepcionalmente formam-se estratos com areia muito grossa. Não raro, ocorre

alternância de estratos constituídos essencialmente por areia bem lavada e por fragmentos de rocha (predominantemente folhelho e siltito) (figura 52).



**FIGURA 52 – Face transversa de estratos cruzados planares do canal da Seção Colher (Am 73) (Nota a segregação de minerais e rochas formadores dos estratos e lâminas).**

A segunda seqüência com este tipo de estratificação repousa sob a primeira em contato erosivo em ângulos de  $23^\circ$  (figura 37 seqüência 7). As lâminas são formadas essencialmente por areia fina e média constituídas de quartzo; os estratos mais espessos são formados por sedimentos de granulação areia grossa e grânulos principalmente, excepcionalmente ocorrem seixos de até 2 cm de diâmetro. Esses estratos são formados por fragmentos de quartzo, quartzito, folhelho e siltito. Na terceira seqüência com este tipo de estrutura há significativo aumento na dimensão granulométrica dos clastos (figura 37, seqüência 8). Nela ocorrem lâminas e estratos formados por clastos de argilito, siltito, folhelho e arenito. O ângulo de repouso das camadas desta seqüência é de  $27^\circ$ . A quarta seqüência apresenta estratos com espessura de 2 mm a 1 cm e eventualmente 5 a 6 cm. (figura 37, seqüência 9). As lâminas são formadas por areia fina e média. Os estratos mais espessos são formados por clastos de rocha de tamanho grânulo e seixos arredondados e bem



selecionados. A base da seqüência é formada por estratos mais espessos. Nesta seqüência o ângulo de repouso é de 23°.

A última seqüência de estratos cruzados planares (figura 37, seqüência 10). é constituída por clastos de rocha de tamanho grânulo e seixos de até 1 cm, os estratos têm espessura de 3 mm. O topo encontra-se perturbado por processos pedogenéticos que destruíram em parte as estruturas. Constatou-se nesse conjunto de seqüências que houve aumento de tamanho dos grãos em direção ao topo do canal. As seqüências 6,7 e 8 foram truncadas por erosão e posterior sedimentação que formou os estratos cruzados acanalados.

No canal maior da Seção Formigueiro os estratos cruzados planares formam seqüência de 23 cm de espessura, com ângulo de inclinação de 19°, contudo estão bastante perturbados por crescimento de raízes (indicados por C10 e C11).

#### 5.2.6.1 Lâmina 10d (Aluvial de laminação cruzada planar)

A amostra foi extraída do canal maior da Seção Formigueiro (figura 53a). A amostra na lâmina é granocrescente. A porção média inferior (zona 1) é ocupada por material constituído predominantemente por grânulos e areia grossa a média. Esta porção da lâmina tem cor amarela e bruno. A distribuição relativa é porfírica, pontualmente quitônica. Os clastos são suportados, bimodais, com matriz bem selecionada. O contato entre os clastos é pontual e côncavo/convexo. Os grãos do esqueleto são compostos predominantemente por arenito (figura 53c) na fração seixo (20%), grânulo (45%) e areia muito grossa. Os grãos de quartzo em menor proporção são identificados em todas as frações de areia (35%). As principais características são as que seguem.

- a)** arenito (Ar): são arenitos bem preservados, com esqueleto de quartzo na fração areia fina e muito fina, possuem formas circulares e elípticas (*equant, prolate*); são subarredondados e arredondados com superfície lisa. Correspondem a aproximadamente 60% do esqueleto;
- b)** quartzo (Qz): na forma de grãos livres correspondem a aproximadamente 25% do esqueleto e é encontrado em todas as frações de areia. São arredondados e subarredondados, com superfícies lisas.

Microporos são via de regra, fissuras planares e rachaduras, com poucos vazios intragranulares simples. Cutans foram identificados revestindo, parcialmente, fissuras planares e grãos (figura 53c).

O material da porção médio superior da lâmina (zona 2) possui concentrações de areia média e fina, o que não é encontrado na zona 1 (figura 53d). O material tem cor bruno, é apédico e tem distribuição relativa (*c/f*) porfírica simples. Os clastos são suportados, polimodais, pobremente selecionados, sem estratificação e gradação. O contato entre os grãos é pontual e localmente côncavo/convexo. O esqueleto possui grãos de arenito na fração grânulo e areia muito grossa e grossa. Grãos de quartzo foram identificados em todas as frações de areia. As principais características do esqueleto são as abaixo expostas.

- a)** arenito (Ar): são arenitos bem preservados, com esqueleto de quartzo na fração areia fina e muito fina; possuem formas circulares e elípticas (*equant, prolate*); são subarredondados e arredondados com superfície ondulada e rugosa; correspondem a aproximadamente 30% do esqueleto;
- b)** quartzo (Qz): correspondem a aproximadamente 60% do esqueleto e são encontrados em todas as frações de areia; são arredondados e subarredondados, com superfícies lisas (figura 53e).

O plasma é sépico e pontualmente esquel-massépico. Os vazios predominantes são canais, câmaras e orto e metacavidades. Foram identificados nódulos puros na fração areia fina.

#### 5.2.6.1.1 Interpretação da lâmina

A análise da lâmina corrobora as descrições de campo que identificam o depósito como de origem aluvial. Via de regra, os clastos são suportados, polimodais, pobremente selecionados, sem estratificação e gradação e pouco alterados por processos pedogenéticos, os quais não alteraram significativamente as estruturas sedimentares. A ausência de grandes quantidades de material fino pode parecer estar relacionada às próprias características do depósito que parece resultar de fluxo intenso suficiente para transportar os finos.

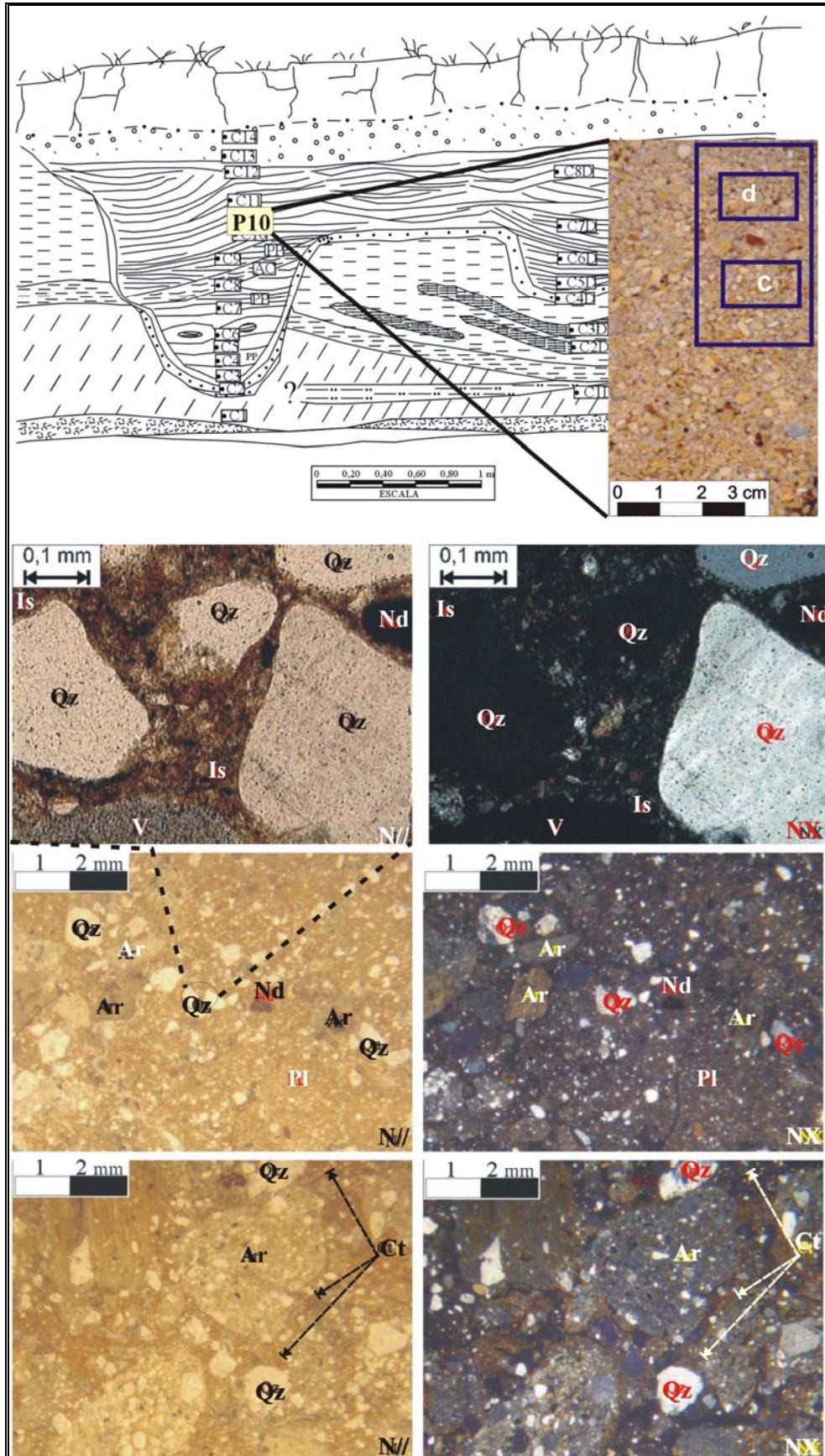


FIGURA 53 – a) Localização da amostra P10 no Canal da Seção Formigueiro; b) localização da lâmina na fatia da

**amostra P10; c) esqueleto constituído de arenito (Ar) na fração grânulo e areia muito grossa, quartzo (Qz); b) Microfotografia da zona de concentração de areia fina e média na zona 2; c) detalhe dos grãos de quartzo e da estrutura plásmica Isótica (Is). Cutans (Ct); Nódulos (Nd); Arenito (Ar); Nicóis paralelos (N//); nicóis cruzados (NX).**

### **5.2.7 Estratificação cruzada acanalada**

No canal da Seção Colher, seqüências de estratos acanalados formam as últimas estruturas sedimentares que preenchem o canal. Os estratos são formados predominantemente por material grosso de dimensão seixo e grânulos (figura 37, seqüências 11 e 12). Os sedimentos envolvidos são grossos, representados principalmente por seixos de rocha. A seqüência é granodecrescente. No topo os fragmentos de rocha que compõem a unidade são de dimensão areia grossa, grânulo e seixos, distribuídos de forma aproximadamente eqüitativa. Os constituintes na base são fragmentos de siltito, argilito, arenito, quartzo e quartzito. No topo predominam siltito, argilito e folhelho e muito pouco quartzo.

As propriedades dimensionais, de constituição e localização das estruturas sedimentares presentes nos depósitos de preenchimento de canal das Seções Colher e Formigueiro estão sintetizadas no quadro 11.

#### **5.2.7.1 Lâmina 71 (Aluvial de laminação cruzada acanalada)**

Seção delgada de depósito aluvial de preenchimento de canal (figura 25a e 54a). A amostra foi extraída do canal da Seção Colher da porção correspondente à laminação cruzada festonada (descrita no capítulo IV). O material (FIGURA 54) é típico de depósitos subaquosos, sem evidências de compactação pós-deposicional. A cor predominante (sob luz natural) é amarelo claro com mosqueado amarelo-avermelhado e bruno. O mosqueamento é dado por fragmentos de folhelho alterado e pela presença de hipocutans em clastos de arenitos. A amostra é apédica e a trama é quitônica, pontualmente gefúrica com clastos suportados, polimodais, pobremente selecionados, sem estratificação e sem gradação. O esqueleto tem distribuição de base aleatória e distribuição relativa granular, sendo constituído, basicamente, por grânulos de arenito, pedorrelíquias e folhelho (FIGURA 54c). A

fração areia é dominada por quartzo e em menor quantidade folhelho muito alterado. As principais características são:

- a) quartzo: compõem todas as frações de areia, são subarredondados e arredondados com superfícies lisas;
- b) folhelhos: são vermelho brunado, encontrados principalmente na fração grânulo e areia muito grossa, areia grossa; podem se apresentar sob a forma tabular e lenticular, arredondados e lisos, geralmente muito alterados;
- c) arenito: relativamente bem preservados, são arredondados e subarredondados, com superfícies lisas e/ou onduladas; mais comumente encontrados na fração grânulo e areia muito grossa; via de regra, aproximadamente 60% destes clastos possuem hipocutans.
- d – **pedorrelíquias**: bem preservados a moderadamente preservados, com cores amarelo claro e vermelho brunado; predominam na fração grânulo e em menor quantidade na fração areia muito grossa e grossa; via de regra são bem individualizadas, arredondadas com superfície lisa ou ondulada; o esqueleto dessas feições é constituído basicamente por quartzo na fração areia muito fina.; estes são subangulosos e angulosos com superfícies lisas; a distribuição de base (indivíduos semelhantes em relação a si) é aleatória e porfírica (indivíduos semelhantes em relação indivíduos diferentes); a distribuição relativa (*c/f*) é porfírica aberta; a estrutura plásmica é massépica (extinção estriada, com iluminação por estrias alternadas e unidades anisotrópicas dispostas em linhas paralelas), insépica e esquel-massépica.

O plasma da amostra, quando identificado é isótico. Os poros são microporos, ortoporos, de empilhamento ou intergranulares simples, ocorrendo cavidades orto e meta, além de fissuras planares (dilatação/contração). A presença de canais e câmaras é baixa. Pedofeições, como cutans de grãos livres que servem de cimento entre os grãos são relativamente comuns. Já cutans de grãos englobados são raros, menos de 1% dos cutans identificados, assim como os cutans típicos de canais e fissuras planares. O material destes cutans é constituído por oxidratado de ferro, não laminado com orientação difusa e estriada.

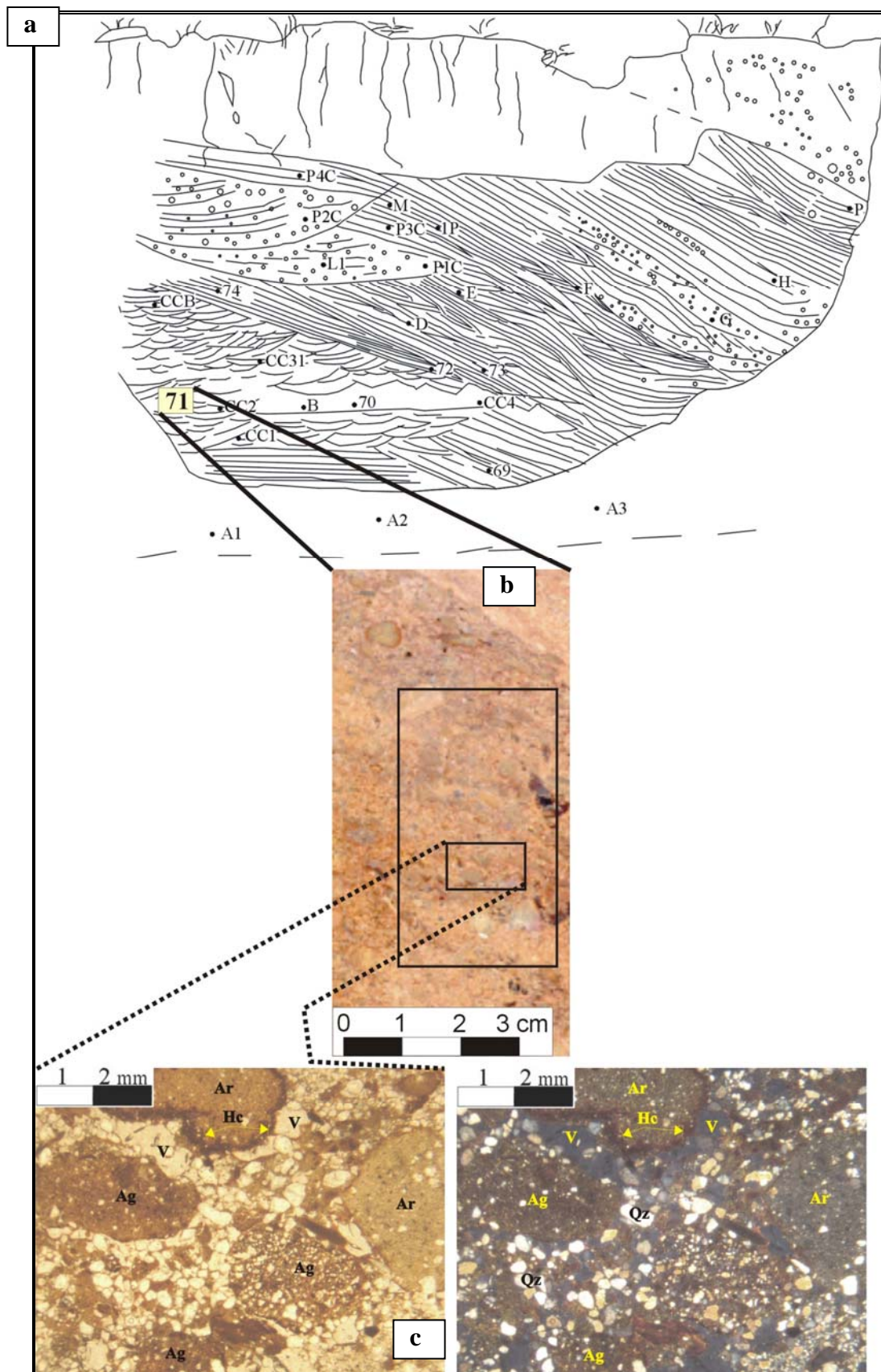


FIGURA 54 – a) Localização da amostra 71 no Canal Colher; b) localização da lâmina na fatia da amostra 71; c)

**microfotografias da composição do esqueleto da amostra 71. Quartzo (Qz); Pedorrelíqueas (Ag); arenito (Ar); cutans de grãos (Ct); hipocutans em fragmentos de arenito.**

#### 5.2.7.1.1 Interpretação da lâmina

A análise da seção delgada indica ser ela oriunda de depósito aluvial com processos pedogenéticos pós-deposicionais incipientes. O arranjo do esqueleto e ausência de matriz-S sugere que o material corresponde a depósito subaquoso, provavelmente oriundo de fluxo com alta energia. Estes fluxos, com alta competência transportaram e depositaram areias e fragmentos erráticos (pedorrelíqueas). A inexistência de finos pode ser entendida de três formas:

- a) a energia do fluxo permitia somente a deposição de material da fração areia e grânulos, tendo competência, ainda para transportar os mais finos;
- b) o material fino foi “lavado” por ação de movimentos ondulatórios do meio líquido que efetuou a retirada e transporte desta fração do material (silte e argila);
- c) posteriormente a deposição destas unidades e daquelas que as sobrepuseram, processos de lixiviação e eluviação promoveram a retirada dos finos; esta ação permite o surgimento de elevado número de vazios ou poros, fato não corroborado pela descrição das lâminas.

Resumindo, é possível afirmar que o depósito mantém suas estruturas originais, com provável alteração na estrutura dos colóides que o compunham originalmente. Provavelmente através de perda ou alteração de parte deles, seguida de novos processos iluviais.

Quadro 11 – Síntese das estruturas sedimentares de depósitos de preenchimento de canal das Seções Colher e Formigueiro

Categoria de estruturas	Local de ocorrência	Espessura da seqüência	Espessura da lâmina ou estrato	textura	Componentes grossos	Nº da estrutura na figura	Frequência	Características adicionais
Estratificação plano-paralela	Base do canal Colher	15 cm	2mm a 1,8 cm	Lâminas arenosa e argilosas	Até 2 mm	1	XX	Sedimentos mal selecionados
	Base do canal Formigueiro		3cm e 3 mm	Areia grossa e grânulos + arenosos	Até 2mm	1	XX	Estratos arenosos constituídos por areia qtzto bem lavada
	Base do canal Formigueiro		8 mm a 3 cm	Areia grossa e seixos + arenosa	Seixos até 1 cm diâmetro	1	XX	
	Base do canal Formigueiro		1 a 4 cm	Grânulos e seixos + grânulos	Seixos de até 6 mm		XX	
Estratificação gradacional	Canal Colher		- 1 cm	Grânulos e seixos	Até 1,2 cm	4	X	3 estratos – 2 com gradação normal e 1 inversa
Micro-estratificação cruzada e cruzada festonada	Base do canal Colher	18 cm	2 a 4 mm excepcionalmente 1 mm ou menos	Areia fina e média + grânulos	Poucos seixos de até 7 mm formam lâminas de 2 cm	3	XXX	Segregação mineral
	Borda do canal Colher	Até 90 cm	1 a 2 mm	Areia e grânulos		5	XXXX	Constituintes menores que na seqüência da base
	Meio Canal Formigueiro	10 cm	2 a 4 mm	Areia média e granulos	Poucos seixos até 6 mm	2	X	Estruturas bastante perturbada por crescimento de raiz
Estratificação o de marca ondulada	Base do Canal Colher	5 a 8 cm	0,5 cm	Areia e grânulo	Poucos seixos de até 6 mm	4	X	Aspecto serrilhado
Estrutura de corte e preenchimento	Incisão menor da seção Formigueiro	30 cm	1 a 3 mm	De areia grossa a seixos	Até 1 cm		X	
Estratificação cruzada planar	Meio e topo do canal Colher Seqüência 1	23 cm	1 a 4mm	Areia média e grossa + areia muito grossa	grânulos	6	XXXX	Alternam-se lâminas de quartzo e lâminas de folhelho e arenito



Quadro 11 – Síntese das estruturas sedimentares de depósitos de preenchimento de canal das Seções Colher e Formigueiro - Continuação

Categoria de estruturas	Local de ocorrência	Espessura da seqüência	Espessura da lâmina ou estrato	textura	Componentes grossos	No da estrutura na figura	Frequência	Características adicionais
5 seqüências	2ª Seqüência	20 cm	2mm a 1,8 cm	Estratos mais delgados são de areia fina e média estratos com mais de 5 mm são de areia grossa e granulo	Seixos de até 2 cm	7	XXXX	Idem anterior
	3ª seqüência	32 cm	4mm a 1,8 cm	Arenosos e granuloso	Seixos até 2 cm	8	XXXX	Ângulo de repouso de 27°
	4ª seqüência	60 cm	2 mm a 1,5 cm excepcionalmente 6 cm	Areia fina e média + granulo e seixo	Seixos até 6 mm	9	XXXX	No meio da seqüência ocorrem camadas de 6 cm formadas por grânulos e seixos de 2 a 4 cm Ângulo de repouso de 23°
	5ª seqüência	23 cm	3 a 7 mm	Areia muito grossa + grânulos e seixos	1 cm	10	XXX	
Estratificação cruzada planar	Topo do canal maior da Seção Colher	30 cm	4 mm a 1 cm	Areia muito grossa a seixos	Seixos até 7 mm		XXXX	
Estratificação cruzada acanalada	Topo do canal Colher	50 cm	3 a 4 cm	Seixos	4 mm a 4 cm	11	XX	Compõem esses estratos quartzo, folhelho, e siltito, arenito

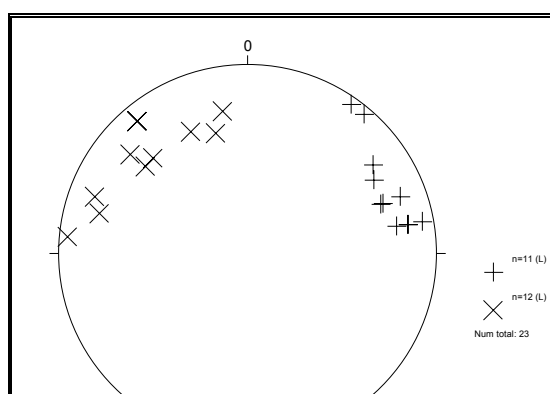
Frequência: XXXX muito alta; XXX alta; XX média; X baixa

### 5.3 Paleocorrentes

Direções de fluxo foram obtidas de medições feitas em estruturas sedimentares da base e do topo do canal preenchido da Seção Colher, sendo a base representada por maior diversidade de estruturas e o topo marcado por

estruturas cruzadas planares (figura 37). As medições de direção de fluxo das estruturas da base indicam direção N20-45E. Essa direção coincide com a orientação obtida pela ligação entre as estruturas de corte e preenchimento das Seções Formigueiro e Colher. Isto considerando-se o pressuposto de que essas estruturas constituem o setor montante e o setor jusante respectivamente desse canal.

As tomadas de direção e inclinação de estratos feitas nas seqüências de estratos cruzados planares que preenchem o topo do paleocanal dão direção que varia entre 120° e 150° SE; essas direções coincidem com a orientação do canal de voçoroca estabilizada denominada voçoroca Colher, que ocorre adjacente à Seção Colher (figura 4). As direções obtidas estão representadas na FIGURA 55.



**FIGURA 55 - Paleocorrentes das estruturas de preenchimento de canal do Canal Colher.**

#### **5.4 Considerações parciais sobre as propriedades e significado das estruturas de sedimentação, de erosão e de deformação e micromorfologia dos depósitos presentes na Seção Colher**

As unidades sedimentares que formam a Seção Colher exibem geometria tabular, à exceção das unidades Alúvio 1, Fragmentos de Folhelho e Fragmentos de Rocha que ocorrem na forma de lente. A caracterização detalhada das estruturas sedimentares dos depósitos de encosta expostos na Seção Colher e Seção Formigueiro revelaram o predomínio das estruturas maciças e de laminação ou estratificação plano-paralela sobre os outros tipos de estruturas. A estrutura plano-

paralela está presente principalmente nas unidades aluviais e alúvio-coluviais que formam lentes na baixa encosta. Portanto as lentes são formadas por diferentes laminações plano-paralelas envolvendo granulometria que varia principalmente de grânulos a silte e argila, apresentando o padrão de distribuição granulométrica das partículas clasto-suportado. A segunda estrutura sedimentar mais freqüente nos depósitos de baixa encosta da Seção Colher é a estrutura maciça que ocorre principalmente em forma de lâmina ou estrato fino e médio em todas as unidades sedimentares. Neste tipo de estrutura o padrão de distribuição granulométrica das partículas é matriz-suportado, que em geral são granulometricamente mal selecionados. Ele é encontrado em uma série de ambientes com alta energia (CONYBEARE e CROOK, 1982) ou fluxo de alta viscosidade (SELBY, 1994). A estratificação plano-paralela está relacionada com correntes de baixa velocidade e a despeito disso, condições de regime de fluxo superior, com baixa capacidade de transporte, são prováveis, podendo ainda ser gerada por suspensão (SUGUIO, 1980), bem como por correntes com profundidades suficientemente grandes que impedem o desenvolvimento de ondas em fase.

Os estratos maciços por sua vez são presumivelmente gerados pela ausência de transporte por tração ou por algum tipo de fluxo de gravidade de sedimento ou por deposição rápida de material de suspensão (BOGGS JR, 1992). Reineck e Singh (1980) sugerem que acamamentos maciços possam ter origem secundária, como bioturbação ou liquefação pós-deposicional.

A estratificação gradacional ocorre em três unidades de sedimentação, porém de forma muito restrita às lentes conglomeráticas e granulosas com padrão de distribuição das partículas clasto-suportado. As gradações são observadas em sedimentos de água pouco profundas e em geral são isolados e esporádicos. Gradação pode ser produzida por sedimentação de nuvens em suspensão, por deposição nas últimas fases de fortes enxurradas (BOGGS JR, 1992). O arranjo interno dos constituintes granulométricos nas lentes constituídas por material grosso revela que padrão de organização dos constituintes granulométricos clasto-suportado dá indícios de deposição em ambiente onde a corrente é suficientemente forte para carrear areia. São encontrados em ambiente fluvial, mas não são particularmente comuns (CONYBEARE E CROOK, 1982). Eles indicam ambiente de

alta energia. Segundo Selby (1994), eles podem resultar de deposição por carga de fundo.

Outra categoria de estrutura sedimentar é de caráter pós-deposicional; nela incluem-se estruturas de deformação plástica ou de rompimento de escala milimétrica envolvendo lâminas finas a até métricas, envolvendo unidades sedimentares. Sob a perspectiva das propriedades hidroplásticas dos materiais foram registrados desde falhamentos a até escape de água. Ainda se incluem gretas de contração como estrutura pós-deposicional que perturbou os sedimentos. As estruturas de micro e meso-escala afetaram somente o Alúvio-colúvio 1, predominantemente o Horizonte Organo-mineral 2 ou a interface entre este e os sedimentos areno-argilosos sobrejacentes. As estruturas pós-deposicionais de macro-escala estão marcadas por dobras e inflexões de lentes das unidades sedimentares da base da seção próximas e em direção à estrutura de corte e preenchimento da Seção Colher.

Um provável escape de água intersticial gerado por redução de água no sistema ou por sobrecarga gerada pelos sedimentos que entulharam o canal poderia ter rompido o equilíbrio local promovendo a compactação dos sedimentos. Em sedimentos argilosos, o escape de água acarreta em diminuição do volume dos sedimentos. Quando a porosidade é reduzida em mais da metade as partículas entram em contato umas com as outras aparecendo verdadeira coesão entre elas. O processo predominante desta fase é a deformação mecânica (CLEMENT e PÉRES-ARLUCEA, 1993). Esses autores afirmam ainda que as deformações sindeposicionais (como dobras convolutas, dobras sinsedimentares, estrutura acanalada deformada) são interpretadas como sendo de origem de escape de água devido à rápida deposição durante as enxurradas, produzindo alta poropressão e instabilidade, seguida por migração de água para zona de baixa pressão.

Considerando os grandes depósitos que ocorrem na baixa encosta, a unidade sedimentar Areia-argilosa Cinzenta apresenta estrutura interna maciça, aparecendo internamente lentes conglomeráticas de caráter predominantemente matriz-suportado, ocorrendo em uma dessas lentes estratificação gradacional. No Alúvio 1 ocorrem estratificação plano-paralela com granulação grossa e fina; estratos gradacionais de forma abundante e estrutura maciça. Todas com organização clasto

suportado. O Alúvio-colúvio 1 apresenta estratificação plano paralela formando as lentes. São estratos e lâminas de granulação que variam de grânulos a argila. Destaca-se nesta unidade a variedade de estruturas deformadas, com escalas que variam de fração do milímetro a até metro. São estruturas de expulsão de água e lâminas recurvadas envolvendo laminações de sedimentos areno-argilosos e níveis carbonosos. Falhamentos, fendas de dessecação de marcam também esta unidade; no âmbito das estruturas de deformação de grande escala, envolvendo unidades inteiras, ocorrem dobramentos que mergulham em direção ao canal, indicando deformações por sobrecarga. O Alúvio 2 apresenta estrutura plano-paralela nas lentes que dominam a unidade e envolve lâminas e estratos de granulação grossa e fina. Com ocorrência única, apenas um estrato apresenta imbricação de clastos. Estrutura maciça ocorre em parte dessas lentes envolvendo principalmente sedimentos conglomeráticos e argilosos. Estratificação gradacional ocorre nas lentes contínuas do topo da unidade, com padrão de organização clasto suportado.

A deposição da camada Areia-argilosa Cinzenta e Alúvio-colúvio 1, com depósitos predominantemente maciços com sedimentos arenosos e areno-siltico-argilosos e aglomerados de fragmentos de rocha de tamanho grânulo e seixo é atribuída como devida a fluxos densos. Neste caso a relação força-peso age mais sobre a massa de grãos do que sobre os grãos individuais, isto porque os grãos estão muito próximos uns dos outros, com alta concentração em relação ao fluido (LEEDER, 1982). A grande proximidade entre os grãos favorece a interação entre eles, assim tem-se coesão, fricção e tensão cisalhante acentuadas (PIERSON e COSTA, 1987). Nesta unidade a presença de lentes esporádicas de sedimentos conglomeráticos pressupõe eventos com fluxos ligeiramente mais vigorosos que carrearam maior número de clastos nos tamanhos grânulos e seixos. Os estratos ou lâminas internas apresentam gradação que representam as últimas fases da enxurrada ou depositadas por água pouco profunda (BOGGS JR, 1992). Os sedimentos finos, onde estão embutidas as lentes dos Alúvio 2, formaram-se pelos mesmos fluxos densos.

As lentes conglomeráticas do Alúvio 1 e 3 e do Alúvio-colúvio 1 apresentam estratos conglomeráticos e lâminas argilosas plano-paralela; o contato é abrupto entre camadas e o padrão de arranjo dos constituintes granulométricos é clasto

suportado, embora ocorram poucos estratos com padrão matriz-suportado. Ocorrem em menor proporção lâminas arenosas que são formadas por areia bem lavadas e bem selecionada. Um estrato em topo de lente apresentou imbricação. Trata-se de depósitos tipicamente aluviais que tem na estratificação sua característica mais marcante. Este tipo de estrutura pode ser encontrado em leito plano com regime de fluxo superior ou inferior a velocidade crítica de formação de marcas onduladas, ou pode ser gerado por suspensão, podendo mostrar inclusive gradação dentro das lâminas (SUGUIO, 1980). O padrão de organização clasto-suportado dá indícios de deposição em ambiente onde a corrente é suficientemente forte para carrear areia. (CONYBEARE e CROOK, 1982). Eles indicam ambiente de alta energia. Segundo Selby (1994), eles podem resultar de deposição por carga de fundo.

Sintetizando, os sedimentos que recobrem esse setor da encosta revelam alternância de processos relacionados às condições hidráulicas distintas – uma relacionada com deposição em condições de fluxos densos que carrearam sedimentos finos, predominantemente arenosos ou siltosos, e outra relacionada com condições de fluxos concentrados e mais vigorosos que carrearam sedimentos grossos de tamanho principalmente grânulos e seixo. Estes últimos se depositaram na forma de lentes, ora mais espessas ora mais delgadas e extensas presentes na Seção Colher. Esses fluxos se apresentaram ora mais fluidos, ora mais viscosos, determinando padrão de organização clasto-suportado e matriz-suportado respectivamente.

As três estruturas de corte e preenchimento de médio porte representam ação de fluxo de água concentrado que escavou os depósitos de encosta, uma antiga voçoroca que esteve ativa por pelo menos duas vezes na história evolutiva da encosta. Os depósitos de preenchimento de canal que ocorrem nas duas seções estratigráficas são caracterizados por seis tipos de estruturas sedimentares. A partir da base têm-se estruturas plano-paralelas, estratos inclinados, lâminas cruzadas festonadas, estrutura de marca ondulada e lâminas cruzadas festonadas. Destaca-se a deposição de estratos cruzados inclinados e acanalados formando a parte superior dos depósitos de preenchimento de canal que indicam mudança nas condições hidrológicas da encosta.

Estratificação gradacional ocorre nos estratos plano-paralelos do canal da Seção Colher. A laminação cruzada festonada ocorre em grande parte da base e da borda do Canal Colher. Em maior abundância ocorrem cinco seqüências de estratos cruzados planares em toda metade superior do Canal Colher e topo da Formigueiro. As últimas estruturas no topo do Canal Colher são estratos cruzados acanalados compostos exclusivamente por grânulos e seixos.

Em depósitos de canais a estratificação plano-paralela é particularmente comum e estão relacionados com correntes de baixa velocidade e a despeito disso, condições de regime de fluxo superior são prováveis, e o transporte deve ocorrer em velocidades menores que aquelas requeridas para iniciar saltação e ondulações (PICARD e HIGH JR, 1973). Para a maior parte dos depósitos de areias e siltes, a configuração horizontalmente estratificada sugere velocidades de fluxo maiores do que a das marcas onduladas e menores do que a das antiduna, bem como profundidades de correntes suficientemente grandes, impedindo o desenvolvimento de ondas em fase (SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

O acamamento gradacional em depósitos de rios é resultado da redução da velocidade do fluxo que é acompanhada por mudanças na forma do leito que são indicativas de decréscimo progressivo na velocidade da corrente (CONYBEARE e CROOK, 1982). Os primeiros depósitos são de correntes vigorosas e são relativamente grossos, com a redução da velocidade da corrente diminui o tamanho da carga de fundo (*bed load*) que se torna progressivamente menor; durante o último estágio ocorre a lama escoando em depressões (PICARD e HIGH JR, 1973).

Na micro-estratificação cruzada festonada as seqüências de estratos ocorrem de forma côncava. Em seção transversal o estrato dentro da seqüência é côncavo para cima e ajustados à superfície erosiva abaixo (PICARD e HIGH JR, 1973). A formação dessas estruturas está relacionada às correntes de velocidade moderada em regime de fluxo inferior (HARMSAND e FAHNESTOCK, 1965 *apud* PICARD e HIGH JR, 1973). A estratificação festonada provavelmente registra velocidades de corrente altas suficientes para produzir dunas (PICARD e HIGH JR, 1973). A estratificação cruzada tem várias origens, mas, em geral, resultam do transporte de sedimentos arenosos de carga de fundo (SUGUIO e BIGARELLA, 1979), ou da migração de marcas pequenas e grandes de ondulações ou preenchimento de

canais (NOWATZKI *et al.*, 1984, SUGUIO, 1980, CONYBEARE e CROOK, 1982). De acordo com Allen (1966) os principais tipos de estratificações cruzadas são: estratificação cruzada acanalada e estratificação cruzada de camadas frontais. No primeiro caso cada seqüência em forma de canal de escavação por erosão é preenchida por sedimentos de lâminas recurvadas, que mergulham das bordas para o eixo do canal. Na estratificação cruzada acanalada, segundo SUGUIO e BIGARELLA (1979) e SELLEY (1988), cada seqüência de estratos em forma de canal representa estrutura de escavação por erosão preenchida por sedimentos com lâminas recurvadas, que mergulham das bordas para o centro do canal e de montante para jusante da paleocorrente. Neste caso as ondulações sinuosas ou linguóides têm superfícies de sotavento curvadas, gerando laminações cruzadas que são formadas principalmente nas partes baixas acanaladas em forma onduladas adjacentes resultando assim no padrão de laminação cruzada acanalada (NICHOLS, 1999).

A estratificação cruzada de camadas frontais apresenta formas tabulares, tangenciais e côncavas. Tais formas são devidas aos diversos teores de material transportado como carga de fundo ou em suspensão. Na estratificação cruzada planar as superfícies limitantes da unidade de sedimentação são mais ou menos planas e erosivas (SUGUIO e BIGARELLA, 1979, NOVATZKI *et al.* 1984).

Estratificação cruzada planar é composta de seqüências tabulares de estratos inclinados em altos ângulos (PICARD e HIGH JR, 1973). Em canais efêmeros, Picard e High Jr (1973) reconheceram estratos cruzados planares formados por areia grossa e cascalho em ângulos de repouso entre 30 e 40°. Nessas seqüências os grãos grossos tendem a concentrar-se próximo a base. Os estratos geralmente são retos, podendo às vezes tornar-se curvados próximo à base, mas estão sempre em ângulo de repouso (ALLEN, 1984). O ângulo de repouso corresponde ao valor limite de inclinação no qual um material inconsolidado e não coeso ainda se mantém em equilíbrio (SUGUIO, 1998). A estratificação cruzada planar resulta do deslizamento de sedimentos através do topo para a face sotavento de uma barra. Neste setor há redução de velocidade de corrente resultando deposição por carga de fundo na ruptura de declive. Esta deposição aumenta à medida que o sedimento escorrega para frente da barra sobre seu próprio peso. Assim, cada estrato está em



seu ângulo de repouso. Onde não há atividade de corrente na face sotavento, os ângulos são ligeiramente menores e os estratos são ligeiramente côncavos para cima. Os sedimentos grossos requerem correntes vigorosas para transporte, ao passo que correntes moderadas são capazes de transportar fragmentos menores (PICARD e HIGH JR, 1973).

Resumindo, os depósitos de preenchimento de canal revelam através de suas diferentes estruturas uma tendência predominante de correntes de baixa velocidade com regime de fluxo superior para gerar estrato plano-paralelos, ou redução da velocidade do fluxo associado à mudança na forma do leito para formar gradação ou correntes de velocidade moderada e regime de fluxo inferior associados à laminação cruzada festonada e redução de velocidade de corrente para deposição de carga de fundo através de deslizamento nos estratos cruzados planares. Assim os fluxos que os sedimentos do canal eram fluxos lentos a moderados, com diferentes formas de leito.

As paleocorrentes indicam direção coincidente com a orientação obtida pela ligação entre as estruturas de corte e preenchimento das Seções Formigueiro e Colher, partindo-se do pressuposto que essas estruturas constituem o setor montante e o setor jusante respectivamente desse canal. Assim ficaram preservados na base os depósitos de antiga incisão que foi entulhada. Com relação aos depósitos do topo do canal as paleocorrentes indicam direções que variam entre 120° 150° SE. Este sentido indica que os fluxos eram provenientes da voçoroca Colher que corta a encosta no sentido longitudinal (direção 40NW e 62° NW) e apresenta estabilidade recente (descrita no capítulo I).

A descrição e análise das treze lâminas delgadas envolveram quatro amostras pertencentes a depósitos aluviais e alúvio-coluvial, sendo uma de horizonte organo-mineral e nove de depósitos de preenchimento de canal, essencialmente aluviais.

As lâminas originadas de unidades alúvio-coluviais e aluviais de encosta demonstraram que estas unidades são moderada a fortemente pedogenizadas, com evidências de forte bioturbação que destruiu possíveis estruturas deposicionais. A análise das lâminas demonstra o rearranjo da distribuição do esqueleto do entorno

dos biotúbulos, os quais são preenchidos com material de níveis superiores ou por oxidratado de ferro. Provavelmente após a deposição as unidades sustentaram cobertura vegetal, ao mesmo tempo em que os processos pedogenéticos não conseguiram superar a capacidade deposicional do sistema. Esta relação deve ter perdurado por longo período de tempo, pois não há evidências suficientes que caracterizam estas unidades como paleossolos.

Já a lâmina (59) oriunda do horizonte organo-mineral possui elevado teor de húmus, responsável pela cor preta e parda da unidade, além de feições pedológicas como cutans de iluviação típicos e de preenchimento, além de pápulas indicando perturbação física da unidade, nódulos de oxiidratado de ferro, fendas de dessecação entre outros. A análise da lâmina comparada com detalhadas descrições de campo sugerem a formação deste paleossolo em ambiente rico em cobertura vegetal não arbórea, mais provavelmente gramínea. Isto em função da ausência de biotúbulos com mais de 2cm de diâmetro. Feições de dessecação, sem encapsulamento de esqueleto alóctone, sugere intenso período de ressecamento da unidade, seguido de rápido processo erosivo deposicional. Esta hipótese se sustenta no fato de que solos submetidos à perda de água que levem à formação de gretas de contração, quando novamente umidificados tendem a encapsular o material depositados entre as paredes das fendas de dessecação, dando origem a feições típicas. Já quando as gretas de contração possuem forma cônica invertida, preenchida com material alóctone ou mesmo fragmentos do material da unidade, indicam rápido recobrimento da unidade por novos sedimentos, antes mesmo que a unidade tenha condições de reidratação (AGUILAR *et al.* 1986).

Na Seção Colher, as lâminas de unidade aluviais podem apresentar estruturas sindeposicionais bem preservadas ou pouco alteradas, apesar das evidências de processos pedogenéticos pós-deposicionais. A presença de estratificações normal e inversa pressupõe alternância de pulsos de energia do meio aquoso responsável pela deposição do material. O grau de preservação das estruturas sedimentares sugere ausência de perturbação de ordem física (escorregamentos, fraturas entre outros) e biológica (raízes, insetos e animais escavadores) que obliteram essas estruturas. Do ponto de vista químico, a identificação de feições pedogenéticas bem preservadas como cutans de iluviação e

preenchimentos constituídos basicamente por oxiidratados de ferro com extinção estriada, quando anisotrópicos, sugerem modificações pedogenéticas pós-deposicionais.

Na Seção Colher, as lâminas oriundas da base do paleocanal (amostra 69) e da parede esquerda (amostra 80) apresentam avançados processos pedogenéticos, além de atividades biológicas pretéritas que obliteraram, ao menos em parte, as estruturas sindeposicionais (isotúbulos, metatúbulos). Frequentemente estas lâminas são bimodais, muito bem selecionadas, com esqueleto constituído predominantemente por quartzo. A análise destas lâminas, comparadas com as oriundas de porções mais elevadas do paleocanal, geralmente mal selecionadas e polimodais, sugere períodos de deposição temporal, distintos.

Lâminas oriundas das porções mais elevadas do paleocanal, tanto da seção Formigueiro, quanto na da Colher revelam, em sua maioria, estratificações sindeposicionais bem preservadas, com raras perturbações oriundas de isotúbulos (metatúbulos). O esqueleto dessas unidades é composto por quartzo, folhelho, arenito de textura fina, arenito de textura grossa e fragmentos erráticos de solo (pedorrelíqueas). Segundo Brewer (1976) e Bertran e Texier (1999), a presença de fragmentos de solo, oriundos das paredes do canal de fluxo ou de áreas geralmente próximas, pode indicar a presença de fluxos de alta competência erosiva e deposicional. O material esqueletário frequentemente possui estratificação normal e inversa, com ou sem gradação. Pode apresentar estratos constituídos basicamente por pedorrelíqueas sobrepostos por estratos de quartzo ou de quartzo, pedorrelíqueas e folhelhos. A matriz dessas unidades aparentemente foi eluviada ou nunca existiu. A relação *c/f* identificada é gefúrica e mônica na maioria das lâminas.

## **CAPÍTULO VI**

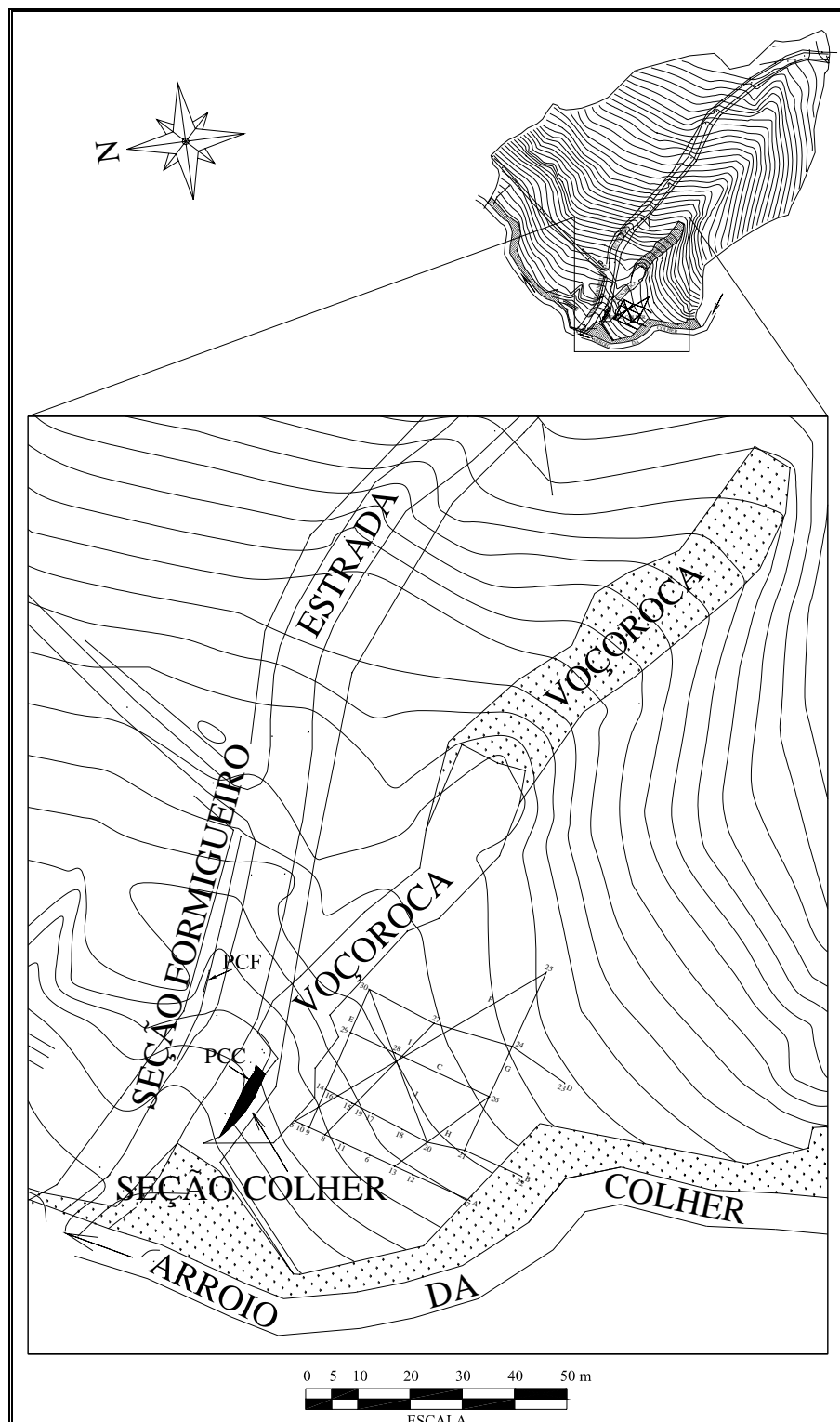
### **ANÁLISE TRIDIMENSIONAL DE UNIDADES DEPOSICIONAIS DE MÉDIA E BAIXA ENCOSTA: EVOLUÇÃO DO RELEVO NA LOCALIDADE DO ARROIO DA COLHER**

Nos setores de média e baixa encosta da área de estudo, que compreende a encosta e vale do Arroio da Colher, foram efetuados reconhecimentos das unidades sedimentares, pedológicas e paleopedológicas que recobrem a encosta. Foram levantadas, através de toposseqüências, variações laterais e verticais dos materiais que recobrem a encosta. O setor da encosta estudado está localizado à esquerda da voçoroca que corta a encosta e na margem direita do canal do Arroio da Colher. Através de tradagens foram construídas 10 toposseqüências, as quais permitiram individualizar unidades litológicas, material de alteração, depósitos sedimentares e material pedológico e reconhecer sua distribuição tridimensional na encosta. O procedimento utilizado está descrito no capítulo II. A localização do setor da encosta alvo deste trabalho, bem como a localização das toposseqüências, está representada na figura 56.

Esta abordagem foi estabelecida com o objetivo de conhecer e caracterizar os depósitos presentes na média e baixa encosta com vistas a identificar a relação entre os componentes estratigráficos desses setores da encosta com aqueles que aparecem na Seção Colher. Nos setores mais abaixo não foram efetuadas sondagens em função da presença de cicatrizes erosivas e de movimentação de solos e sedimentos. Será denominada média encosta o setor compreendido pelas toposseqüências transversais C e D e baixa encosta a porção abrangida pelas toposseqüências A e B.

A terminologia empregada para descrição dessas unidades foi: horizonte A, horizonte B, Alúvio-colúvio 1 Alúvio 1 e 2, Areia-argilosa cinzenta, Depósito de Fragmentos de Folhelho, saprólito e as rochas encontradas. Os níveis organo-minerais 1, 2 e 3 são considerados como subunidades inseridas em

unidades maiores, no caso Areia-argilosa Cinzenta para o Horizonte Organo-mineral 1 e Alúvio-colúvio 1 para os Níveis Organo-mineral 2 e 3.



**FIGURA 56 - Localização das 10 toposequências construídas nos setores de média em baixa encosta da área de estudo.**

No setor onde foram efetuadas as sondagens, os depósitos colúvio-aluviais constituem três grandes unidades sedimentares que englobam depósitos justapostos. Em duas dessas unidades, o Alúvio 1 e Alúvio 2, foram individualizados diferentes subunidades, de acordo com os constituintes granulométricos. Neste caso foi considerado primeiramente o tamanho dos clastos e, secundariamente, aspectos relativos à proporção de clastos, presença de matriz, grau de alteração dos fragmentos e tipo de rocha predominante entre eles.

No Alúvio 1 foram reconhecidas três subunidades, ao passo que no Alúvio 2 seis subunidades foram identificadas. Não há distribuição homogênea dessas camadas pela encosta, apesar de tenderem a se concentrar na base da encosta onde a espessura dos sedimentos é maior. No Alúvio-colúvio 1, unidade formada predominantemente por sedimentos areno-argilosos e argilosos, a fração grossa é representada por areia muito grossa com raros exemplares de grânulo e seixo. Também foram identificados três horizontes organo-minerais soterrados que se apresentam como parte das unidades sedimentares Areia-argilosa Cinzenta e Alúvio-colúvio 1. Depósitos de canal e lentes de material grosso na base da encosta apresentam bom selecionamento e nítida estratificação.

## **6.1 Descrição das toposseqüências e das unidades estratigráficas**

### **6.1.1 Toposseqüência A**

Esta toposseqüência se estende por 37 metros e suas espessuras variam entre 2,50 e 3,80 m. Ela foi construída transversalmente à encosta, na porção mais baixa da área investigada (figura 57). As unidades identificadas foram: Substrato rochoso, Saprólito, Areia-argilosa Cinzenta e Horizonte Organo-mineral 1, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 3, Horizonte B e Horizonte A. A seção exibiu contorno irregular da superfície das rochas. O contato do Folhelho com o Arenito Cinza apresenta ressaltado de 65 cm na porção central da toposseqüência. Além disso, as sondagens revelaram que a superfície do Arenito Cinza apresenta contorno irregular que forma três torres (*tors*) de rocha preservada. Recobrando o saprólito ocorrem duas unidades distintas: Fragmentos de Folhelho e Areia-argilosa Cinzenta. Nesta segunda unidade que está restrita à depressão na topografia de subsuperfície, ocorre Horizonte Organo-mineral 1 com cores e textura que destoam do restante da

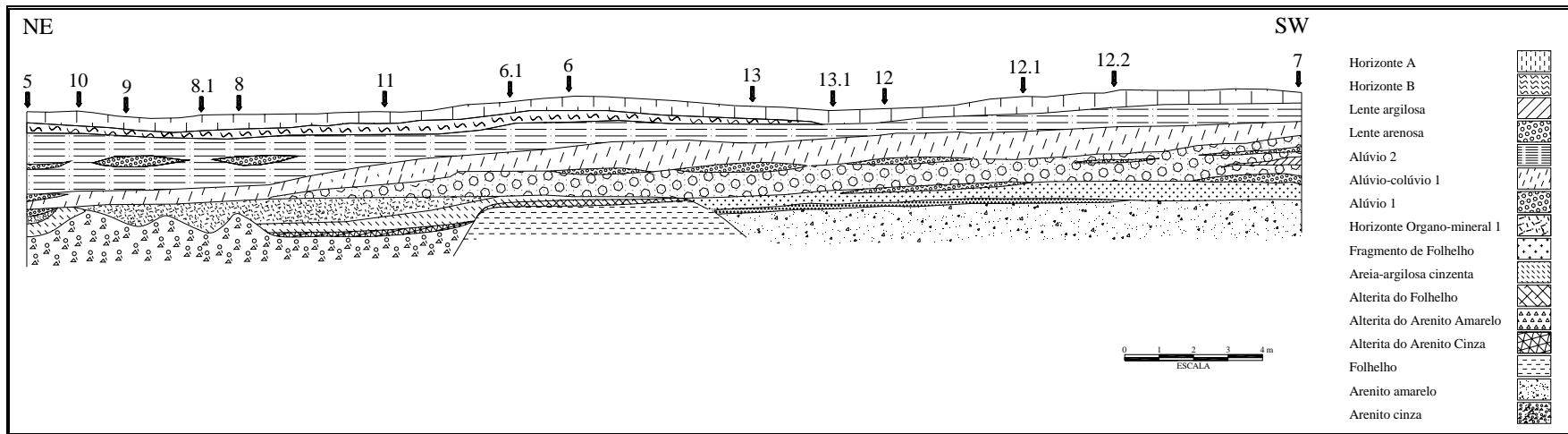


FIGURA 57 – Topossequência A.

unidade. Acima ocorre o Alúvio 1. As subunidades que aparecem nesta camada são Areia Muito Grossa, Conglomerado Médio com Concreções e o Conglomerado Grosso. O Alúvio-colúvio 1 é a camada sobrejacente e nesta seção tem espessura reduzida na baixa encosta. Acima, e se estendendo por todo perfil, ocorre o Alúvio 2, representado, na porção mais espessa, pelas seis subunidades que formam essa camada. Entre as subunidades ocorrem lentes arenosas com espessura média de 10 cm. Por fim, no topo da seção ocorrem os horizontes pedológicos bem desenvolvidos. O quadro 12 sintetiza as principais características das unidades sedimentares que compõem a seção.

QUADRO 12 – Síntese das principais características dos materiais que compõem a topossequência A

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes Clastos	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Areno-siltosa		Bruno-muito-escuro	10YR2/2	15 (Bruno-forte, amarelo-avermelhado)	Estrutura em grumos de 2 a 4 mm
	B	Argilo-siltosa		Bruno-acinzentado-escuro	10YR3/2	5 (amarelo-avermelhado e Bruno-forte,)	Com poucas raízes
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	Argilo-arenoso	Grânulos e seixos de 5 a 10 mm	Bruno-amarelado, amarelo-brunado	10YR5/6, 2,5Y6/6		Ocorre muitos grânulos de quartzo
	Grânulos alterados	Areno-siltosa	Grânulos e seixos de 6 mm	Amarelo-claro-acinzentado, amarelo-brunado	2,5Y8/2, 10YR6/8		Clastos muito alterados; desagregam-se fácil; aspecto seco ao tato
	Areia muito Grossa	Areno-argilosa	Areia grossa e grânulos	Amarelo	5Y7/6		Clastos muito bem preservados
	Conglomerado Muito Grosso de Folhelho	Areno-siltosa	Seixos de 0,5 a 2 cm	Cinzento-claro	2,5Y7/1	vermelho – 2,5Y5/8)	Contém mica
	Grânulos	Areno-siltosa	Grânulos	Cinzento-claro, amarelo-brunado	2,5Y7/1, 2,5Y7/2, 10YR6/8	40 (preto – 2,5Y2,5/1,	Apresenta muitas concreções de Fe e Mn
	Conglomerado Grosso	Pouca matriz Areno-argilosa	Grânulos e seixos de até 8 mm	Bruno-amarelado-escuro, Bruno-amarelado	10YR4/6, 10YR5/6		
Alúvio-colúvio 1		Areno-argilosa		Cinzento-claro, amarelo, Bruno-forte	2,5Y7/1, 2,5Y7/2, 2,5Y7/6,7,7,5YR5/8	30 (bruno – 7,5YR4/3)	Oxidação em bandas paralelas e em torno de raízes



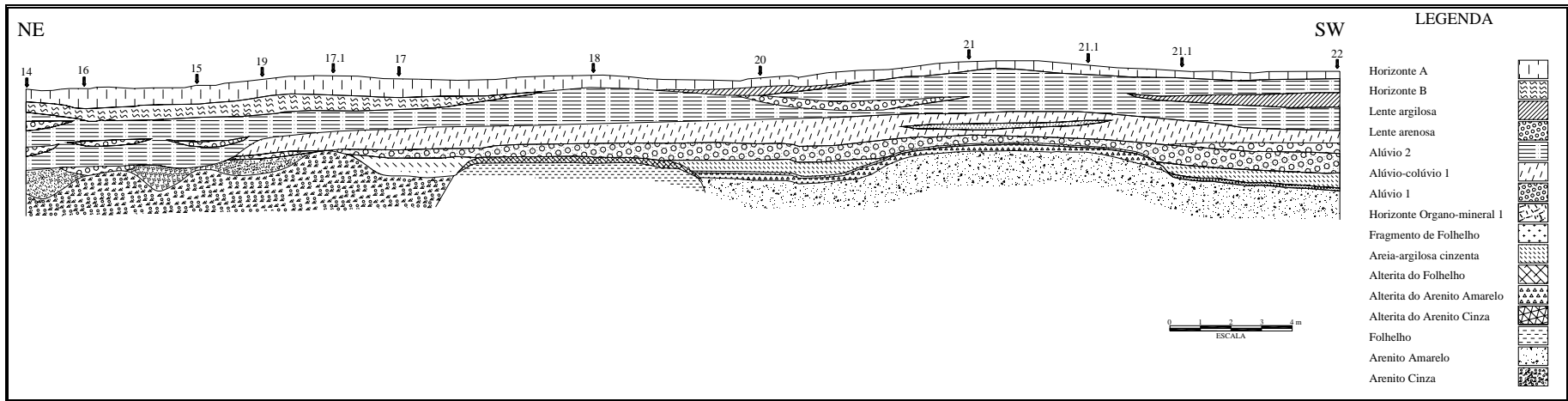
QUADRO 12 – Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência A - Continuação

Alúvio 1	Conglomerado Grosso	Areno-argiloso	Grânulos e seixos de até 8 mm	Bruno-acinzentado-claro	7,5YR4/2	30 (bruno-amarelado – 10YR5/8)	Subunidade desprovida de matriz; clastos bem preservados
Alúvio 1	Conglomerado Médio		Grânulos e seixos	Amarelo-avermelhado e amarelo	7,5YR7/6, 5Y7/6		Ocorre como lentes
	Areia Muito Grossa	Areno-argiloso	Areia grossa e grânulos				Clastos grossos predominantemente folhelho e argilito
Fragmento de Folhelho	Folhelho	Síltico-argiloso e argiloso		Bruno-oliváceo	2,5YR4/3		
Areia-argilosa Cinzenta		Areno-argilosa		Cinzento claro	2,5Y7/1, 2,5Y7/2		O horizonte organo-mineral 1 se desenvolve nesta unidade
	Hor. Organo-mineral 1	Areno-argiloso		Preto, cinzento-muito-escuro	2,5Y2,5/1, 2,5Y3/1		Espessa-se na depressão; caráter argiloso
Saprólito	Folhelho	argilosa		Bruno-oliváceo	2,5YR4/3		Desagrega-se fácil
	Arenito cinza	Areno-argilosa	Areia grossa e seixos de 1 a 4 mm	Cinzento-claro-branco	2,5Y7/1, 2,5Y8/1		
	Arenito amarelo	Areno-argilosa	Areia grossa e grânulos	Amarelo-brunado	10YR6/8		Muito seco e friável
Rocha	Arenito amarelo Arenito cinza Folhelho						

### 6.1.2 Toposseqüência B

A toposseqüência B estende-se por 43 metros transversalmente à encosta e paralelamente às toposseqüências A, C e D. A espessura varia entre 2,60 e 3,90 m, sendo mais delgada na porção central em razão de irregularidade topográfica de subsuperfície decorrente de descontinuidades litológicas (figura 58). As unidades identificadas foram: Substrato rochoso, Saprólito, Horizonte Organo-mineral 1, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B, Horizonte A.

O substrato rochoso nesta seção é representado por Arenito Cinza, Folhelho e Arenito Amarelo. A topossequência exibiu irregularidades na superfície da rocha onde o contato do Folhelho com o Arenito Amarelo e com o Arenito Cinza evidencia desnível de 45 cm. O Arenito Amarelo apresenta superfície irregular que se configura como *domo* na topografia. Imediatamente acima do saprólito aparece a unidade denominada Areia-argilosa Cinzenta que se estende por todo o perfil, à exceção do ressalto do folhelho. À esquerda da seção essa unidade é interrompida por torre de rocha que caracteriza o Arenito Cinza. O Horizonte Organo-mineral 1, que ocorre nesta unidade, apresenta igualmente distribuição descontínua nesta seção em razão das irregularidades da superfície da rocha. Sobrejacente à Areia-argilosa Cinzenta, ocorre o Alúvio 1. Nesta seção esta unidade torna-se mais delgada em direção à baixa encosta até tornar-se descontínua e apresentar geometria de lente com espessura de 20 a 30 cm. Na porção mais espessa ocorrem as três subunidades que formam essa camada. O Alúvio-colúvio 1 constitui a camada sobrejacente. Ela apresenta espessura relativamente uniforme e à esquerda da seção essa unidade desaparece. A camada seguinte é o Alúvio 2 que nesta seção apresenta espessura máxima de 1,5 m, próximo à área rebaixada do terreno. Neste setor ela é constituída pelas seis subunidades que a formam. Lentes arenosas ocorrem acima da 2<sup>a</sup>, 3<sup>a</sup> e 4<sup>a</sup> subunidades. Sobrejacente ao Alúvio 2 ocorrem os horizontes A e B. As características das unidades identificadas estão sintetizadas no quadro 13.



**FIGURA 58– Topossequência B.**

QUADRO 13 – Síntese das principais características dos materiais que compõem a topossequência B

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes clastos	Constituição	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Areno-siltosa			Bruno-muito-escuro	10YR2/2	15 (Bruno-forte, amarelo-avermelhado)	Estrutura em grumos de 2 a 4 mm
	B	Argilo-siltosa			Bruno-acinzentado-escuro	10YR3/2	5 (amarelo-avermelhado e Bruno-forte,)	
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	Arenosa	Seixos principalmente de 0,50 a 1 cm	Arenito, siltito e folhelho	Amarelo e amarelo-oliváceo	2,5Y7/6, 2,5Y6/8		Na base da unidade ocorrem concreções de Mn e migração de ferro em mesoporos de raízes pedotubulares. Na base apresenta mica
	Grânulos Alterados	Areno-siltosa	Grânulos e seixos de até 1 cm	Arenito, siltito e folhelho	Amarelo-claro-acinzentado e amarelo	2,5Y8/2, 2,5Y7/6		
	Areia Muito Grossa	Areno-argilosa	Areia muito grossa	Folhelho e quartzo	Bruno-amarelado-claro	10YR6/4	30 (amarelo-avermelhado)	Fragmentos bem preservados
	Conglomerado Muito Grosso de Folhelho	Areno-argilosa	Granulo e seixos 0,50 a 1 cm	Folhelho e quartzo	Amarelo-brunado	10YR6/6, 10YR6/8		
Lentes arenosas		Areno-siltosa			Bruno-oliváceo-claro	2,5Y5/6		Muito incoerente e friável
Alúvio-colúvio 1		Argilo-siltosa			Bruno-amarelado-claro / amarelado-claro-acinzentado	10YR6/4 / 2,5Y8/6	40 (vermelho-amarelado, Bruno-avermelhado, amarelo-oliváceo)	
Alúvio 1	Conglomerado Médio	Argilo-siltosa	Grânulos e seixos de até 6 mm	Arenito, folhelho e siltito	Bruno-amarelado e Bruno	10YR5/8, 7,5YR5/4	20 – 30 (Bruno-forte, vermelho-amarelado)	
	Areia Muito Grossal	Areno-argilosa	Areia muito grossa	Arenito, folhelho e quartzo	Bruno	7,5YR5/4	30 (Bruno-forte, vermelho-amarelado)	
Areia-argilosa Cinzenta	Horizonte Organo-mineral 1	Areno-argilosa /			Cinzento-muito-escuro e preto	2,5Y3/1, 2,5Y2,5/1		6% do teor de MO
		Areno-argilosa			Cinzento-claro	2,5Y7/1, 5Y7/1	10 (bruno-forte, amarelo-brunado)	
Saprólito	Arenito-cinza	Areno-argilosa	Grânulos	Quartzo	Cinzento-claro e branco	2,5Y7/2, 2,5Y8/1	30 (amarelo-brunado, bruno-amarelado)	
	Folhelho	Argilo-siltosa			Vermelho-acinzentado-bruno	2,5YR4/2		
	Arenito-amarelo	Areno-siltoso			Amarelo-claro-acinzentado	2,5Y8/2	5 (Bruno-muito-claro-acinzentado – 10YR8/3)	
Rocha	Arenito-amarelo							
	Folhelho							
	Arenito-cinza							

### 6.1.3 Toposseqüência C

Esta toposseqüência estende-se por 28,6 metros transversalmente à encosta (figura 59). A espessura varia entre 2,20 e 3,20m, e é paralela às Toposseqüências A, B e D. Intersectam esta seção as toposseqüências E (Furo 29), F (Furo 28), I (Furo 28), H (Furo 26) e G (Furo 26). As unidades identificadas foram: Substrato rochoso, Saprólito, Horizonte Organo-mineral 3, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte A. Nesta toposseqüência há distribuição uniforme das unidades colúvio-aluviais e pedológicas. Em relação às toposseqüências A e B nesta toposseqüência as unidades tornaram-se mais delgadas. O substrato rochoso representado pelo Folhelho e pelo Arenito Amarelo apresenta dois degraus de aproximadamente 35 cm cada. Acima do Saprólito ocorre o Alúvio 1, ele nesta seção é formado pelas camadas de Conglomerado Médio com Concreções que se estende por toda seção e Conglomerado Grosso que ocorre à esquerda. Sobrejacente ocorre o Alúvio-colúvio 1 com espessura variável entre 33 cm e 1m. Nesta unidade ocorre o Horizonte Organo-mineral 3 com espessura média de 35 cm e cor bruno-oliváceo. Os teores de matéria orgânica são de 6%. Acima aparece o Alúvio 2 que nesta seção é formado por três subunidades: Areia Muito Grossa, Grânulos Alterados e Conglomerado Muito Grosso de Rocha. Lentes arenosas espessura média de 15 cm ocorrem separando essas subunidades. No topo estão os horizontes pedológico A e B que estendem-se por todo o perfil. As principais características das unidades identificadas estão sintetizadas no quadro 14.

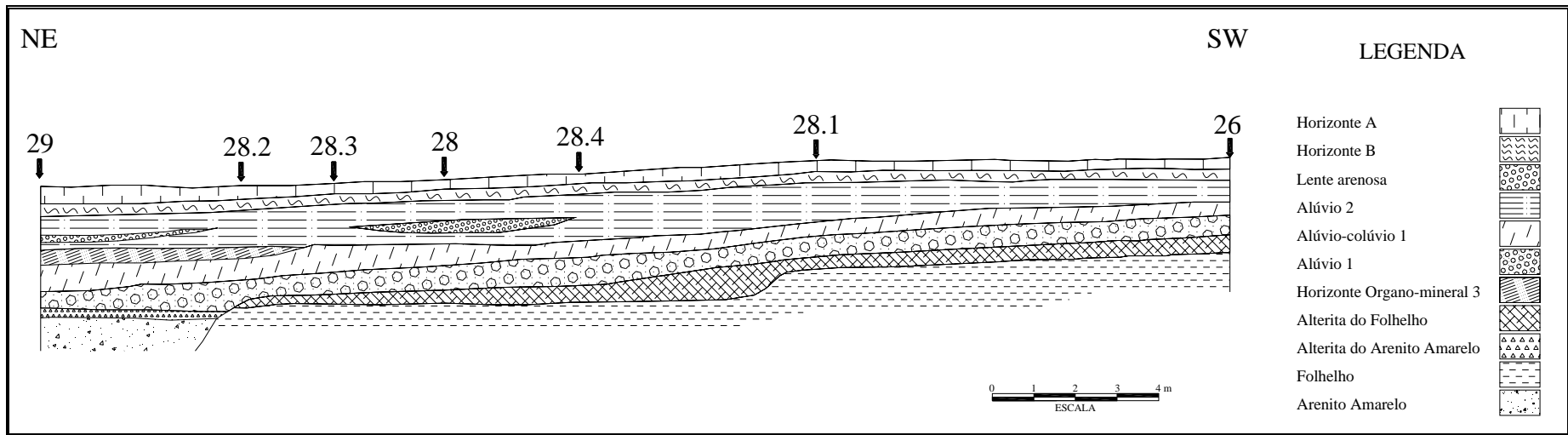


FIGURA 59 – Topossequência C.

QUADRO 14 – Síntese das principais características dos materiais que compõem a topossequência C

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes Clastos	Constituição	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Areno-siltoso			Bruno-amarelado-escuro	10YR3/6		Estrutura em grumos de 2 a 4 cm; muitos grãos de areia e raízes
	B	Argilo-siltosa			Bruno-amarelado	10YR5/6		
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	Areno-argiloso	Seixos de até 8 mm		Bruno-amarelado-escuro	10YR4/4	5 (amarelo, vermelho-amarelado)	
	Grânulos Alterados	Siltico-arenoso	Grânulos e seixos de até 6 mm	Arenito, folhelho e quartzo	Bruno-amarelado	10YR5/6		
	Areia Muito Grossa	Areno-siltoso	Grânulos	Arenito, folhelho e quartzo				
Alúvio-colúvio 1	Horizonte Organo-mineral 3	Argilosa e argilo-siltoso			Bruno-oliváceo	2,5Y4/3		Teores de Mo através da queima (6%)
		Areno-argilosa e argiloso			Cinzentos-claro	2,5Y7/1, 2,5Y7/2	35 (branco, bruno-amarelado, amarelo-oliváceo)	
Alúvio 1	Conglomerado Grosso	Areno-argilosa	Seixos de 5 a 8 mm	Arenito e folhelho	Amarelo-oliváceo e Bruno-amarelado	2,5Y6/8, 2,5Y5/6 e 10YR5/8, 10YR5/6	5 (amarelo)	
	Conglomerado Médio		Grânulos e seixos de até 6 mm	Arenito, folhelho e quartzo				
Folhelho		Seixos de 5 mm a 1 cm			Bruno-forte	7,5YR4/?		O folhelho se desagrega facilmente em pequenas placas
Saprólito	Arenito amarelo	Areno-siltosa	Grânulos e areia grossa	Quartzo	Bruno-oliváceo-claro	2,5Y5/6	5 (amarelo e amarelo-brunado)	
Rocha	Folhelho							No contato entre as duas rochas ocorre ressalto de 50 cm
	Arenito amarelo							

#### 6.1.4. Toposseqüência D

Esta toposseqüência (figura 60) estende-se por 44,5 m e está localizada transversalmente à encosta e paralelamente às Toposseqüências A, B e C. Intersectam esta seção as toposseqüências E (Furo 30), I (Furo 27) e G (Furo 24). As unidades identificadas foram: Substrato rochoso, Saprólito, Horizonte Organo-mineral 2, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte A.

Nesta seção destaca-se o desnível de 2,15 m que ocorre no contato entre o Folhelho e o Arenito Amarelo. A irregularidade da superfície das rochas define espessuras da seção que variam entre 1,50 e 4,20 m. O Alúvio 1 está restrito à depressão formada pelo desnível da topografia de subsuperfície. Esta unidade é formada pela Camada de Conglomerado Médio com Concreções que apresenta espessura de 33 cm, e pela Camada de Conglomerado Grosso. Da mesma forma que o Alúvio 1, o Alúvio-colúvio 1 aparece restrito à depressão. Ele apresenta em profundidade concentrações de biotúbulos que se apresentam como antigas raízes com espessura média de 1 cm e cor amarelo-avermelhado. Duas lentes conglomeráticas com extensão de 3,2 e 5,7m e espessura de 10 a 20 cm ocorrem no Alúvio-colúvio 1. Na base da unidade com 5m de extensão e 44 cm de espessura ocorre Horizonte organo-mineral com textura argilo-arenosa e cor bruno-avermelhado; a plasticidade e o teor de argila aumentam com a profundidade. A essa subunidade denominou-se Horizonte Organo-mineral 2. Acima, por toda extensão do perfil, ocorre o Alúvio 2 com espessura média de 70 cm. Nesta seção o Alúvio 2 é formado pela Camada de Conglomerado Muito Grosso e Camada Areia Muito Grossa. Nesta seção o Horizonte B não aparece bem desenvolvido. O Horizonte A recobre todo perfil com espessura média de 30 cm. As características das unidades identificadas estão sintetizadas no quadro 15.



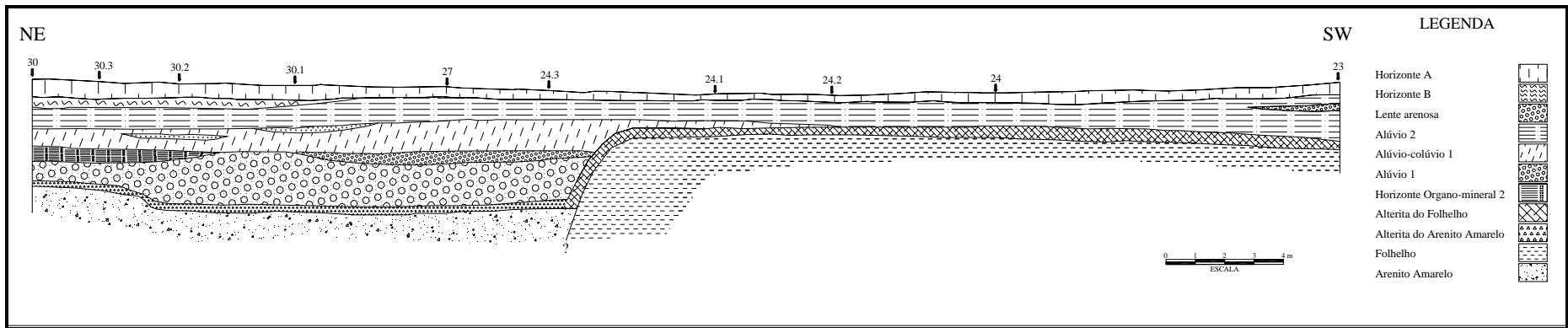


FIGURA 60 – Topossequência D.

QUADRO 15 - Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposequência D

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes Clastos	Constituição	Cores dominantes	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Areno-argilosa e areno-siltosa		Areia grossa bem lavada	Bruno-muito-escuro, Bruno-escuro e bruno	10YR2/2, 10YR3/3, 10YR4/3		Estrutura desenvolvida em forma de grumos de 1 a 2 mm
	B	Argilo-siltosa			Bruno-escuro e Bruno-amarelado-escuro	7,5YR3/2, 10YR3/4		
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	Areno-argiloso	Seixos de até 8 mm		Bruno-amarelado-escuro	10YR4/4	20 (amarelo, vermelho-amarelado)	
	Areia Muito Grossa	Areno-siltoso	Grânulos	Arenito, folhelho e quartzo				
Alúvio-colúvio 1		Areno-argilosa	3 a 6 mm	Fragmentos de arenito e folhelho	Bruno-amarelado-escuro, Bruno-amarelado e Bruno-oliváceo	10YR4/6, 10YR5/6, 2,5Y4/4	30 (amarelo – 2,5Y7/8, cinzento-claro – 5Y6/2, bruno-forte – 7,5R5/6)	Por toda a unidade há concreções de manganês
	Horizonte Organo-mineral 2	Argilo-arenosa			Bruno-amarelado	10YR4/6	5 (Bruno-amarelado – 10YR5/8)	
Alúvio 1	Conglomerado Grosso	Matriz areno-siltosa	5 a 8 mm		Bruno-amarelado-escuro e Bruno-oliváceo	10YR4/6, 2,5Y5/3	10 (amarelo-oliváceo – 2,5Y6/8, Bruno-amarelado – 10YR6/8, amarelo-brunado – 10YR5/8)	
	Conglomerado Médio	Siltico-arenoso	0,3 a 0,6 mm	Fragmentos de arenito e folhelho	Amarelo-oliváceo e Bruno-amarelado-escuro	2,5Y6/6, 10YR4/6	5 (Bruno-amarelado - 10YR5/8, Bruno-cinzento-escuro – 10YR6/8 e 2,5YR4/2)	
Saprólito	Folhelho	Argilo-siltosa e argilosa			Cinzento (parte mais baixa) Vermelho-acinzentado (topo)	1G6/1, 2,5YR4/2		
	Arenito	Arenoso e areno-argiloso			Bruno-amarelado e cinzento - avermelhado	10YR5/6, 5YR5/2	20 (cinza-claro – 10YR7/2, Bruno-forte – 7,5YR5/8)	
Rocha	Folhelho	No contato das duas rochas há ressalto de 2,15 m						
	Arenito amarelo							

### 6.1.5 Topossequência E

Esta topossequência representa corte longitudinal à encosta. Intersectam esta seção as topossequências D (Furo 30), C (Furo 20), B (Furo 14), A (Furo 09) e J (Furo 30). Estende-se por 29 m. As unidades identificadas foram Rocha, Saprolito, Níveis Organo-mineral 1, 2 e 3, Alúvio 1; Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte A. A topossequência E está representada na figura 61. Ela apresenta espessura entre 2,65 e 3,46m. O substrato rochoso é constituído pelo Arenito Cinza, que ao longo da seção revelou desnível de 60 cm. A Areia-argilosa Cinzenta aparece em pequena área formada pelo desnível da rocha. O Horizonte Organo-mineral 1 apresenta espessura variável entre 20 cm e 1,10m, espessando em direção à baixa encosta. A unidade subsequente é o Alúvio 1 que nesta seção desaparece em direção à baixa encosta. Ele é formado na base, pela Camada de Areia Muito Grossa. Acima se encontra a Camada de Conglomerado com Concreções e no topo ocorre a Camada de Conglomerado Grosso. Esta última apresenta variações laterais de constituintes granulométricos, em direção à alta encosta, onde os constituintes são maiores em relação àqueles situados em sentido oposto. Em direção à baixa encosta (Furo 14), acima do Alúvio 1 aparece lente argilosa com 40 cm de espessura. Ela apresenta variação vertical na composição textural, na base da lente os sedimentos são argilosos e mais plástico (em campo essa característica dificultou sobremaneira a penetração do trado) e no topo o material apresenta-se mais siltoso. A camada sobrejacente é o Alúvio-colúvio 1 que apresenta espessura entre 24 cm e 1,05m. Na base do Alúvio-colúvio 1 aparece por cerca de 7 m de extensão e espessura de 44 cm o Horizonte Organo-mineral 2. A textura é argilo-arenosa e a cor bruno-amarelado-escuro que destoa do restante da unidade. Este nível apresentou 7% de matéria orgânica. Em direção à baixa encosta, em profundidade menor que o anterior, aparece o Horizonte Organo-mineral 3, com textura argiloso-arenosa e cor bruno-oliváceo. Neste Horizonte os teores de matéria orgânica foram de 6%. A unidade sobrejacente é o Alúvio 2 que se espessa em direção à baixa encosta. Nesta seção na porção mais espessa foram identificadas cinco camadas. Na base, com 20 cm de espessura, ocorre a Camada de Conglomerado Grosso. Acima desta, aparece a Camada de Grânulos cuja espessura média é de 13 cm. Em seguida ocorre a Camada de Areia Muito Grossa, com cerca de 17 cm de espessura. Sobreposta a ela aparece a Camada de grânulos

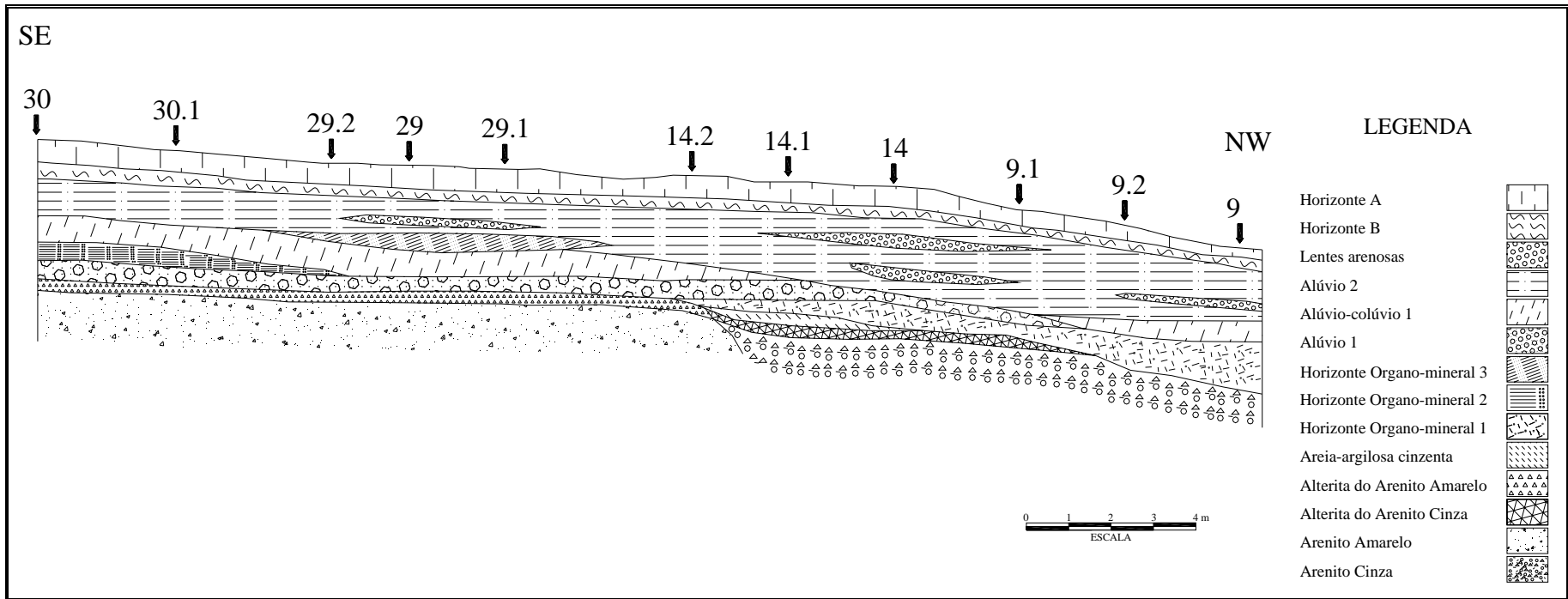


FIGURA 61 - Topossequência E.

Alterados e no topo ocorre a Camada de Conglomerado Muito Grosso de Rocha. Lentes arenosas ocorrem separando a segunda da terceira camada. Os horizontes pedológicos recobrem toda a seção. As características das unidades identificadas estão sintetizadas no quadro 16.

QUADRO 16 - Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposequência E

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes clastos	Constituição	Cores dominantes	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Argilo-siltosa e areno-argilosa	Grumos de 2 a 4 mm		Bruno-muito-escuro, Bruno-escuro e Bruno-acinzentado-muito-escuro	10YR2/2, 10YR3/3, 10YR3/2		
	B	Argilo-siltosa			Bruno-escuro e Bruno-amarelado-escuro	7,5YR3/3, 10YR3/4, 10YR3/6		
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	Areno-siltosa	1 a 2 mm	Grânulos de quartzo	Bruno-amarelado-escuro, Bruno-amarelado e bruno	10YR4/6, 10YR3/4, 10YR5/6, 7,5YR5/8	30 amarelo-avermelhado – 7,5YR6/8, bruno-forte – 7,5YR5/8, cinzento-claro – 2,5Y7/2	
	Grânulos Alterados	Argilosa e argilo-arenosa	Com areia muito fina		Bruno-forte	7,5YR4/6	30 (amarelo – 10YR7/8 e amarelo-brunado 10YR6/8)	Apresenta-se bastante seco e compacto
	Areia Muito Grossa	Siltosa e areno-siltosa	3 a 6 mm e 1 a 2 cm (seixos)	Arenito e quartzo	Bruno-forte	7,5YR4/6		
	Conglomerado Muito Grosso de Folhelho	Síltico-argilosa		Folhelho	Bruno-forte	7,5YR4/6		
	Camada de Grânulos		2 a 4 mm					
	Conglomerado Grosso	Síltico-arenoso	2 a 8 mm	Grânulos de areia grossa de quartzo	Bruno-amarelado-claro	2,5Y6/3	30 (vermelho – 2,5YR4/6, 2,5YR5/8, bruno-amarelado – 10YR5/8, amarelo-brunado – 10YR6/8 e preto – 2,5Y2,5/1)	
Alúvio-colúvio 1	Horizonte Organo-mineral 3	Argilosa e argilo-siltosa			Bruno-oliváceo	2,5YR4/3		
	Horizonte Organo-mineral 2	Argilo-arenosa			Bruno-amarelado	10YR4/6	5 (com bruno-amarelado – 10YR5/8)	
Alúvio 1	Conglomerado Grosso Conglomerado Grosso			4 mm a 1 cm e 3 a 6 mm (direção à baixa encosta) 4 mm a 1 cm e 3 a 6 mm (direção à baixa encosta)	variegado		40% (amarelo-brunado – 10YR6/8, cinzento-claro – 2,5Y7/1, amarelo – 2,5Y7/8) e bruno-amarelado-claro – 2,5Y6/4, 6/3)	
	Conglomerado Médio	Síltico-argilosa		3 a 6 mm			40% (amarelo-brunado – 10YR6/8, cinzento-claro – 2,5Y7/1, amarelo – 2,5Y7/8 e Bruno-amarelado-claro – 2,5Y6/4, 6/3)	

QUADRO 16 - Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência E - Continuação

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes clastos	Constituição	Cores dominantes	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Alúvio 1	Areia Muito Grossa	Argilo-arenosa	Com areia muito fina	Clastos de arenito e folhelho				
	Lente argilosa	Argilosa e plástica (base) Siltosa e seca (topo)						
Areia-argilosa Cinzenta	Horizonte organo-mineral 1	argilosa			Cinzento-muito-escuro e preto	2,5Y3/1 e 2,5YR2,5/1		
		Areno-argilosa		Sem clastos				
Saprólito	arenito amarelo	Areno-siltosa e areno-argilosa	Com areia muito fina		Bruno e Bruno-amarelado	7,5YR5/2 e 10YR5/6	15 (com amarelo – 10YR7/8, 2,5Y7/8 e bruno-forte – 7,5YR5/8)	
	arenito cinza	Arenosa			Cinzento, cinzento-claro e cinzento-brunado-claro	2,5Y6/1, 2,5Y7/1 e 2,5Y6/2	5 (com bruno-olivaceo-escuro - 2,5Y3/3)	
Rocha	Arenito Amarelo							
	Arenito Cinza							

### 6.1.6 Toposseqüência F

Esta toposseqüência se estende por 56,5 m e apresenta espessura entre 1,40 e 3,95 m. Nesta seção são registradas as seguintes unidades: Rocha, Saprólito, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte A. A toposseqüência F está representada na figura 62.

Esta toposseqüência representa corte longitudinal da encosta e no setor apresenta inclinação de 6 a 10°. Ela apresenta maior número de unidades nas áreas deprimidas geradas por desníveis no substrato. No folhelho que compõe a parte alta da seção com extensão de 38,7 m há desnível de 1,30 m. No contato do folhelho com o arenito há desnível de 65 cm. Assim, na primeira ruptura de declive tem-se na base do perfil a Camada de Areia-argilosa Cinzenta, que neste setor apresenta o Horizonte Organo-mineral 1 com espessura de até 55 cm. Ainda em direção à baixa

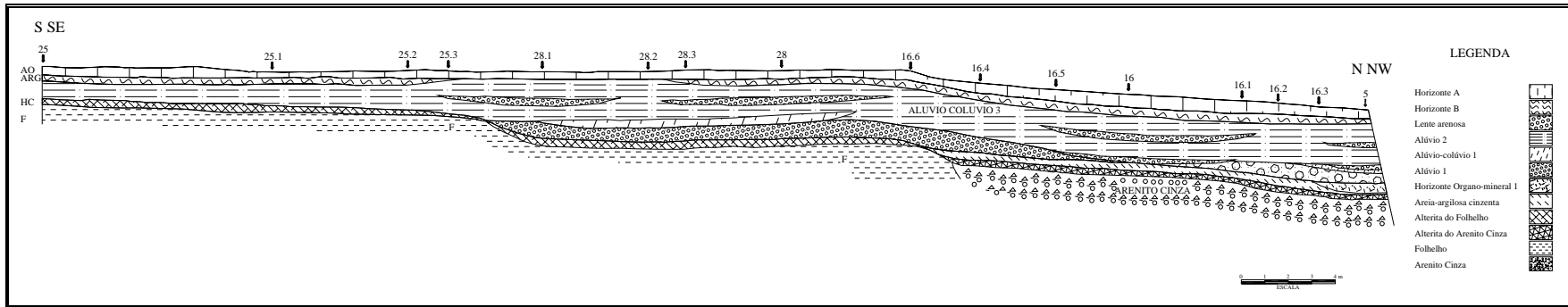


FIGURA 17 – Topossequência F.

encosta aparece o Alúvio 1 que ocorre de forma descontínua. Esta unidade é composta por três diferentes camadas. Em direção à baixa encosta aparece o Alúvio 1 que ocorre de forma descontínua. Nele são encontradas três diferentes camadas de classes granulométricas. Na base está a Camada de Areia Muito Grossa. Acima ocorre a Camada de Conglomerado Médio com Concreções e no topo ocorre a Camada de Conglomerado Médio. Acima ocorre o Alúvio 2 que se estende continuamente por toda seção e adquire maior espessura em direção à baixa encosta. Neste setor aparecem as seis camadas de classes granulométricas que formam o Alúvio 2. Separando as camadas da base ocorrem lentes arenosas com espessura média de 20 cm. Acima aparecem os horizontes pedológicos bem desenvolvidos. As características das unidades identificadas estão sintetizadas no quadro 17.

QUADRO 17 - Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência F

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes clastos	Constituição	Cores dominantes	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Siltico-argilosa,	Com areia grossa e fina	Estrutura em grumos de 2 a 4 mm Contém fragmentos de arenito	Cinzeno-muito-escuro e Bruno-amarelado-escuro	2,5Y3/1, 10YR3/6, 10YR3/4	15 (Bruno-forte, amarelo-avermelhado)	
	B	Argilo-siltosa e argilosa			Bruno-acinzentado-muito-escuro e bruno-oliváceo-escuro	2,5Y3/2, 2,5Y3/3	5 (amarelo-avermelhado e Bruno-forte.)	
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	Argilo-siltosa, siltico-argilosa e siltico-arenosa	5 a 10 mm		Bruno-amarelado	10YR5/6, 10YR5/8		
	Grânulos Alterados	Areno-siltosa e areno-siltico-argilosa	Fragmentos de rochas com 3 a 5 mm (clastos muito alterados)	Grânulos de arenito, siltito e folhelho	Coors de alteração	2,5Y7/6, 2,5Y7/2, 2,5Y7/3	40 (preto – 2,5Y2,5/1, vermelho – 2,5Y5/8)	
	Areia Muito Grossa		3 a 5 mm	Sedimentos siltosos				
	Conglomerado Muito Grosso de Folhelho	Argilo-arenosa	2 a 10 mm e 1 a 2 cm (seixos)		Bruno-amarelado e amarelo-brunado	10YR5/6, 10YR6/8		
Lentes arenosas	3	Areno-argilosa			Bruno-amarelado	10YR5/6		
	2	Areno-siltosa		Fragmento de folhelhos dispersos no sedimento	Amarelo-claro-acinzentado	2,5Y7/4		
Alúvio 2	Camada de Grânulos	Siltico-arenoso	2 a 4 mm		Bruno-amarelado e amarelo-brunado	10YR5/6, 10YR6/6		
	Conglomerado	Siltico-	4 a 8 mm e 2	Fragmentos de	Bruno-	10YR4/6,		



	Grosso	arenoso	a 3 cm (seixos)	rocha	amarelado-escuro e bruno-amarelado	10YR5/6		
<b>Lente arenosa</b>	1	arenosa	Grânulos	De arenito e folhelho	Sedimentos rosados, cinzento-claro e cinzento	5YR7/3, 5YR7/1, 5YR6/1		Separa o Alúvio-colúvio 1 do 3
	2	arenosa	Areia fina bem selecionada		Amarelo-brunao	10YR6/8		
<b>Alúvio-colúvio 1</b>		Areno-argilosa			Amarelo-brunado	10YR6/6	20 (Bruno-amarelado – 10YR5/8)	
<b>Alúvio 1</b>	Conglomerado Grosso	Siltico-arenosa	seixos	Arenito e folhelho	Bruno-oliváceo-claro	10YR5/6, 10YR4/6		
	Conglomerado Médio	Arenosa	Grânulos e seixos	Arenito e folhelho	Bruno-amarelado; bruno-amarelado-claro, branco	10YR5/8, 10YR5/6; 2,5Y6/3; 2,5Y8/1		Em algumas tradagens pode ocorrer sem matriz
	Areia Muito Grossa	Argilo-arenosa	Grânulos e areia grossa	Arenito e folhelho				
<b>Areia-argilosa Cinzenta</b>	Horizonte Organo-mineral 1							
		areno-argiloso			Cinzento-claro, cinzento, bruno-amarelado-claro	2,5Y7/1, 2,5Y7/4, 2,5Y6/3		Sedimento muito plástico
<b>Saprólito</b>	Folhelho	Argilo-siltosa e siltico-argilosa			bruno	7,5YR4/3		
	Arenito	Areno-siltosa			Cinzento-muito-claro e branco	5Y7/1, 5Y8/1		Bastante friável
<b>Rocha</b>	Arenito cinza							
	Folhelho							

### 6.1.7 Topossequência G

Esta topossequência estende-se por 37 metros. É bastante delgada em relação às demais topossequências. Intersectam esta seção as topossequências D (Furo 24), B (Furo 21), C (Furo 26), H (Furo 26) e F (Furo 25). As profundidades variam entre 1,24 m e 2,84 metros. As unidades identificadas foram Substrato rochoso, Saprólito, Fragmentos do folhelho, Areia-argilosa Cinzenta, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte A. Esta topossequência está representada na figura 63.

Esta topossequência representa corte longitudinal à encosta, com inclinação média de 7°. Ela exhibe desnível de 45 cm no contato do Folhelho com o Arenito Cinza. A porção rebaixada, formada por desnível topográfico local, exhibe logo acima

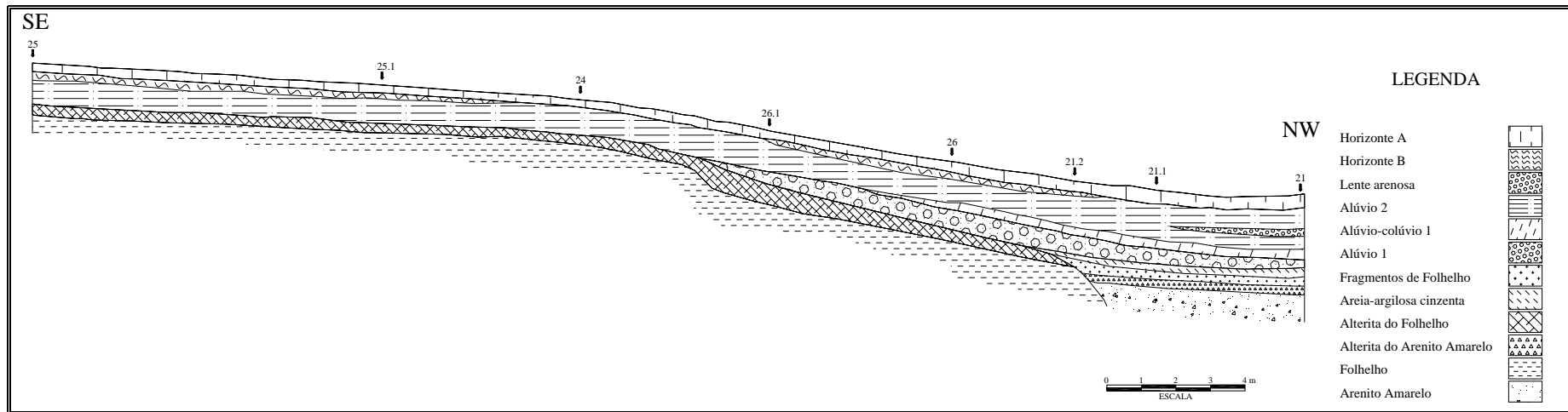


FIGURA 63, – Topossequência G.

do Saprolito oriundo do Arenito Cinza, camada formada por fragmentos do Folhelho. Acima dela ocorre, com espessura de 20 cm, a unidade Areia-argilosa Cinzenta. Em direção à baixa encosta ocorre o Alúvio 1 com espessura entre 30 e 74 cm. Ela é formada pelas camadas Areia Muito Grossa e Conglomerado Médio com Concreções. Neste setor, recobrimdo parte do Alúvio 1 ocorre o Alúvio-colúvio 1, com espessura de 25 a 40 cm. Acima, estendendo-se por toda a seção, ocorre o Alúvio 2 com espessura entre 65 cm e 1,2 m, espessando-se em direção à baixa encosta. No setor mais espesso essa camada exibe quatro subunidades; camadas de Conglomerado Muito Grosso de Folhelho, Areia Muito Grossa, Grânulos Alterado e Conglomerado Muito Grosso de Rocha. Entre a primeira e a segunda camada e acima da quarta camada ocorrem lentes arenosas com espessura de 15 cm. O Horizonte B ocorre somente na parte central da seção e o Horizonte A estende-se por toda seção com espessura entre 15 e 30 cm. As características das unidades identificadas estão sintetizadas no quadro 18.

QUADRO 18 - Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência G

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes Clastos	Constituição	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Areno-siltosa e siltico-arenosa	Grumos de até 3 mm		Bruno-muito-escuro, Bruno-escuro e bruno	10YR2/2, 10YR3/3, 10YR4/3		
	B	Argilo-siltosa			Bruno e Bruno-amarelado	10YR4/3, 10YR5/6	5 (vermelho-amarelado – 5YR5/8)	
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	areno-argilosos	Com areia muito grossa e grânulos					
	Grânulos Alterados	Argilo-siltosos	Fragmentos de rocha de 2 a 3 mm		Bruno-amarelado, amarelo-brunado e	10YR5/6, 10YR6/8,		
	Areia Muito Grossa		Fragmentos de rocha (com matriz) 3 a 6 mm		Bruno-amarelado, amarelo-brunado e cinzento-rosado	10YR5/6, 10YR6/8, 7,5YR7/2		
	Lente arenosa			1 a 2 mm		Bruno-amarelado e Bruno-amarelado-muito-escuro	10YR5/6, 10YR4/6	
	Conglomerado Muito Grosso de Folhelho	Matriz argilo-siltosa	1 e 3 m e 2 e 4 mm (folhelho)		Bruno-muito-claro-acinzentado, branco, amarelo-claro - acinzentado	10YR7/3, 2,5Y8/1, 2,5Y8/2	Bruno-amarelado – 10YR5/	Acima desta camada há lente terrosa
Alúvio-colúvio 1		Areno-argilosa			Cinzento-claro e amarelo	10YR7/2, 10YR7/6	15 (vermelho-amarelado –	

							5YR5/8, 5YR4/6, Bruno- oliváceo-claro – 2,5Y5/6)	
<b>Alúvio 1</b>	Conglomerado Médio	Material arenosiltoso e siltoso	3 a 6 mm e 5 a 10 mm (arenito e folhelho)		Amarelo, Bruno-amarelado e Bruno-amarelado-escuro	10YR7/6, 10YR5/6, 10YR4/6	20 (vermelho-escuro – 2,5YR3/6, bruno-avermelhado-escuro – 2,5YR3/4 e vermelho – 2,5YR4/8)	
	Areia Muito Grossa	Material siltico-argiloso e siltico-argiloso	1 a 3 mm		Bruno-amarelado e Bruno-amarelado-escuro	10YR5/6, 10YR4/6		
<b>Areia-argilosa Cinzenta</b>		Areno-argilosa	1 a 3 mm (poucos)		Amarelo e cinzento	10YR7/6, 10YR6/1	5 Bruno-amarelado – 10YR5/	
<b>Fragmentos de Folhelho</b>		argilosa		Fragmentos de folhelho				
<b>Saprólito</b>	Folhelho	argilosa			Bruno-oliváceo e bruno	7,5YR4/3, 2,5YR4/3		
	Arenito	Areno-siltosa	Com areia muito fina		Amarelo-brunado e amarelo-oliváceo	10YR6/8, 2,5Y6/6		Bastante friável
<b>Rocha</b>	Arenito							
	Folhelho							

### 6.1.8 Toposseqüência H

Esta toposseqüência (figura 64) representa corte longitudinal à encosta. Estende-se por 23 m, com profundidade entre 2,20 e 3,05 m. Intersectam esta seção as toposseqüências A (Furo 13), B (Furo 20), C (Furo 26) e J (Furo 20). As tradagens revelaram irregularidade de topografia de subsuperfície. As unidades identificadas foram: Substrato rochoso, Saprólito, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, cinza, Horizonte B e Horizonte A. É a mais simples das toposseqüências. Nesta seção as litologias são representadas pelo Arenito Amarelo e pelo Folhelho. No contato entre essas rochas há desnível de 50 cm. Na porção rebaixada acima do Saprólito, do Arenito Amarelo, há depósito de Fragmentos de Folhelho com espessura média de 30 cm. No interior dessa unidade ocorrem lentes arenosas com 10 e 15 cm de espessura. Acima, estendendo-se por toda seção aparece o Alúvio 1, formado pelas camadas de Areia Muito Grossa e Conglomerado Médio com Concreções. Sobrejacente ocorre o Alúvio-colúvio 1 que se estende por toda seção com espessura de 22 a 56 cm. No interior da unidade ocorre lente arenosa com 15 cm de espessura. Acima desta unidade ocorre o Alúvio 2 com espessura média de 50 cm. Na base ocorre Camada Granulosa, seguida pela Camada de Areia Muito

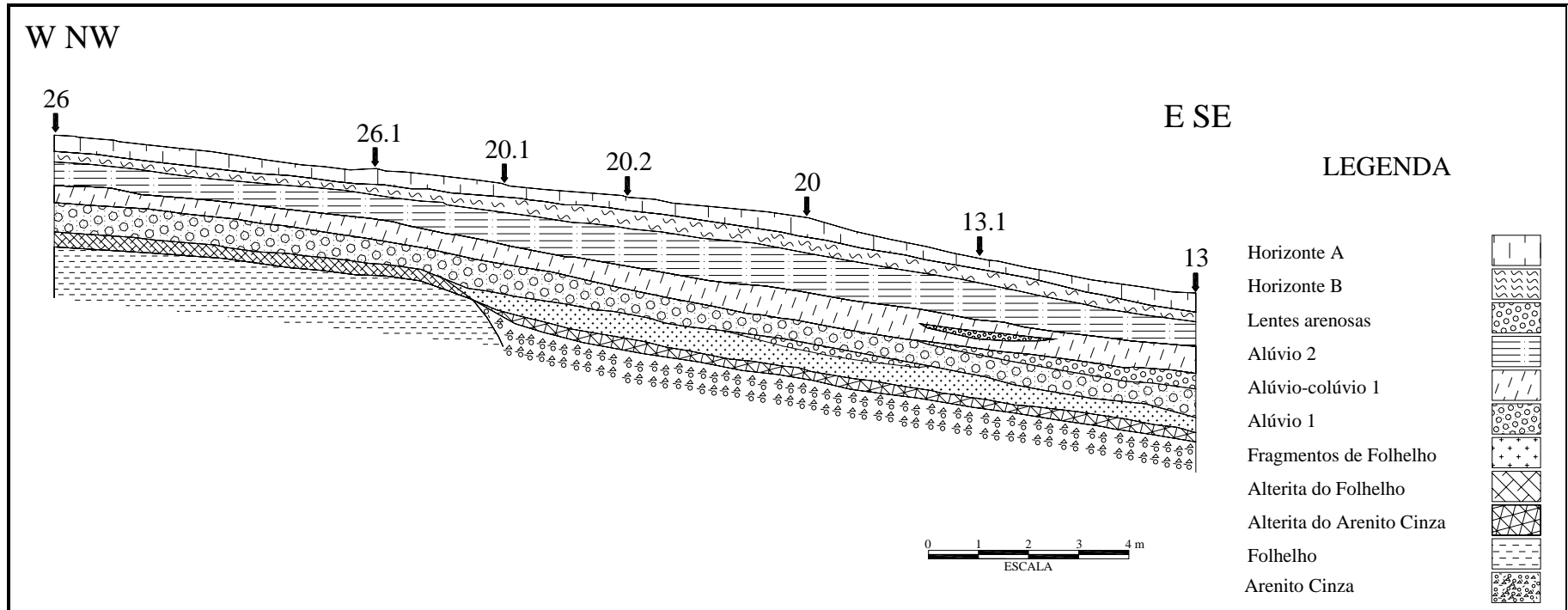


FIGURA – 64 Topossequência H.

Grossa, no topo ocorre Conglomerado Muito Grosso de Rocha. No topo da seção ocorrem os horizontes pedológicos. As características das unidades identificadas estão sintetizadas no quadro 19.

QUADRO 19 - Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposequência H

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes Clastos	Constituição	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Areno-siltosa (topo) argilo-siltosa (base)	Aparece areia muito fina		Bruno-amarelado, Bruno-amarelado-escuro	10YR3/6, 10YR3/4, 10YR5/6	Sem mosqueamento	Estrutura em grumos de 2 a 4 mm
	B	Argilo-arenosa e argilo-siltosa			Bruno-amarelado-claro e Bruno-amarelado	10YR6/4, 10YR5/6		Mais espessa na parte central
Alúvio 2	Camada de Grânulos	Areno-argilosa e arenosa	5 a 8 mm (alta encosta) 2 a 3 mm (parte baixa)	Areia grossa e grânulos de quartzo; fragmentos de arenito e folhelho	Cinzeno-claro (centro) Bruno-amarelado e amarelo-brunado	10YR7/2, 10YR5/6, 10YR6/6	20 a 30 (cinzeno-claro - 10YR6/1, cinzeno-brunado-claro - 10YR6/2)	Espessura uniforme
Lente Arenosa		Areno-argilosa		Arenito e folhelho muito alterado				
Alúvio-colúvio 1		Areno-argilosa e argilosa			Bruno-amarelado	10YR5/4	30 (Bruno-forte - 7,5Y5/6, Bruno - 7,5YR4/3)	
Alúvio 1	Conglomerado Médio	Siltico-argilosa	0,3 a 0,6 mm	Fragmentos de arenito	Amarelo-oliváceo e Bruno-amarelado	2,5Y6/8, 10YR5/6		
	Areia Muito Grossa	Areno-siltosa	1 a 2 mm	Fragmentos de folhelho	Amarelo-oliváceo e Bruno-amarelado	2,5Y6/8, 10YR5/6		
Fragmentos do Folhelho		Argilosa e argilo-siltosa	3 a 6 mm	Fragmentos de folhelho	Cor da rocha			Ocorrem concreções de manganês intercaladas aos fragmentos de rocha
Saprólito	Folhelho				Bruno e Bruno-oliváceo	7,5YR4/3, 2,5YR4/3		
	Arenito	Areo-siltico-argilosa			Cinzeno, cinzeno-claro e branco	2,5Y6/1, 2,5Y7/1 e 5Y7/1, 5Y8/1 e 2,5Y8/1	Manchas de cor Bruno-amarelado - 10YR5/8, amarelo-brunado - 10YR6/8	
Rocha	Arenito cinza							
	Folhelho							

### 6.1.9 Toposseqüência I

Esta toposseqüência (figura 65) está situada de forma longitudinal à encosta e estende-se por 30,5 metros. A profundidade varia entre 3,03 e 4,10m. As tradagens revelaram irregularidade de topografia de subsuperfície e descontinuidades litológicas foram identificadas. As unidades identificadas foram: Rocha, Saprólito cinza-areno-argiloso, Horizonte Organo-mineral 1, Lentes arenosas, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte A.

Nesta seção ocorrem o Arenito Cinza, o Folhelho e o Arenito Amarelo. No contato entre as litologias são destacados desníveis de 20 e 60 cm. Nesta toposseqüência ocorre a Areia-argilosa Cinzenta situada à baixa encosta. Nesta unidade ocorre o Horizonte Organo-mineral 1. Acima ocorre o Alúvio 1, com espessura de 60 cm a 1,75 m, formado pela Camada de Areia Muito Grossa e Camada de Conglomerado Médio com Concreções. Acima se encontra o Alúvio-colúvio 1 em forma de quatro lentes com espessura média de 20 cm. Sobrejacente ocorre o Alúvio 2 com 1,60 m de espessura. Nele são encontradas diferentes subunidades: Camada de Conglomerado Grosso, Camada de Grânulos, Camada de Areia Muito Grossa, Camada de Grânulos Alterados e Camada de Conglomerado Muito Grosso. Entre a segunda e a terceira camadas existem lentes arenosas com espessura entre 12 e 18 cm. Os horizontes pedológicos ocorrem praticamente por toda seção. As características das unidades identificadas estão sintetizadas no quadro 20.

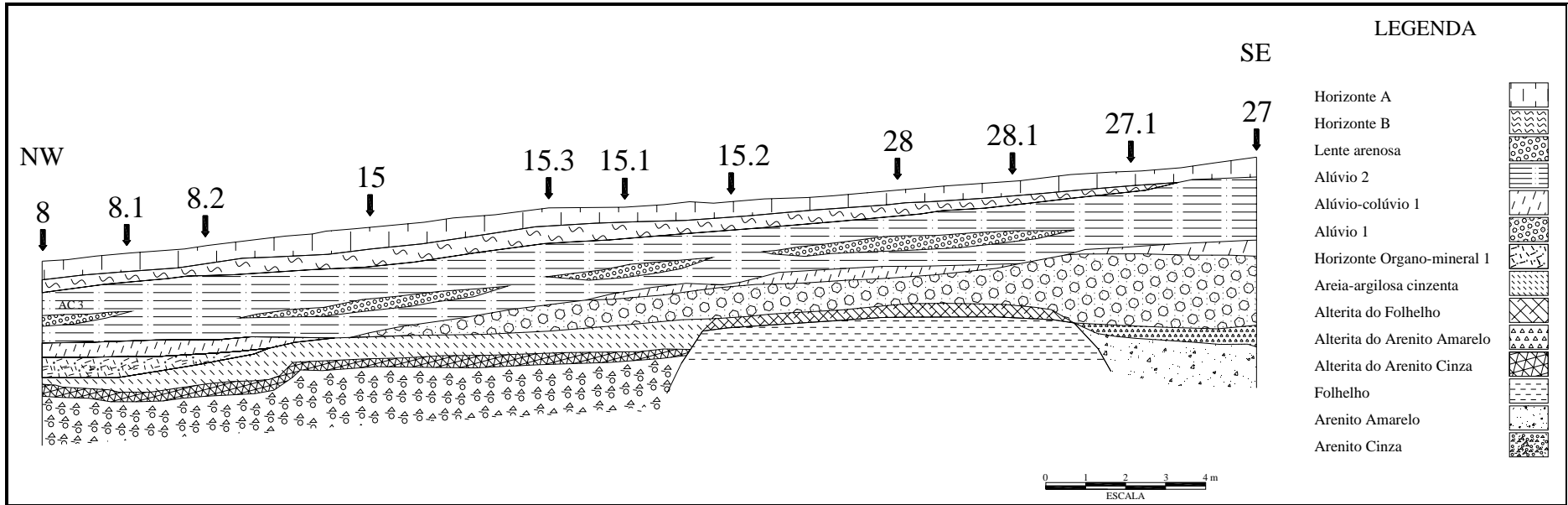


FIGURA 65 – Topossequência I.



QUADRO 20 - Síntese das principais características dos materiais que compõem a toposseqüência I

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes Clastos	Constituição	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte	A	Siltico-argilosa e areno-argilosa		Areia média a grossa	Bruno-muito-escuro e Bruno-escuro e bruno	10YR2/2, 10YR3/3, 10YR4/3	15 (Bruno-forte, amarelo-avermelhado)	Estrutura em grumos de 2 a 4 mm
	B	Argilosa			Bruno e Bruno-amarelado-escuro	10YR4/3 e 10YR3/4	5 (amarelo-avermelhado e Bruno-forte,)	A umidade aumenta com a profundidade
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	Siltico-argilosa	Grânulos e areia muito grossa	Calstos muito altaerados				
	Grânulos Alterados	Argilo-siltosa	Areia muitogrossa e granulos	Quartzo, arenito	Bruno-amarelado-escuro	10YR4/6		Graões decompõem-se facilmente
Lente arenosa		arenosa			Bruno-amarelado-escuro e Bruno-amarelado	10YR4/6 e 10YR5/6		
Alúvio 2	Areia Muito Grossa	Argilosa	Granulos e seixos até 1 cm	Arenito principalmente	Bruno-amarelado-escuro e bruno-amarelado	10YR4/4, 4/6 e 5/6	30 (amarelo-avermelhado)	
Lente Arenosa		Areno-argilosa			Bruno-amarelado, bruno-forte e cinzento-claro	10YR5/8, 7,5YR5/8, 2,5Y7/1 e 2,5Y7/2		
Alúvio 2	Camada de Grânulos	Siltico-arenosa-		Arenito e folhelho				
	Conglomerado Grosso	Areno-siltosa	Granulos e seixos até 1 cm	Arenito, folhelho e quartzo	Bruno-amarelado e amarelo-oliváceo	10YR5/6, 5/8 e 2,5Y6/6		Maior proporção de matriz
Alúvio-colúvio 1		Areno-argilosa			Amarelo-brunado e bruno-oliváceo	10YR6/6 e 2,5Y4/4		
Alúvio 1	Conglomerado Médio		3 a 6 mm	Fragmentos de folhelho e arenito	Bruno-amarelado e Bruno-amarelado-escuro	10YR5/6 e 10YR4/6		
	Areia Muito Grossa	Areno-argilosa	1 a 2 mm		Cinzento-claro (homogêneo)	10YR7/2		
Lente arenosa		Areno-argilosa		Areia fina e poucos grânulos	Cinzento-claro Amarelo-claro-acinzentado	10YR7/2 2,5Y7/4		
Areia-argilosa Cinzenta	Horizonte Organo-mineral 1			Fragmentos de folhelho misturado ao material argiloso (topo)	Preto e cinzento-muito-escuro	2,5Y2,5/1, 2,5Y3/1		Em profundidade apresenta-se mais úmido, plástico, escuro e argiloso
		Argilosa e areno-argilosa	2 a 8 mm	Areia fina e fragmentos de siltito	Cinzento-esverdeado	1G6/1	20 a 30 (base) (Bruno – 5YR4/3, 5YR5/3, 5YR5/6, amarelo-oliváceo – 2,5Y6/6, amarelo – 2,5Y7/6)	Com a profundidade aumentam a umidade e o teor de argila; no furo 9
Saprólito	Arenito cinza	Areno-argilosa			Cinzento, cinzento-claro e branco	2,5Y6/1, 2,5Y7/1, 5Y7/1 e 5Y8/1, 2,5Y8/1	Manchas bruno-amarelado, amarelo-brunado 5	

	Arenito amarelo	arenosa			Bruno-amarelado	10YR5/6	(10Y5/8)	Contém areia muito fina; caráter bastante friável
<b>Rocha</b>	Folhelho	argilosa			Bruno-forte	10YR4/6		
	Arenito cinza							
	Folhelho							

### 6.1.10 Topossequência J

Esta topossequência (figura 66) está posicionada transversalmente à encosta. Estende-se por 30,5 metros. As tradagens revelaram desnível de 60 cm no substrato rochoso no contato do folhelho com o arenito no sentido do declive. As unidades identificadas foram Rocha, Saprólito, Areia-argilosa Cinzenta, Lente arenosa, Fragmentos do folhelho, Alúvio 1, Alúvio-colúvio 1, Alúvio 2, Horizonte B e Horizonte A.

Nesta seção o substrato rochoso é formado pelo Arenito Amarelo e Folhelho; no contato entre essas rochas ocorre desnível de 20 cm. Em direção à baixa encosta, acima do Saprólito do Arenito Amarelo ocorre a unidade Fragmentos de Folhelho cuja espessura é de 20 cm. Sobrejacente a ela ocorre a Areia-argilosa Cinzenta e ambas se concentram na porção rebaixada da topografia de subsuperfície. Em seguida ocorre o Alúvio 1 com espessura entre 30 e 66 cm. Neste perfil essa unidade é formada pela Camada de Conglomerado Médio com Concreções. Acima, por toda seção aparece o Alúvio-colúvio 1 cuja espessura varia de 55 a 99 cm. Na base da unidade tem-se o Horizonte Organo-mineral 2. Acima com espessura de 85 cm a 1,20 m e estendendo-se por toda seção ocorre o Alúvio 2. Ele é formado pelas camadas Areia Muito Grossa e Grânulos Alterados. Entre elas há lente arenosa de 15 cm de espessura. As características das unidades identificadas estão sintetizadas na quadro 21.

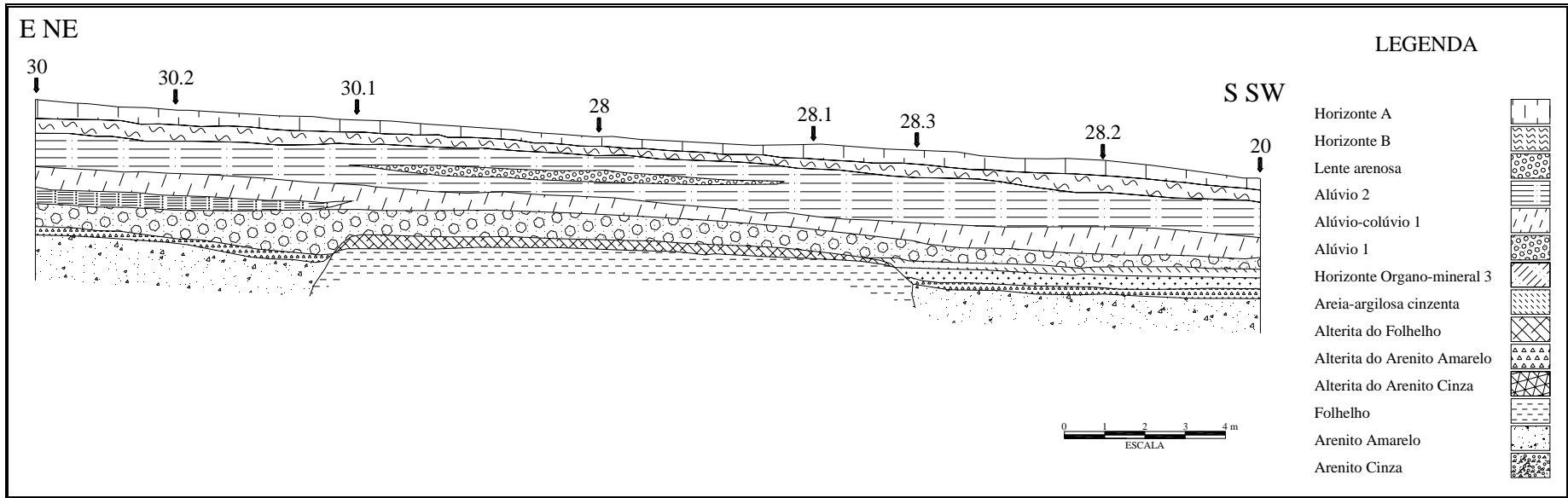


FIGURA 66 – Topossequência J.

QUADRO 21 - Síntese das principais características dos materiais que compõem a topossequência J

Unidade	Subunidade	Textura	Grandes Clastos	Constituição	Cor Dominante	Cor na tabela	% Mosqueamento	Característica principal
Horizonte A		Argilo-arenosa e arenosiltosa	Grânulos e areia grossa de quartzo		Bruno-muito-escuro, Bruno-escuro e bruno	10YR2/2, 10YR3/3, 10YR4/3		A estrutura é em grumos de 2 a 3 mm
Horizonte B		Argilo-siltosa e argilo-arenosa			Bruno-escuro e Bruno-amarelado-escuro	7,5YR3/2, 10YR3/4	Sem mosqueamento	
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Rocha	Siltico-arenosa	Grânulos e seixos de até 1 cm	Arenito e folhelho	Bruno-amarelado-escuro e amarelo oliváceo	10YR3/4 e 3/6, 2,5Y6/6		
	Grânulos Alterados	Arenosa e arenosiltosa	Grânulos e seixos de até 6mm	Arenito, folhho e siltítico	Cinzeno-claro, cinzeno e amarelo oliváceo	2,5Y7/1, 6/1 e 6/6	30% amarelo, amarelo-brunado (10YR7/8 e 6/8) vermelho-amarelado (5YR5/8) e branco (10YR8/1)	Clastos muito alterados, desagregam-se facilmente
	Areia Muito Grossa	Arenosiltosa	Areia muito grossa e granulo	Arenito, folhho e siltítico	Amarelo, amarelo-oliváceo amarelo-brunado	2,5Y7/6; 6/6 10YR6/8		Em geral apresenta-se desprovida de amtriz
Lente arenosa		arenosa	Areia muito grossa	quartzo				
Alúvio 2	Conglomerado Muito Grosso de Folhelho	Siltosa e arenosiltosa	Grânulos e seixos de até 2 cm					
	Camada de Grânulos	Arenosiltosa	Granulos e areia muito grossa		Bruno-amarelado e bruno-oliváceo-claro	10YR5/6, 5/8, 2,5Y5/6	30% cinzeno-claro, cinzeno (2,5Y7/1, 6/1) e amarelo (10YR7/8)	Seidmento muito friável
	Conglomerado Grosso	Siltico-arenosa	Grânulos e seixos de até 8 mm	Arenito e quartzo	Bruno-amarelado-escuro, bruno-amarelado	10YR4/6, 5/6;	35% bruno-oliváceo, bruno-oliváceo-claro (2,5Y4/4, 5/6), cinzeno e preto (2,5Y2,5/1 e 6/1)	Pouca matriz em relação aos grossos
	Horizonte Organo-mieral 3	Areno-argilosa e argilosa			Bruno-oliváceo e bruno-amarelado-escuro	2,5Y4/3 e 10YR4/4		6% de matéria organica
	Horizonte Organo-mineral 2	Areno-argilosa			Bruno-amarelado-escuro	10YR4/6	5% bruno-amarelado (19YR5/8)	7% de matéria organica
Alúvio-colúvio 1		Areno-argilosa			Cinzeno, cinzeno-claro, amarelo, bruno-amarelado	2,5Y6/1, 2,5Y7/1, 7/6, 7/8; 10YR5/4, 5/8	(7,5YR5/4, 5/6) vermelho-amarelado (5YR5/8), branco (2,5Y8/1)	Com lentes conglomeráticas e arenosas de até 10 cm
Alúvio 1	Conglomerado Grosso	Areno-argilosa e argilosa	Seixos até 8 mm	Quartzo e arenito	Cinzeno-claro, bruno-oliváceo-claro e Bruno-amarelado-claro	2,5Y7/2, 2,5Y5/3, 2,5Y6/3	40% bruno-forte e bruno-olivace (7,5YR5/8 e 2,5Y4/3)	Material sedimentar grosso e folhelhos associados a grânulos e areia grossa
	Conglomerado Médio	Areno-argilosa e siltico-arenosa	Granulo e seixos de até 8 mm	Arenito, argilito e folhelho	Bruno-forte e bruno-amarelado-escuro	7,5YR4/3, 7/6, 5/6; 10YR4/6	30% amarelo-avermelhado (7,5YR6/8) e amarelo (10YR7/8, 2,5Y7/8)	Quantidade de matriz aumenta em direção a baixa encosta
	Areia Muito Grossa	Arenosa e arenosiltosa	Areia muito grossa	Quartzo, arenito e	Bruno, amarelo-	7,5YR5/4, 2,5Y6/8;	30% bruno-forte e bruno-olivace	

		siltosa	grossa e seixos de até 6 mm	folhelho	oliváceo, bruno-amarelo-escuro e		(7,5YR5/8 e 2,5Y4/3)	
<b>Areia-argilosa Cinzenta</b>	Horizonte Organo mineral 1	Areno-siltosa			Cinzento-muito-escuro e preto	2,5Y3/1, 2,5/1		
		Areno-argilosa			Cinzento-claro, cinzento-esverdeado	2,5Y7/1, 5Y7/1, 1G6/1	40% Amarelo-oliváceo, amarelo (2,5Y6/6, 7/6), bruno-forte e amarelo-avermelhado (7,5YR5/8, 7/6)	Com poucos fragmentos de folhelho dispersos
<b>Fragmentos de Folhelho</b>		argilosa			Bruno-avermelhado, cinzento-claro	5YR5/3, 4/3, 2,5Y7/1, 5Y7/1		
<b>Saprólito</b>	Arenito cinza	Areno-siltosa			Branco e cinzento-claro	2,5Y8/1, 2,5Y7/1, 2,5Y7/2 e 10YR7/1	20 (amarelo – 2,5Y7/6, bruno-amarelado – 10YR5/8 e bruno-forte – 7,5YR7/8)	
	Arenito amarelo	Areno-siltosa e areno-argilosa			bruno	7,5YR5/8	20 (cinzento-claro – 10YR7/2 e Bruno-forte – 7,5YR5/8)	Bastante friável
	Folhelho	Siltico-argilosa e argilo-siltosa			Bruno-forte	7,5YR4/6		
<b>Rocha</b>	Arenito amarelo	O contato do folhelho com o arenito cinza gerou um desnível de 56 cm						
	Arenito cinza							
	Folhelho							

## 6.2 Características e distribuição das unidades sedimentares e pedológicas na média e baixa encostas

Neste item serão apresentadas as características e a distribuição dos materiais na encosta: solo, sedimentos, rocha e saprólito no setor da encosta estudado. Cada unidade foi caracterizada a partir das propriedades reconhecidas nas toposseqüências.

### 6.2.1 Rocha

Três tipos litológicos ocorrem na porção da encosta estudada: Arenito Amarelo, Arenito Cinza e Folhelho. O Arenito Cinza ocorre na baixa encosta na extremidade esquerda. O Folhelho ocorre na parte central e em direção à alta encosta, nas cotas topográficas mais altas. O Arenito Amarelo ocorre na baixa

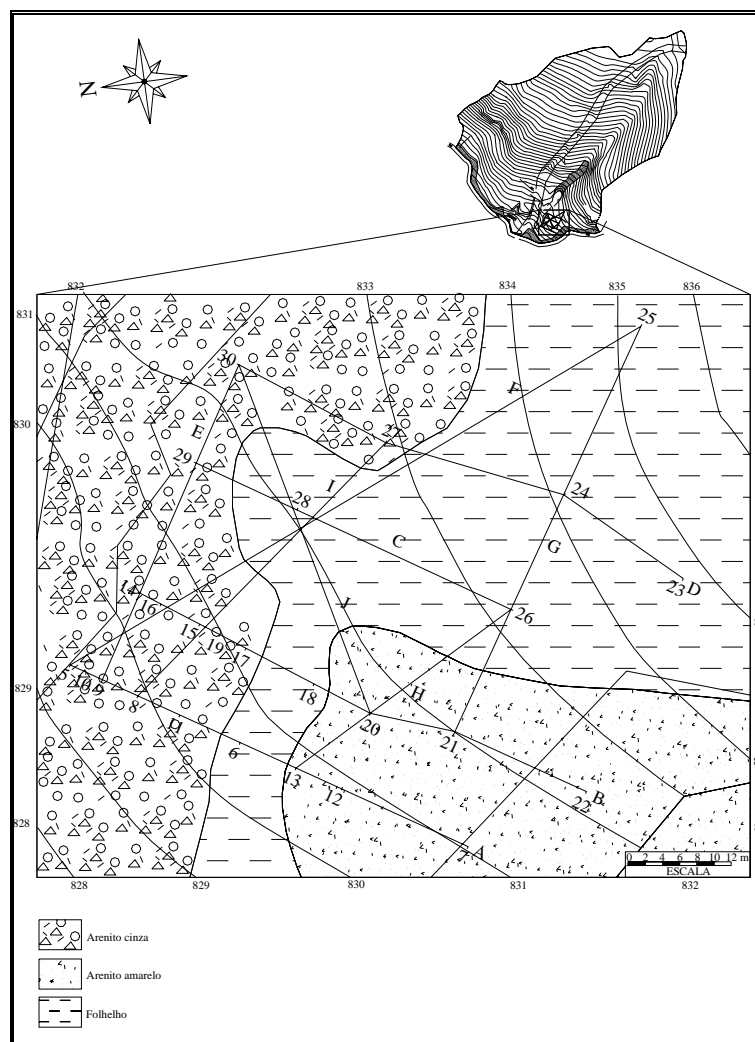
encosta. O Arenito Cinza aparece em profundidades sempre superiores a 3 m a até 4,10 m. O Folhelho apresenta as menores profundidades, variando de 1,24 m a até 3,03 m. O Arenito Amarelo ocorre à profundidade média de 2,70 m e 3,30 m. Desníveis ocorrem no contato entre dois tipos rochosos e dentro do mesmo tipo rochoso. Esses desníveis variam de 50 cm em média a até 2,50 m. A distribuição das rochas no setor estudado está representada na figura 67.

### 6.2.2 Saprólito

O saprólito do Folhelho tem espessura variando de 7 a 47 cm. As cores são bruno (7,5YR4/3), bruno-amarelado-escuro (10YR4/4) e bruno-acinzentado-escuro (2,5YR4/2). Ocorrem fragmentos de 5 a 8 mm de tamanho. Trata-se de folhelho que se desagrega facilmente em placas milimétricas. A textura é argilo-siltosa e argilosa. Verticalmente apresenta variações de cores, junto à rocha, na parte mais baixa apresenta cor cinzento-esverdeado (1G6/1). No topo da unidade a cor do Folhelho é cinzento-avermelhado (2,5YR4/2). O saprólito do Arenito Amarelo apresenta espessura de 5 cm a 40 cm. A textura do material é areno-siltosa e areno-argilosa, com areia muito fina a média. O material é seco ao tato e bastante friável.

A plasticidade é média. A cor predominante é amarela; o cinza ocorre secundariamente. As cores variam de amarelo-brunado (10YR6/8) ao amarelo-oliváceo (2,5Y6/6 a 7/8). Entre os tons cinzentos ocorre o cinzento-brunado-claro (10YR6/2) e tons entre bruno-oliváceo-claro (5Y6/2) e cinzento-claro (5Y7/3).

O saprólito do Arenito Cinza tem espessura de 5 a 40 cm. Apresenta principalmente textura arenosa, arenosa com predomínio de areia média a grossa. São reconhecidos grânulos de quartzo e clastos que variam de 1 a 4 cm de diâmetro. A plasticidade é baixa. As cores são cinzento, cinzento-claro (2,5Y6/1, 2,5Y7/1, 2,5Y7/2, 5Y7/1) e branco (5Y8/1, 2,5Y8/1) com mosqueamento de 25 a 30% com bruno-acinzentado, bruno-amarelado, amarelo-brunado (10YR5/2, 5/8, 6/8) e amarelo 2,5Y7/6).

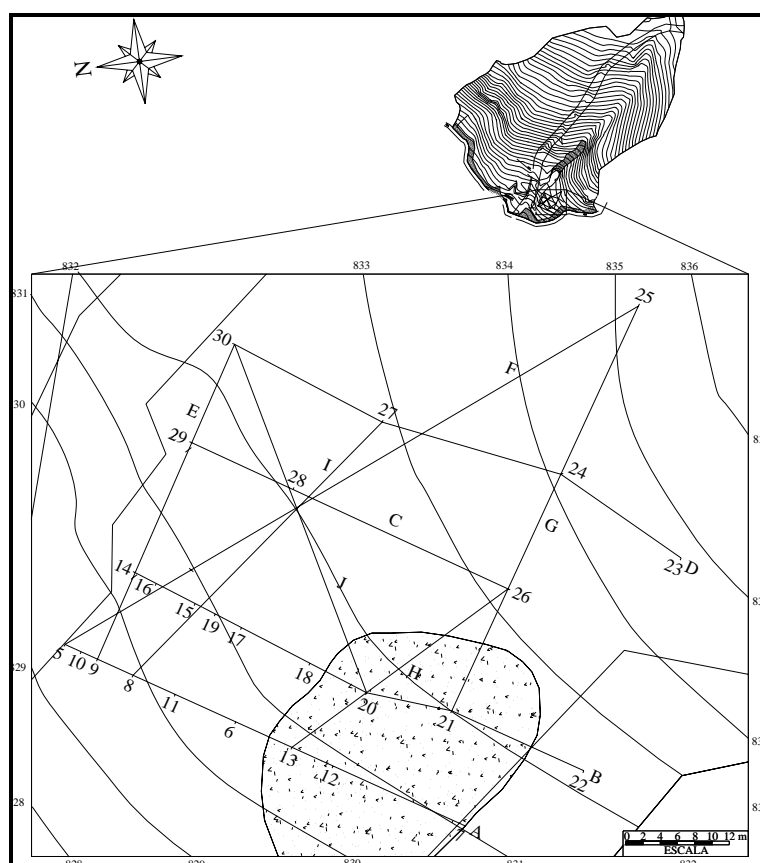


**FIGURA 67 - Distribuição das rochas no setor estudado.**

### 6.2.3 Fragmentos de Folhelho

Esta unidade ocorre nas topossequências A, G, H e J. Ela apresenta espessura entre 25 e 73 cm. A unidade é composta principalmente por fragmentos do folhelho de 3 a 6 mm e de 5 a 8 de tamanho. A concentração desse material ocorre na baixa encosta. Duas lentes foram reconhecidas nesta unidade, uma argilosa e outra arenosa. A lente argilosa tem espessura média de 12 cm. Sua textura é argilo-siltosa, com poucos fragmentos do folhelho dispersos. A cor é bruno (7,5YR5/4). A lente arenosa apresenta 10 cm de espessura e a cor é cinzento-claro (2,5Y7/1, 5Y7/1). O contato com as camadas subjacente e sobrejacente é abrupto.

As cores reconhecidas foram bruno-avermelhado (5YR5/3, 4/3), cinzento-claro (2,5Y7/1 5Y7/1) e amarelo (2,5Y7/8). Intercalados aos fragmentos de rocha ocorrem nódulos de manganês no tamanho areia média. A distribuição dessa unidade pela encosta está representada na figura 68.



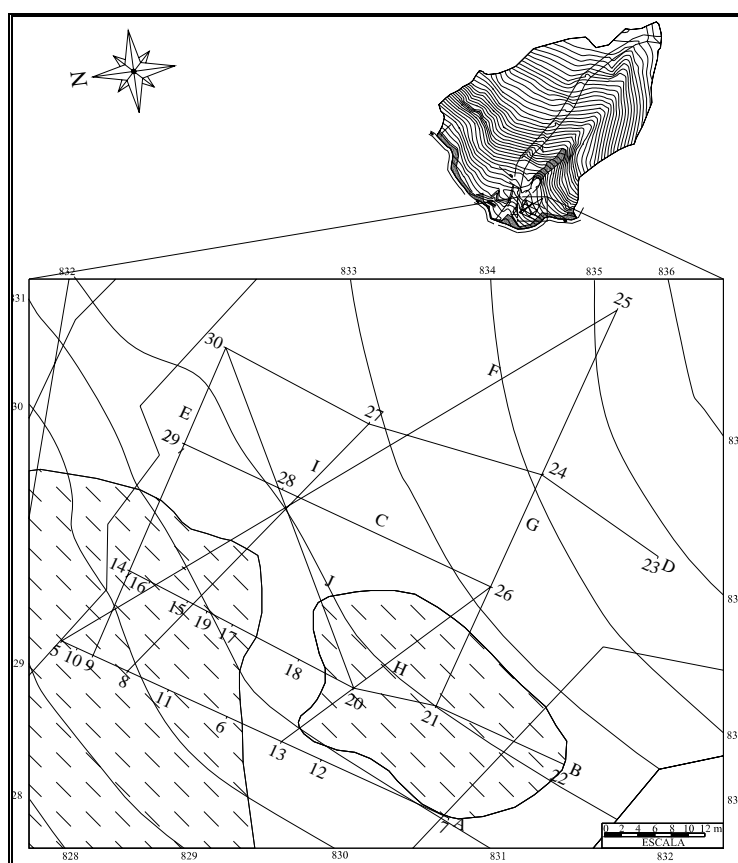
**FIGURA 68 – Distribuição do Depósito de Fragmentos de Folhelho no setor da encosta estudado.**

#### 6.2.4 Areia-argilosa Cinzenta

A distribuição dessa unidade na encosta está representada na figura 69. A espessura máxima encontrada foi de 75 cm. A textura dominante é areno-argilosa, seguida por areno-siltosa e siltico-arenosa com percentual de grânulos de 4 a 6%. A umidade, a plasticidade e o teor de argila aumentam com a profundidade. Ocorrem localmente pouquíssimos fragmentos de folhelho dispersos. Lentes conglomeráticas foram identificadas nos sedimentos areno-argilosos. Apesar da variação textural que pode ser encontrada verticalmente ao longo do perfil, as cores registradas são as



mesmas ao longo da unidade, são variações de cinza e amarelo, predominado o primeiro sobre o segundo. As cores dos sedimentos são cinzento-claro (2,5Y7/1, 2,5Y7/2, 5Y7/1) cinzento-esverdeado (1G6/1) com mosqueamento que pode chegar a 40% com amarelo-oliváceo, amarelo (2,5Y6/6, 7/6), bruno-forte e amarelo-avermelhado (7,5YR5/8, 7,5Y7/6). O Horizonte Organo-mineral 1 desenvolve-se nesta unidade.

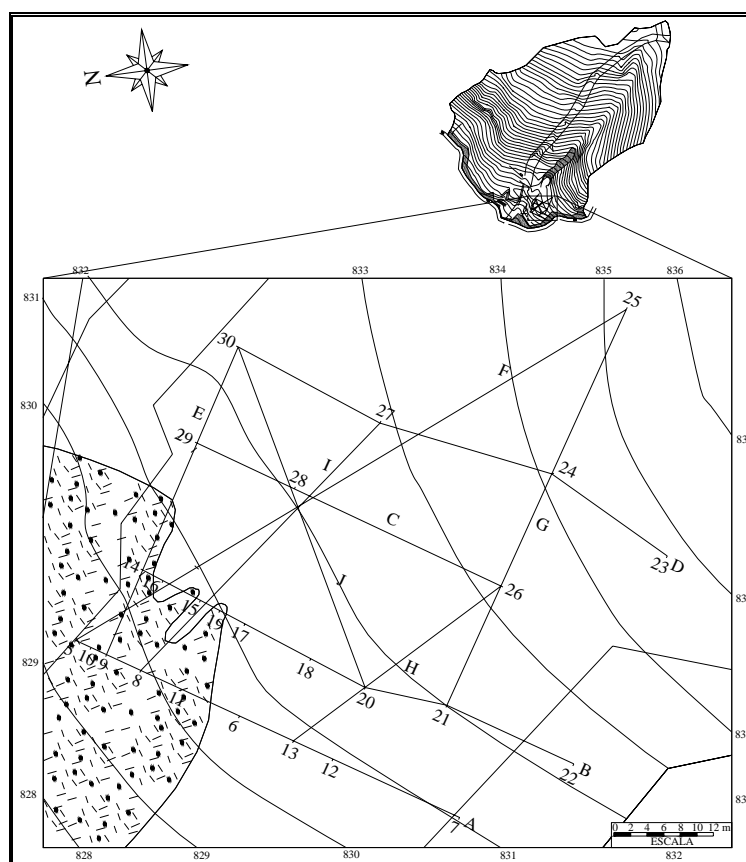


**FIGURA 69 - Distribuição da Areia-argilosa Cinzenta 1 no setor da encosta estudado.**

### 6.2.5 Horizonte Organo-mineral 1

Na porção mais baixa da encosta, esta subunidade aparece à profundidade de 2,74 m e 3,28 (figura 70). Trata-se de material areno-argiloso, arenoso e areno-síltico-argiloso, e teor de grânulos de 2 a 6%. Esta unidade se encontra em contato direto com a rocha ou com o saprólito, fazendo parte dos sedimentos da unidade Areia-argilosa Cinzenta. A espessura desse material pode chegar a 1,10 m, com espessamento em direção à baixa encosta. As tradagens revelaram importantes

irregularidades no contorno da litologia em cujas porções mais baixas aparece essa subunidade. A textura é areno-argilosa e a plasticidade é alta. As cores são cinzento-muito-escuro e preto (2,5Y3/1, 2,5/1). Não foi identificado mosqueamento desse material. No topo da unidade ocorrem clastos de folhelho de 3 a 6 mm. Em direção à alta encosta, a espessura desta unidade diminui e a cor fica mais clara – bruno-amarelado-escuro (10YR4/4, 4/6). Os teores de matéria orgânica obtidos através de queima são de 6 e 8%.



**FIGURA 70 – Distribuição do Horizonte Organo-mineral 1 no setor da encosta estudado.**

### 6.2.6 Alúvio 1

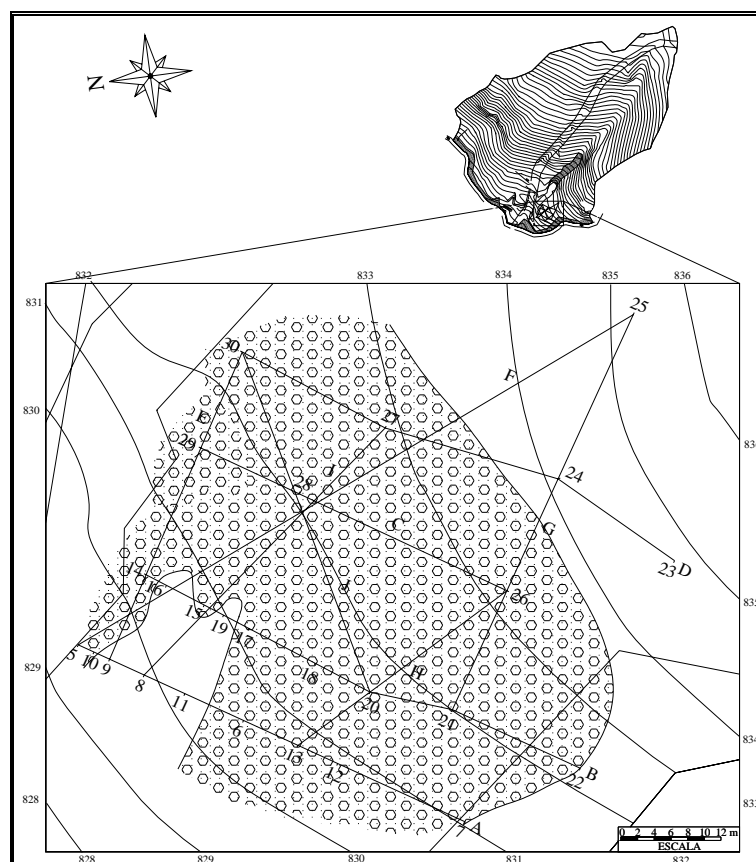
Esta unidade ocorre na média e baixa encosta. A espessura média varia de 30 a 60 cm. No interior da unidade, onde as espessuras são maiores ocorrem lentes de material arenoso que separam diferentes subunidades referidas a seguir. A distribuição dessa unidade na encosta está representada na figura 71.

As características texturais e de cor do Alúvio 1 variam verticalmente e lateralmente ao longo da encosta. Nela três grandes classes granulométricas dos fragmentos grossos foram reconhecidas. Da base para o topo, a primeira classe, denominada Camada de Areia Muito Grossa, é formada principalmente por clastos de arenito e folhelho com tamanho areia muito grossa; esporadicamente ocorrem seixos de até 6 mm. Dentro dessa subunidade ocorrem variações laterais que determinaram a ocorrência de seixos de 4 a 6 mm de tamanho em direção ao divisor e de areia muito grossa na direção oposta. Ocorre quartzo na fração areia muito grossa e grânulo. Os clastos estão bem preservados, mantendo em geral a cor original da rocha. A textura é arenosa e areno-siltosa. A plasticidade é baixa no topo da unidade e média em profundidade. As cores dominantes são bruno, amarelo-oliváceo, bruno-amarelado-escuro e amarelo-brunado (7,5YR5/4, 2,5 Y6/8, 10YR 4/6 10YR5/6) com 30% de mosqueamento com bruno-forte e bruno-oliváceo (7,5YR5/8 2,5Y4/3).

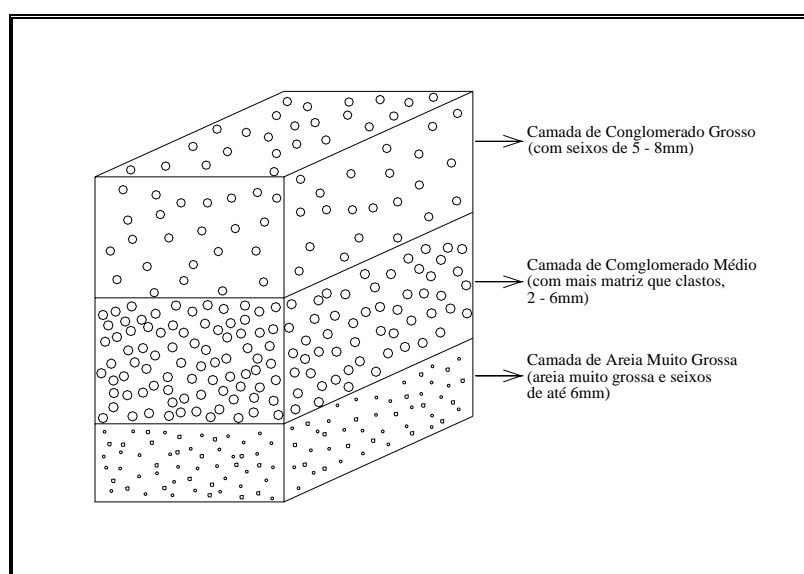
A segunda camada que forma o Alúvio 1 é denominada Camada de Conglomerado Médio. Ela é constituída por fragmentos de arenito, argilito e folhelho com dimensão de 2 a 6 mm. Nesta ocorrem variações laterais na proporção de matriz e clastos. Em direção ao divisor ocorrem porções com maior proporção de clastos, em direção à depressão na baixa encosta a matriz torna-se mais abundante em relação aos clastos. A textura é areno-argilosa e siltico-arenosa. Em geral a camada fica mais arenosa em profundidade. Ocorrem nódulos milimétricos de manganês. As cores são ligeiramente mais escuras que as da camada subjacente. As cores predominantes são bruno, bruno-avermelhado, bruno-forte (7,5YR4/3, 7/6 5/6) e bruno-amarelado-escuro (10YR4/6) com mosqueamento de até 30% com amarelo-avermelhado (7,5YR6/8), amarelo (10YR7/8, 2,5Y7/8).

A terceira camada, denominada Camada de Conglomerado Grosso, apresenta clastos de rocha ligeiramente maiores que os das camadas inferiores. O tamanho médio dos fragmentos é de 5 a 8 mm. Em direção à baixa da encosta os clastos reduzem ligeiramente de tamanho para dimensões entre 3 e 6 mm em média. Ocorrem no meio do material grânulos e seixos de quartzo. A textura é argilosa e areno-argilosa. As cores em geral são cinzento, cinzento-claro (10YR6/1, 2,5Y7/1), bruno-amarelado-escuro e bruno-oliváceo-claro (10YR4/6, 2,5Y 5/4, 5/6),

com mosqueamento que pode chegar a 40%. A figura 72 representa essas três diferentes camadas que compõem o Alúvio 1.



**FIGURA 71 – Distribuição do Alúvio 1 no setor da encosta estudado.**



**FIGURA 72 – As diferentes camadas que compõem o Alúvio 1.**

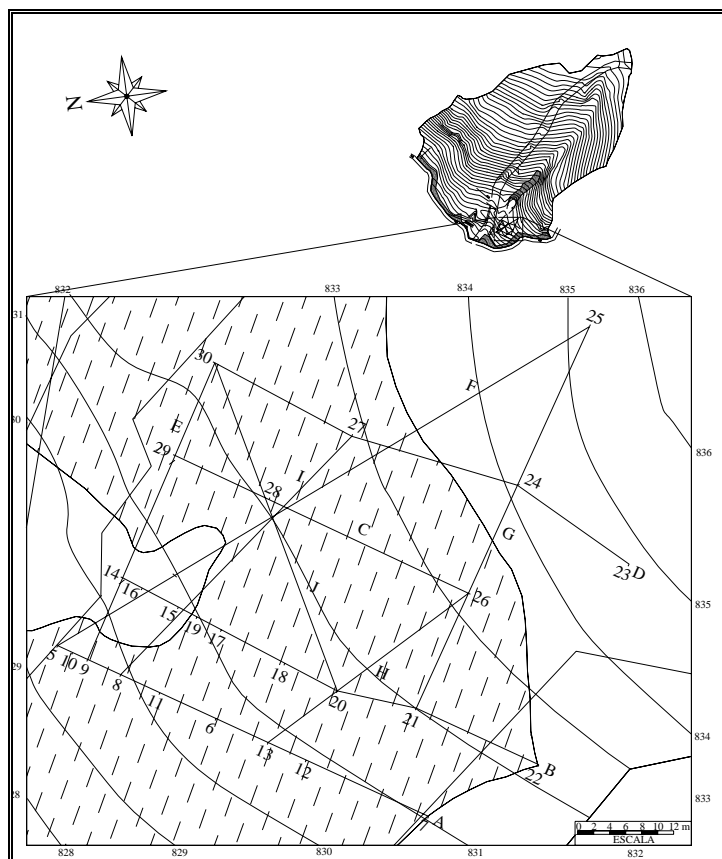
### 6.2.7 Alúvio-colúvio 1

Esta unidade estende-se por grande parte da encosta, deixando de ocorrer em direção ao divisor e em reduzida área no centro da encosta. A espessura varia de 50 cm a 1,4 m. A unidade é concordante com a topografia de subsuperfície, concentra-se na baixa encosta e espessa-se nas depressões do Alúvio 1. A distribuição dessa unidade na encosta está representada na figura 73.

Nas toposseqüências I e F o Alúvio-colúvio 1 ocorre na forma de lentes que separam o Alúvio 1 do Alúvio 2. A textura verificada é areno-argilosa e areno-siltosa, com areia muito fina. A plasticidade é de média a alta. A quantidade de argila e a plasticidade aumentam em profundidade e em direção à baixa encosta. Excepcionalmente podem ser verificados poucos clastos (até 5 por amostra de sondagem) de arenito e folhelho com dimensões que variam de grânulos a seixos de até 8 mm. Nas porções mais espessas da unidade são encontradas lentes argilo-arenosas, arenosas ou conglomeráticas. Em direção à alta encosta ocorrem lentes de fragmentos de rocha de dimensões de 2 a 6 mm; o comprimento é de 3 e 6 m e a espessura de 10 a 20 cm. Na parte central e em direção à baixa encosta ocorrem lentes com material arenoso cuja espessura varia de 1 cm a 25 cm.

As cores dominantes são cinzento (2,5Y6/1) cinzento-claro (2,5Y7/1), amarelo (2,5Y7/6, 7/8) e bruno-amarelado (10YR5/4, 5/8) com mosqueamento que pode chegar a 40% com bruno e bruno-forte (7,5Y5/4, 5/6), vermelho-amarelado (5YR5/8), branco (2,5Y8/1), bruno-oliváceo-claro (2,5Y5/6) Há tendência de tons amarelos concentrarem-se à direita da encosta, enquanto tons de cinza e maior porcentagem de mosqueamento se concentrarem à esquerda da encosta e em direção à baixa encosta. O contato com as camadas supra e subjacente foi marcadamente abrupto.

Em profundidade observou-se concentração de biotúbulos que se apresentam como antigas raízes de 1 cm de espessura.



**FIGURA 73 – Distribuição do Alúvio-colúvio 1 no setor da encosta estudado.**

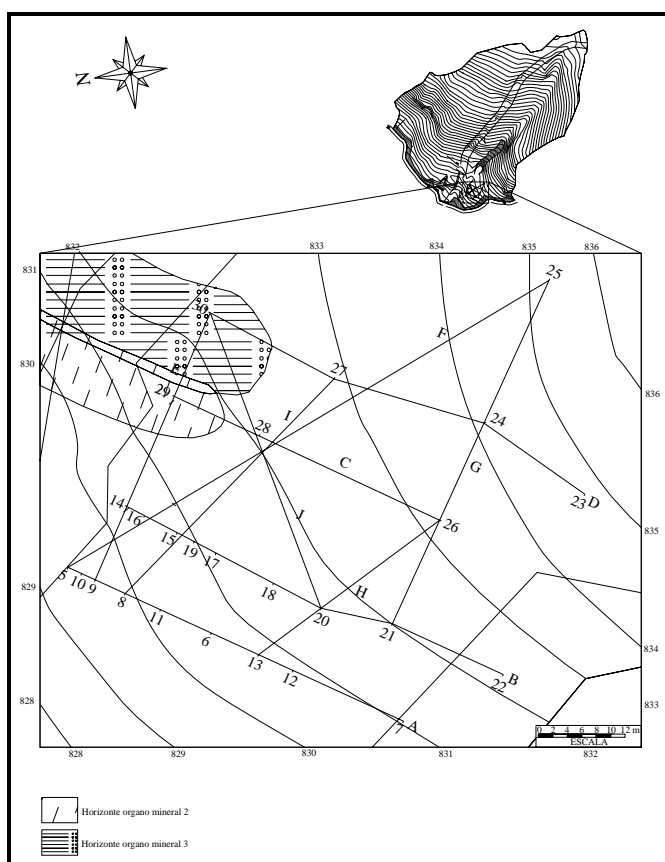
### 6.2.8 Horizonte Organo-mineral 2

Esta unidade se desenvolveu sobre os sedimentos do Alúvio-colúvio 1. Apresenta cerca de 7 m de extensão e espessura de 44 cm. A textura é areno-argilosa, a cor do Horizonte organo-mineral é bruno-amarelado-escuro (10YR4/6) com mosqueamento de 5% com bruno-amarelado (10YR5/8). A quantidade de argila e a plasticidade aumentam com a profundidade. As configurações na toposseqüência sugerem tratar-se de Horizonte organo-mineral que foi truncado por processo de erosão. Os teores de matéria orgânica obtidos através do método da

queima foram de 7%. A distribuição desta unidade na encosta esta representada na figura 74.

### 6.2.9 Horizonte Organo-mineral 3

Este terceiro Horizonte organo-mineral é encontrado no setor de média encosta. Essa unidade se desenvolveu no topo da unidade Alúvio-colúvio 1 com comprimento de 7 m e espessura média de 35 cm. Apresenta textura areno-argilosa. As cores encontradas foram bruno-oliváceo (2,5Y4/3) e bruno-amarelado-escuro (10YR4/4). São cores que destoam do restante da camada. Através do método da queima, os teores de matéria orgânica foram de 6%. A distribuição desta unidade na encosta está representada na figura 74.

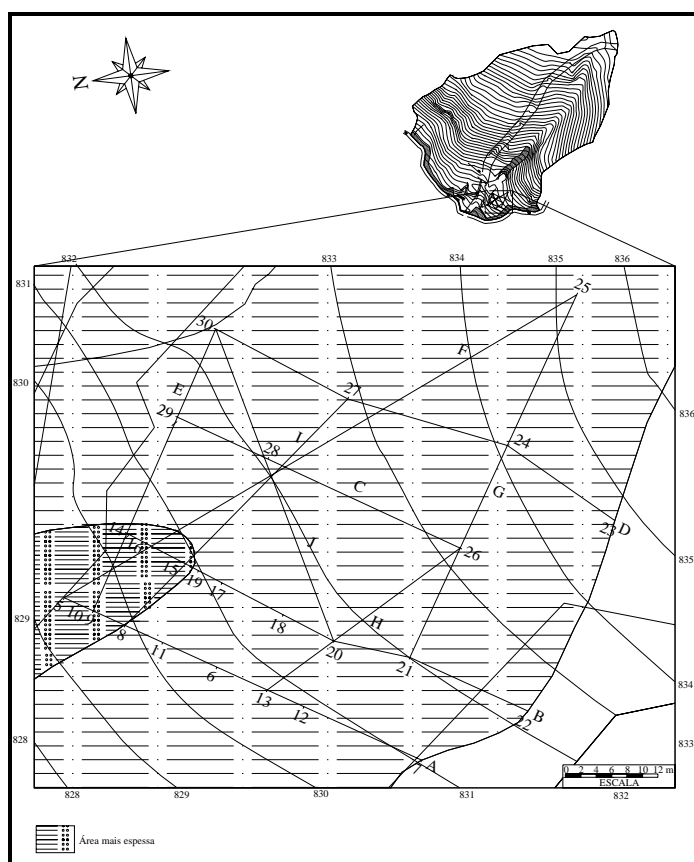


**FIGURA 74 - Distribuição dos Horizontes Organo-minerais 2 e 3 no setor da encosta estudado.**

### 6.2.10 Alúvio 2

Esta unidade distribui-se por toda encosta com espessura que varia de 35 cm a 1,70m. A distribuição dessa unidade está representada na figura 75.

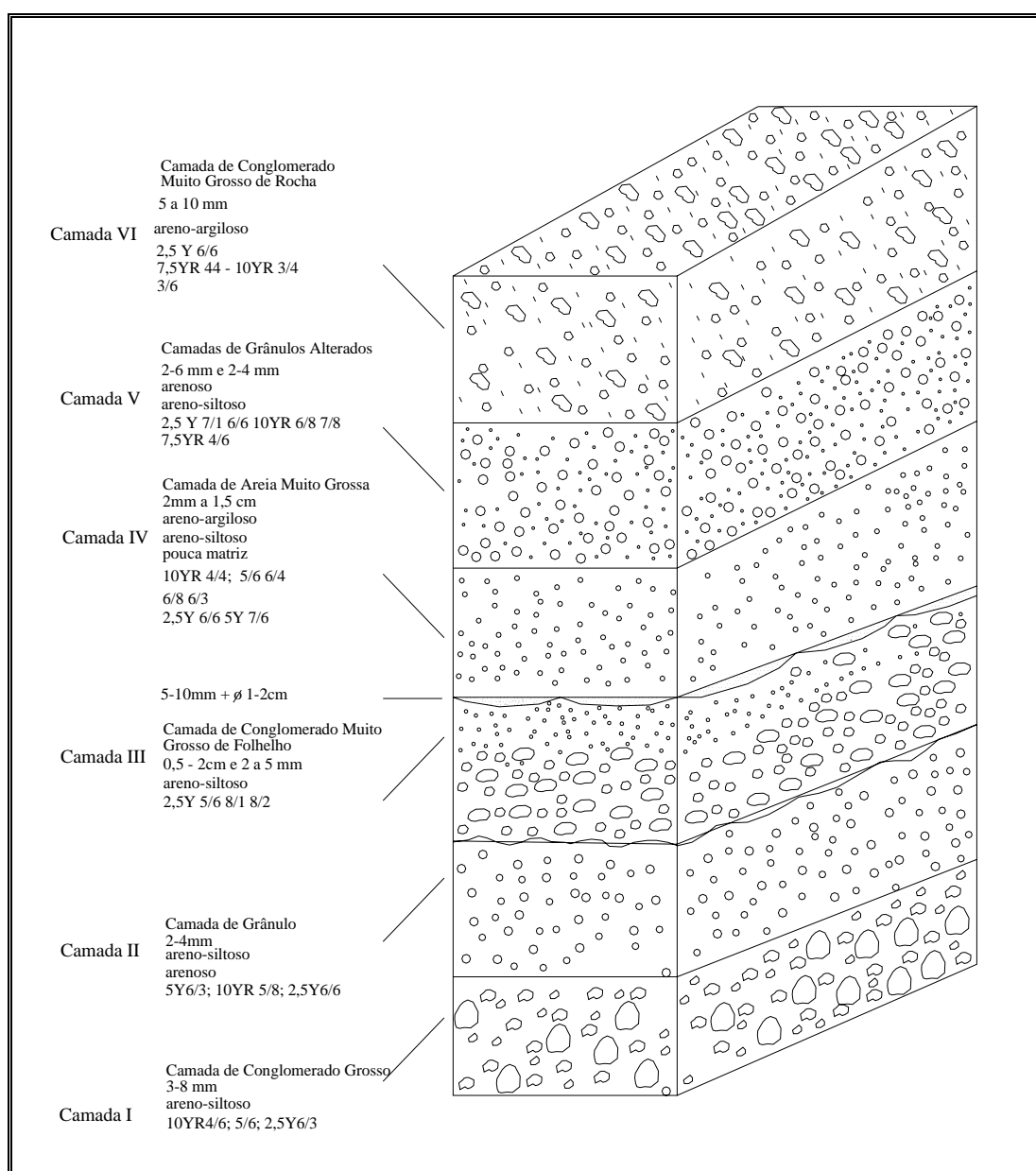
O Alúvio 2 é formado por seis diferentes camadas. A figura 76 representa a características destas camadas. Na base da unidade tem-se a Camada de Conglomerado Grosso constituída principalmente por clastos de rocha de tamanho 3 a 8 mm, ocorrem de forma esporádica seixos, de arenito e quartzo, de 2 a 4 cm. A textura é areno-siltosa. Os sedimentos são marcados por pouca matriz em relação aos grossos. As cores são bruno-amarelado-escuro, bruno-amarelado (10YR4/6, 5/6) e bruno-amarelado-claro (2,5Y6/3) o mosqueamento pode chegar a 35% com bruno-oliváceo e bruno-oliváceo-claro (2,5Y4/4, 5/6), cinzento e preto (2,5Y2,5/1 e 6/1). O contato desta camada com os níveis sobrejacente e subjacente é abrupto.



**FIGURA 75 – Distribuição do Alúvio 2 no setor da encosta estudado.**



A camada sobrejacente é denominada Camada de Grânulo, apresentando textura areno-siltosa e arenosa. O material apresenta-se muito friável, sem coerência. O tamanho médio dos fragmentos maiores é de 2 a 4 mm. Ocorrem seixos de até 1,5 cm de diâmetro. As cores dominantes são bruno-amarelado (10YR5/6, 5/8) e bruno-oliváceo-claro (2,5Y5/6), com mosqueamento de até 30% com cinzento-claro, cinzento (2,5Y7/1, 6/1) e amarelo (10YR7/8). Há lentes arenosas separando esta camada da sobrejacente.



**FIGURA 76 – Representação das seis camadas que formam o Alúvio 2.**

A Camada de Conglomerado Muito Grosso de Folhelho, sobrejacente à Camada II é de textura areno-siltosa. É formada por seixos de 0,5 a 1 cm de tamanho, embora ocorram clastos até 2 cm. Os constituintes grossos são principalmente fragmentos de folhelho e, secundariamente, quartzo na fração areia muito grossa e grânulo. Da média para a baixa encosta o tamanho médio dos grãos diminui para dimensões entre 2 e 5 mm. As cores alternam-se entre cinza e amarelo. Separando esta camada da sobrejacente há lente arenosa que se estende por 4 metros e espessura de 18 cm.

A Camada de Areia Muito Grossa é formada principalmente por fragmentos de rocha nas frações areia muito grossa e grânulo. Seixos de até 1,5 cm podem aparecer de forma rara. Localmente pode se apresentar com por fragmentos de rocha (sem matriz) de 3 a 6 mm de tamanho. A textura é areno-siltosa e areno-argilosa, pontualmente (F24) pode apresentar-se argilosa. Em geral a plasticidade é de baixa a média, e alta no setor mais argiloso. Predominam entre os sedimentos clastos de folhelho, grânulos e grãos de quartzo. As cores são amarelo, amarelo-oliváceo (2,5Y7/6, 6/6), bruno-amarelado-escuro, bruno-amarelado e amarelo-brunado (10YR4/4, 5/6, 6/8) O contato com a camada sobrejacente é abrupto em razão do grau de preservação dos clastos que nesta camada encontram-se bem preservados, em contraste à camada superior em que os grãos se apresentam muito alterados. Nesta camada a umidade, a plasticidade e o mosqueamento aumentam com a profundidade.

Sobrejacente a esta ocorre a Camada de Grânulos Alterados, cuja textura é areno-siltosa e areno-argilosa. É composta por fragmentos de rocha (arenito, siltito e folhelho) de tamanho de 2 a 6 mm. Ocorrem muitos grânulos e areia muito grossa de quartzo. Os fragmentos maiores são seixos de 1 cm de diâmetro. Variações granulométricas dos clastos ocorrem da alta para a baixa encosta que apresenta respectivamente fragmentos de 2 a 6 mm e 2 a 4 mm. Os materiais apresentam-se muito alterados, desagregam-se facilmente. O aspecto é muito seco ao tato. As cores da matriz são cinzento-claro, cinzento, amarelo-oliváceo (2,5Y7/1, 6/1, 6/6), bruno-amarelado-escuro (10YR4/6), com mosqueamento de até 30% com amarelo, amarelo-brunado (10YR7/8, 6/8), vermelho-amarelado (5YR5/8) e branco (10YR8/1).

O contato com a camada subjacente é abrupto, pois nesta camada os clastos estão bem alterados, decompõem-se com facilidade.

A Camada de Conglomerado Muito Grosso de Rocha está no topo do Alúvio 2, ela é formada por material de textura areno-argilosa e fragmento de rocha de tamanho entre 5 e 10 mm, grânulos e seixos de quartzo de 1 e 2 cm de diâmetro. As cores são bruno (7,5YR4/4) bruno-amarelado-escuro (10YR3/4, 3/6) e amarelo-oliváceo (2,5Y6/6). Essas camadas apresentam espessura variável ao longo da encosta. Em direção à alta encosta, onde as declividades são maiores, a espessura do Alúvio 2 é menor, neste setor predominam de uma a três camadas. Observou-se variação lateral dos sedimentos, que na alta encosta é siltosa e arenosa, enquanto na parte mais baixa, em geral, é mais argilosa. Apresenta redução do tamanho dos clastos em direção à baixa encosta. Lentes arenosas correm acima da segunda, terceira e quinta camadas.

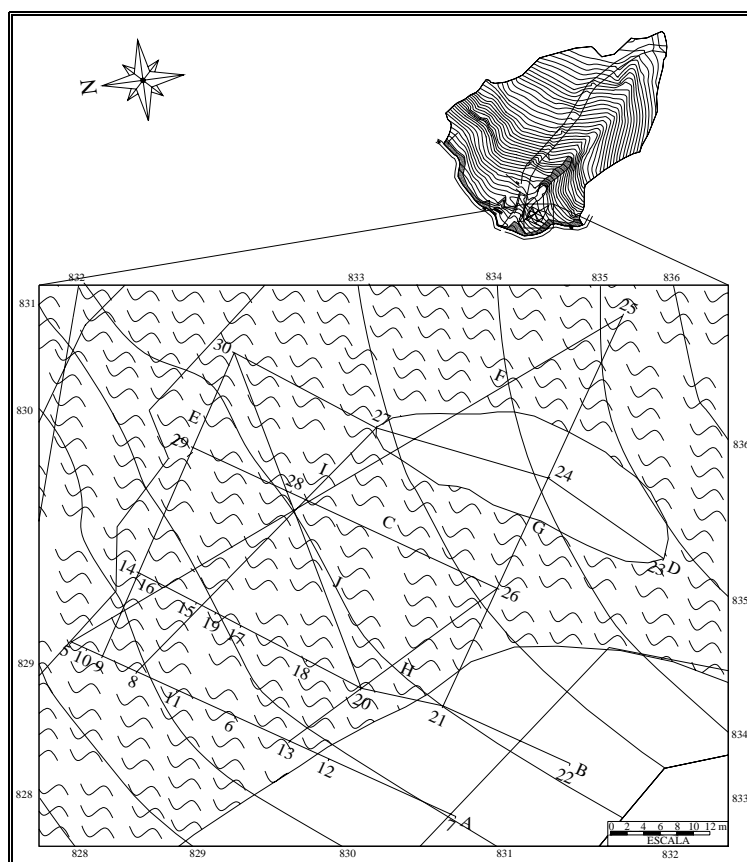
#### **6.2.11 Horizonte B**

Este horizonte (75) ocorre praticamente em toda a encosta, a exceção de algumas porções das toposeqüências D, A e B. A espessura média varia de 22 a 30 cm, podendo localmente chegar a 60 cm. A textura predominante é areno-argilosa. Contém areia grossa e fina e fragmentos decompostos de arenito de tamanho inferior a 1 cm. A plasticidade dos materiais é alta. A base da unidade é muito compacta. As cores encontradas foram bruno, bruno-amarelado-claro, bruno-amarelado (10YR 4/3, 6/4, 5/6) e bruno-escuro (7,5YR 3/3). Em alguns pontos apresenta mosqueado com vermelho-amarelado (5YR 5/8), amarelo-avermelhado (7,5YR 6/8) e cinzento-muito-escuro (10YR 3/1), em outras a cor é homogênea. Apresenta migração de argila do horizonte superior, que se acumula em fendas e cavidades de raízes. A transição é gradual com a camada suprajacente e brusca com a camada subjacente.

#### **6.2.12 Horizonte A**

O horizonte A aparece em todo setor da encosta estudado, apresentando espessuras entre 30 e 60 cm. As cores encontradas foram bruno-muito-escuro

(10YR 2/2), cinzento-muito-escuro (10YR 3/1, 2,5Y 3/1), bruno-acinzentado-muito-escuro (10YR 3/2, 2,5Y 3/2), bruno-escuro (10YR 3/3) e bruno-amarelado-muito-escuro (10YR 3/4). A textura é areno-argilosa e areno-siltoso. Com a profundidade aumentam a umidade e a quantidade de argila. A plasticidade é de média a alta. Apresenta raízes finas, de 0,5 a 1 mm. A base contém fragmentos decompostos de arenito de tamanho inferior a 1 cm e de argilito amarelo de 2 mm de tamanho.



**FIGURA 77 – Distribuição do Horizonte B no setor da encosta estudado.**

### **6.3 Considerações parciais sobre estratigrafia dos depósitos de média e baixa encosta**

A construção das toposseqüências mostrou que o setor de média e baixa encosta é formado por depósitos coluviais predominando aqueles de caráter conglomerático. As sondagens mostraram que o substrato neste setor da encosta é

formado por três diferentes litologias e que, principalmente, no contato entre elas ocorrem degraus ou patamares e depressões.

A primeira unidade assentada sobre o substrato ou sobre o saprolito é a Areia-argilosa Cinzenta. Essa unidade situa-se acima da rocha diretamente ou do saprolito de qualquer um dos tipos rochosos reconhecidos, portanto atribuiu-se a ela caráter coluvial. O Horizonte Organo-mineral 1 se desenvolveu nessa unidade sedimentar e apresenta espessura de até 1,10m. Na baixa encosta esse horizonte encontra-se restrito às depressões da superfície da rocha.

A unidade subsequente - Alúvio 1 – constitui depósito de sedimentos de composição granulométrica grossa, organizada em três camadas distintas. Da média para a baixa encosta há variação textural, com redução aparente no tamanho dos clastos constituintes. Por vezes esta unidade está restrita à depressão gerada pela descontinuidade do substrato rochoso. Os sedimentos são areno-argilosos com grande conteúdo de fragmentos maiores que variam de areia muito grossa a seixo. As topossequências A e B dão indícios de que esta unidade foi truncada em direção à baixa encosta. Na seqüência depositaram-se os sedimentos do Alúvio-colúvio 1 de caráter essencialmente areno-argiloso, que hoje se concentram na parte baixa da encosta, enquanto em direção ao divisor ocorre na forma de lentes. Internamente podem ser encontradas lentes arenosas ou conglomeráticas com espessura variável de 1 a 35 cm. Os Horizontes Organo-minerais 2 e 3 se desenvolveram nessa unidade, em posições estratigráficas distintas, o primeiro encontra estratigraficamente abaixo, portanto formou-se antes. Uma fase deposicional subsequente recobriu esse horizonte com sedimentos de 35 cm de espessura, O contato entre os dois materiais é abrupto. Nesses novos sedimentos, desenvolveu-se o Horizonte Organo-mineral 3, que aparece em cotas mais altas na encosta. Os Horizontes organo-minerais que ocorrem na base das seções foram individualizados pela cor escura e pelo maior teor de argila que domina entre os materiais, eles apresentaram percentual de matéria orgânica entre 6 e 8%. Apesar dos valores baixos, segundo a classificação qualitativa de Thomé Jr. (1997), essas unidades foram consideradas paleorizontes orgânicos.

Todo o setor médio e baixo da encosta aparece recoberto por sedimentos do Alúvio 2 formados por seis diferentes camadas que representam seis fases distintas

de deposição de sedimentos heterométricos e com concentração de diferentes classes texturais dos constituintes grossos. Essas subunidades encontram-se separadas por lentes arenosas. As unidades pedológicas, horizontes A e B, recobrem os sedimentos do Alúvio 2; a origem desse material não pode ser atribuída macroscopicamente, face aos processos pedogenéticos que mascaram as características dos materiais. Esse quadro apresentado conduz a proposição de hipóteses evolutivas para as unidades de relevo destacadas. A conformação da topografia de subsuperfície, no contato entre as rochas é marcada por degraus que atingem até 2,5 m.

A Areia-argilosa Cinzenta é interpretada como a primeira unidade coluvial por assentar-se acima dos diferentes tipos rochosos destoando granulometricamente deles. O Horizonte Organo-mineral 1 se desenvolveu nessa unidade sedimentar e configura-se, no presente, como o topo da unidade e aparece restrito às depressões no contato das rochas. Para formação desse horizonte, elevação da zona de saturação na encosta, e condições de estabilidade ambiental são requeridas para acumulação de matéria orgânica. Na baixa encosta é provável que esse horizonte tenha sido parcialmente removido pela erosão, e que somente porções residuais concentradas às depressões no contato das rochas foram preservadas.

Para formação do Alúvio 1 são requeridas condições de fluxos densos que depositaram sedimentos heterométricos em meio à matriz areno-argilosa. São três camadas caracterizadas por essas condições, separadas por lentes arenosas que indicam breve interrupção das condições reinantes. As topossequências A e B indicam que esta unidade foi truncada em direção à baixa encosta.

Para a deposição dos sedimentos areno-argilosos que predominam no Alúvio-colúvio 1 considera-se que esteve envolvido escoamento laminar difuso, que em geral tem baixa capacidade de transporte. Para a deposição das lentes conglomeráticas são consideradas flutuações com aumento na descarga da encosta. A essa unidade estão relacionados dois horizontes organo-minerais, que sob a perspectiva ambiental, representam período de estabilidade que permite acúmulo de matéria orgânica. Tais condições se repetiram para formar o Horizonte Organo-mineral 2 e 3. O Alúvio-colúvio 1 por apresentar-se mais delgado na baixa encosta teria sido parcialmente truncado.

As propriedades granulométricas do Alúvio 2 se assemelham às do Alúvio 1, ou seja, matriz areno-argilosa ou areno-siltosa e constituintes grossos heterométricos que se repetem em seis camadas distintas. Assim fluxos densos transportam toda variedade granulométrica de sedimentos. As lentes arenosas que separam essas subunidades representam interrupções dos fluxos densos e predomínio de fluxos aquosos seletivos que carrearam e depositaram predominantemente sedimentos arenosos ou areno-siltosos.

As encostas tropicais e subtropicais estão sujeitas aos processos de intemperismo, erosão e conseqüente produção de sedimentos. A efetividade destes processos é controlada pela litologia, cobertura vegetal, disponibilidade para transporte de partículas de solo e rocha, comprimento, declividade e forma de encosta (SELBY, 1994). Wolman e Miller (1974) sustentam que no sistema geomorfológico, o transporte de sedimentos é, em grande parte, efetuado por eventos de magnitude moderada, que ocorrem com maior freqüência do que por eventos de rara magnitude. A seqüência e a natureza dos processos de superfície pretéritos, em grande parte, controlados pelas condições paleoclimáticas, se encontram preservadas nos depósitos sedimentares antigos (TURCQ *et al.*, 1993; 2002).

Thomas e Thorp (1996) apontam colúviação generalizada leitos de lagos e pântanos secos, grandes leques com material grosso – que coletivamente indicam relativa aridez e supressão de processos fluviais como evidência do Último Máximo Glacial na atual área tropical. Segundo os autores, esses parâmetros sugerem inclusive redução de 30 – 66% da precipitação, em comparação com valores atuais. As incertezas permanecem com relação à resposta da cobertura vegetal nas áreas de planalto e planícies da América do Sul e África. Prevê-se igualmente a agradação dos vales fluviais em períodos de alta descarga de sedimentos.

Thomas e Thorp (1996) têm correlacionado freqüentes e intensos eventos de fluxos em lençol (*sheet flood*), deslizamentos, formação de leques e reativação ou expansão da rede de drenagem que conduziram à evasão de colúvio retido em depressões a períodos de chuva prolongadas de períodos úmidos, que ocorreram na África e América do Sul, a partir de 13 mil anos AP.

No Brasil, algumas seqüências de sedimentos de encostas (colúvios) têm apresentado paleossolos, porém com ausência ou quantidade muito pequena de matéria orgânica (MODENESI-GAUTTIERIE e NUNES, 1998). As características desse tipo de material, com ausência de matéria orgânica, tais como, microfósseis de arbustos ou árvores, ajudam a sustentar a hipótese de que estes depósitos coluviais teriam se originado quando a paisagem esteve comparativamente mais desprovida de vegetação. Modenesi-Gauttieri (2000) reconheceu, em estudos na Serra da Mantiqueira ou Planalto de Campos do Jordão eventos erosivo-deposicionais (colúviação) e fases pedogenéticas intercaladas, indicando mudanças na intensidade de atividades morfodinâmicas que ocorreram sobre os altos campos. Segundo a autora, paleossolos intercalados com colúvios são indicativos de degradação e estabilidade de encosta, implicando mudanças nas condições bioclimáticas (cobertura vegetal e sazonalidade e/ou intensidade de chuvas).

A construção das toposseqüências, o reconhecimento e a análise das propriedades dos depósitos que formam esse setor da encosta mostraram que os processos coluviais foram dominantes na deposição das unidades sedimentares. Em direção à baixa encosta aumenta o número de unidades sedimentares e, por conseguinte a complexidade da organização dessas unidades porque há interdigitação de lentes arenosas nos depósitos conglomeráticos, redução de espessura das camadas da base que assumem geometria de lentes e espessamento da camada do topo – o Alúvio 2. Os três horizontes organo-minerais além de indicarem estabilidade na evolução da encosta auxiliaram na definição da estratigrafia local.

Os eventos reconhecidos nas unidades sedimentares e organo-minerais revelam sucessão de eventos deposicionais e erosivos que merecem ser destacados. O que primeiro se evidencia nas topossequências é a remoção parcial do saprólito em direção à baixa encosta. Posteriormente deu-se a deposição da Areia-argilosa Cinzenta sob condições de fluxos densos nos quais predominaram fluidos enriquecidos de finos (areia muito fina, silte e argila) e menor proporção de grânulos e seixos. Secundariamente ocorreram fluxos densos enriquecidos de grânulos e seixos, esses fluxos foram de caráter episódico que formaram camadas



de 1 a 2 cm de espessura. Após a deposição sucedeu período de estabilidade ambiental que formou o Horizonte Organo-mineral 1.

A camada sobrejacente, o Alúvio 1, indica mudanças nas condições de fluxo e fluido transportado, pois é marcada por sedimentos heterométricos com variações na proporção de matriz de finos e tamanhos dos constituintes granulométricos grossos, essas condições se repetiram por três vezes formando subunidades distintas; pressupõe-se fluxos mais vigorosos que aqueles das condições anteriores que depositaram a Areia-argilosa Cinzenta.

As condições de fluxo e fluido que formaram a Areia-argilosa Cinzenta se repetiram e depositaram o Alúvio-colúvio 1. Sob esses sedimentos as condições de estabilidade no ambiente mantiveram em equilíbrio processos de pedogênese e sedimentação neste setor da encosta e formaram o Horizonte Organo-mineral 2. Posteriormente, expressivo incremento nos processos de sedimentação recobriu rapidamente esse horizonte até que sob esses novos sedimentos se desenvolveu um terceiro nível organo-mineral, formando o Horizonte Organo-mineral 3. Acima desta unidade depositaram-se os sedimentos do Alúvio 2 em pelo menos seis etapas distintas, em que estiveram envolvidos fluxos mais viscosos enriquecidos por constituintes grossos de areia muito grossa, granulo e seixo. Essas deposições foram interrompidas por eventos episódicos que depositaram sedimentos predominantemente arenosos. Esses eventos ocorreram na encosta no final do Pleistoceno Superior, pois os materiais do horizonte Organo-mineral 2 foram datados por  $^{14}\text{C}$  em 22.050 (+620/-580) anos AP (apresentados sistematicamente no capítulo IV) e os materiais do Horizonte Organo-mineral 1 são correlacionados com paleossolo presente na área e datado de mais de 41.490 BP (capítulo I).

## CONCLUSÃO

A estratigrafia de média e baixa encosta exhibe seqüência de depósitos aluviais e alúvio-coluviais marcados por alternância de unidades sedimentares conglomeráticas e areno-siltosas ou areno-argilosas. As primeiras apresentam internamente lentes arenosas que separam subunidades que indicam variação nas condições de fluxo, ora mais denso, ora menos denso. As unidades areno-siltosas ou areno-argilosas caracterizam-se pelo arranjo agrupado de poucos clastos de tamanho grânulo e seixo. Em ambos os casos a deposição esteve relacionada com fluxos densos que transportam sedimentos com granulação desde argila a seixo, variando entre eles a maior ou menor proporção de finos. A presença de três paleorizontes organo-minerais em posições estratigráficas distintas auxiliou a individualização de diferentes unidades sedimentares e indica interrupções nos eventos de acumulação coluvial ou aluvial na encosta, ou seja, a supressão dos processos de erosão e dissecação. Entende-se que as condições necessárias para o desenvolvimento desses horizontes com acumulação de matéria orgânica são estabilidade ambiental e elevação da zona de saturação na encosta. Estima-se que especialmente o paleorizonte organo-mineral 1 tenha sido mais espesso, e a unidade que se encontra preservada constitui a porção residual permaneceu protegida da erosão na reentrância da rocha.

A estabilidade ambiental aqui referida representa a ausência de importantes processos morfodinâmicos na encosta. Em oposição à estabilidade, a instabilidade ambiental é representada pelo desencadeamento de processos de colúviação generalizada, acarretando aumento no suprimento de material da encosta para os leitos e vales fluviais. Os contatos abruptos entre as camadas indicam superfícies erosivas presentes nos depósitos. Em direção à baixa encosta, a complexidade da organização dessas unidades indica truncamento de camadas e interdigitação de lentes arenosas nos depósitos conglomeráticos.

Estabelecendo correlação dessas unidades estratigráficas, identificadas através de sondagens na média e baixa encosta, tem-se na seção exposta os depósitos de origem aluvial marcados por sedimentos areno-siltosos e areno-

argilosos truncados por sucessão de lentes conglomeráticas de caráter aluvial e os paleorizontes organo-minerais 1 e 2. O mais novo desses horizontes, Paleorizonte Organo-mineral 2, posicionado estratigraficamente acima do primeiro foi datado por  $^{14}\text{C}$ , em 22.050 (+620/-580) anos AP. Interpreta-se então que naquele período a encosta era dominada por condições hídricas de elevação da zona de saturação que permitiram acumulação de matéria orgânica na base de encosta. A lâmina delgada de material correspondente a essa unidade, é isótica devido à presença de matéria orgânica, e possui pedofeições como *cutans* de iluviação típicos, que sugerem processos de retrabalhamento do material em condições de pedoambiente úmido. A presença de pápulas sugere a perturbação física da unidade, com mobilização do material, a ponto de promover rupturas de deslocamento de feições pedológicas. A presença de nódulos de oxiidratado de ferro, fendas de dessecação sugerem períodos de *déficit* de umidade alternado por períodos com maior disponibilidade de água. Para a formação desse paleorizonte é estimado ambiente rico em cobertura vegetal não arbórea, mais provavelmente gramínea, pois não há registro de biotúbulos com mais de 2cm de diâmetro ou de fragmentos de raízes que indiquem a presença pretérita de arbustos ou árvores.

Na Seção Colher, a geometria tabular das unidades é de difícil reconhecimento face à predominância das lentes conglomeráticas que cortam as unidades. A princípio, foram os paleorizontes organo-mineral que definiram os limites entre as camadas Areia-argilosa cinzenta e Alúvio 1 e entre Alúvio-colúvio 1 e Alúvio 2. Neste último caso é encontrada uma variação textural entre os sedimentos finos e entre os fragmentos nas frações grânulo e seixo.

As análises granulométricas revelaram de fato a ocorrência de três grandes grupos texturais, um grupo predominantemente areno-argiloso, correspondente aos depósitos aluviais, outro relacionado à deposição aluvial de textura arenosa que ocorre nas lentes conglomeráticas e os depósitos arenosos que formam os paleocanais, marcadamente de caráter aluvial. O setor inferior do paleocanal, representado pela estrutura de corte e preenchimento da Seção Colher indica duas fases bem distintas de deposição: uma na base do paleocanal com sedimentos com composição granulométrica que apresenta granocrescência para cima, e outra no topo do paleocanal marcada por grandes proporções de grânulos e seixos e

menores percentuais de areia, assim como teores muito baixos de silte e argila. No setor montante do paleocanal – Seção Formigueiro –, há granocrescência ascendente nos depósitos de preenchimento de canal; nesse setor está também a maior concentração de grossos – grânulos e seixos – dentre as seções analisadas. Tanto os depósitos de encosta, quanto de preenchimento de canal demonstraram grau de seleção predominante muito mal selecionadas considerada aqui como fruto de processos de sedimentação com pequena capacidade seletiva.

De fato as estruturas de sedimentação preservadas nos depósitos estudados indicam processos específicos associados às diferentes unidades na seção exposta. Os depósitos de encosta são formados por estratos maciços de constituição areno-argilosa e areno-siltosa com percentual de grânulos de até 6%. Eles são encontrados agrupados na unidade formando aglomerados disformes. Na deposição dessas unidades estiveram envolvidos fluxos de alta viscosidade. A análise micromorfológica do material depositado na encosta mostra que estas unidades são moderadamente pedogenizadas, com evidências de bioturbação, que promoveram, ao menos em parte, o rearranjo da distribuição do esqueleto do entorno dos biotúbulos, os quais são preenchidos com material de níveis superiores ou por oxidratado de ferro. Estes resultados sugerem o estabelecimento de cobertura vegetal e predomínio da pedogênese sobre os processos de sedimentação que continuaram a ocorrer, embora em menor escala por determinado tempo.

A estrutura plano-paralela está presente principalmente nas unidades aluviais que formam lentes na baixa encosta. Portanto as lentes são formadas por diferentes estratificações e laminações plano-paralelas envolvendo granulometria que varia principalmente de grânulos a silte e argila, e apresentando o padrão de distribuição granulométrica das partículas clasto-suportado. Há variação granulométrica das lâminas ou estratos, em geral destacam-se os estratos conglomeráticos com padrão de organização dos constituintes granulométricos matriz-suportado. Internamente apresentam-se maciços ou com gradação normal. Estes estratos estão relacionados à corrente de alta viscosidade que mobilizam sedimentos de granulometria de argila a seixo. Já os estratos ou lâminas arenosas estão associados às correntes de baixa velocidade em regime de fluxo superior, com baixa capacidade de transporte (SUGUIO, 1980). Onde os estratos apresentam padrão de distribuição dos

constituintes granulométricos clasto-suportado há indícios de deposição em ambiente em que a corrente é suficientemente forte para carrear areia (CONYBEARE e CROOK, 1982), portanto eles indicam ambiente de alta energia ou eles podem resultar de deposição por carga de fundo (SELBY, 1994). As lâminas argilosas também ocorrem nas lentes e resultam da deposição por suspensão em fase de final de fluxo. Assim, na formação das lentes estratificadas estiveram envolvidos fluxos densos, fluxos menos viscosos e vigorosos o suficiente para transportar areia e fluxos menos competentes com carga fina representando as últimas fases de enxurradas, que acabaram depositando argila e silte (SELBY, 1994). Está envolvido na deposição desse material, escoamento laminar difuso, no qual a lâmina de água apresenta espessura suficiente para não se romper à frente de um obstáculo; contudo não deve apresentar energia suficiente para gerar turbulência e provocar erosão (POPOLÍZIO, 1975). Além disso, esse tipo de fluxo é considerado por Selby (1994) como fenômeno de baixa energia e conseqüentemente com baixa capacidade de transporte.

Os depósitos de encosta estiveram sujeitos à deformação plástica e por rompimento que varia da escala do milímetro a metro, envolvendo desde laminações extremamente delgadas até unidades sedimentares inteiras. As estruturas de deformação em microescala são marcas de expulsão de água indicando fluidização do sedimento. As estruturas de deformação de macroescala são representadas por dobras e inflexões de lentes das unidades sedimentares da base da seção, situadas próximas e em direção à estrutura de corte e preenchimento. Estima-se provável escape de água intersticial desencadeado por redução de água no sistema ou por sobrecarga gerada pelos sedimentos que entulharam o canal e poderia ter rompido o equilíbrio local, promovendo a compactação dos sedimentos. Em sedimentos argilosos, o escape de água acarreta diminuição do volume dos sedimentos (CLEMENT e PÉRES-ARLUCEA, 1993). Com a redução da porosidade as partículas entram em contato umas com as outras aumentando a coesão entre elas. Tem-se como processo predominante desta fase a deformação mecânica (CLEMENT e PÉRES-ARLUCEA, 1993). As deformações sindeposicionais, ou seja, simultânea ou contemporânea à deposição são interpretadas como sendo de origem de escape de água devido à rápida deposição durante as enxurradas, produzindo alta poropressão e instabilidade, seguida por migração de água para zona de baixa pressão.

Esta situação é verificada principalmente nos sedimentos do paleorizonte Organo-mineral 1, que apresenta dobramentos nos níveis nitidamente mais carbonosos sobrepostos por areia. Em meso-escala tem-se as gretas de contração no paleorizonte Organo-mineral 2; elas indicam ruptura nas condições hídricas que permitiu o desenvolvimento do paleorizonte sob saturação para novas condições com rebaixamento da zona de saturação na base da encosta. O preenchimento das fendas por areia está relacionado à presença de fluxo menos viscoso e com alta energia, que transportou areia média e fina muito bem selecionada, o qual preencheu as fendas e gerou lentes arenosas no topo do paleorizonte. Da mesma forma, a análise micromorfológica desse material mostra feições de dessecação, sem encapsulamento de esqueleto alóctone, o que sugere período de ressecamento da unidade, seguido de rápido processo erosivo deposicional. Isso se explica pelo fato de que solos submetidos ao ressecamento tendem a formar gretas de contração; quando novamente umidificados tendem a encapsular o material depositado entre as paredes das fendas de dessecação. O mesmo não ocorre com as gretas com forma cônica invertida, preenchidas por material alóctone, as quais indicam rápido recobrimento da unidade por novos sedimentos, antes mesmo que a unidade tivesse condições de reidratar a unidade (AGUILAR *et al.*, 1986).

Nas seções levantadas dos dois lados da estrada, há três estruturas de corte e preenchimento de médio porte que representam ação de fluxo de água concentrado que escavou os depósitos de encosta. Os depósitos de preenchimento de canal que ocorrem nas duas seções estratigráficas são caracterizados por estruturas de sedimentação que indicam tendência predominante de correntes de baixa velocidade com regime de fluxo superior que formou estratos plano-paralelos, e redução da velocidade do fluxo associado à mudança na forma do leito para formar estrutura gradacional. A laminação cruzada festonada está associada a correntes de velocidade moderada e regime de fluxo inferior, enquanto os estratos cruzados planares estão relacionados com a redução de velocidade de corrente para deposição de carga de fundo através de deslizamento nos estratos cruzados planares. Dessa forma, depósitos de preenchimento de canal estão associados a fluxos lentos a moderados, com diferentes formas de leito. No paleocanal da Seção Colher o conjunto de estruturas marca duas fases deposicionais distintas, uma representada principalmente por estratos cruzados inclinados e festonados e outro

de estratos cruzados planares e acanalados. Esses depósitos contribuíram para reconhecimento da direção de fluxo das paleocorrentes. De fato, as estruturas indicam duas direções distintas de fluxo responsável pela deposição. A mais antiga da base é representada por depósitos de antiga incisão com direção N20-45E, que é coincidente com a Seção Formigueiro que representa o setor montante do canal que foi entulhado. O segundo grande conjunto de estruturas de deposição e que formam o topo do paleocanal que indicam fluxo com direção que varia entre 120° e 150° SE . Nesta direção há uma antiga voçoroca parcialmente entulhada, denominada voçoroca Colher, o que leva a crer que esse sistema de erosão esteve ativo no passado e contribuiu para a deposição dos sedimentos que ocorrem no topo do paleocanal.

O início da sedimentação na base do paleocanal da Seção Colher, representado por estratos plano-paralelos, tem idade estimada em 26.830 +/- 2.600 anos, os depósitos situados acima e representados por estratos cruzados festonados foram datados em 22.100 +/- 2.700 anos. As condições ambientais requeridas para entulhamento do vale, realçadas por Moura *et al.* (1991), são processos de erosão linear acelerada que promovem o recuo das encostas nos segmentos côncavos ou sub-bacias de drenagem menos hierarquizadas que acarretam aumento de suprimento de material para os leitos fluviais, promovendo entulhamento dos vales por sedimentos aluviais que se interdigitam com sedimentos alúvio-coluviais e coluviais relacionados respectivamente ao preenchimento de canais erosivos e retrabalhamento dos materiais de encosta nas cabeceiras atingidas por voçorocas.

As seções delgadas dos depósitos de preenchimento de canal no topo das duas seções mostraram estratificações bem preservadas e com poucas perturbações oriundas de isotúbulos (metatúbulos). A ocorrência de pedorrelíquias pode indicar, segundo Brewer (1976) e Bertran e Texier (1999), a presença de fluxos de alta competência erosiva e deposicional. Já a seção delgada da base do paleocanal da Seção Colher evidencia avançados processos pedogenéticos, bem como atividades biológicas (isotúbulos, metatúbulos) pretéritas que obliteraram parcialmente as estruturas sindeposicionais. A lâmina apresenta sedimentos bimodais, muito bem selecionados e com esqueleto constituído predominantemente

por quartzo. Nos depósitos aluviais o grau de preservação das estruturas sedimentares sugere ausência de perturbação mais expressiva de ordem física (escorregamentos e fraturas, entre outros) e biológica (raízes, insetos e animais escavadores), que obliteram essas estruturas. A identificação de feições pedogenéticas bem preservadas como *cutans* de iluviação e preenchimentos constituídos basicamente por oxidatos de ferro com extinção estriada, quando anisotrópicos, sugerem modificações pedogenéticas pós-deposicionais.

Assim, os depósitos de encosta e de preenchimento de canal presentes nas Seções Colher e Formigueiro colocam em evidência que na formação das unidades alúvio-colúviais e aluviais foram predominantes os fluxos densos sobre os fluxos menos viscosos. Os primeiros geraram depósitos maciços de constituição granulométrica heterogênea enquanto os segundos geraram lentes conglomeráticas e arenosas. Evidentemente estiveram envolvidas diferentes fases deposicionais que originaram depósitos mais homogêneos ou mais heterogêneos. Duas fases de estabilidade ambiental estão registradas através de paleorizontes organo-mineral, sendo a mais recente datada de 22.050 (+620/-580) anos AP. Sucedendo imediatamente esse período de estabilidade, há primeiramente registro de ressecamento do ambiente e posterior processo de deposição de areia recobrando esse paleorizonte. O período de instabilidade está registrado através de estruturas de corte e preenchimento indicando tratar-se dos segmentos a montante e a jusante de antiga voçoroca que cortou os depósitos de encosta no sentido. O entulhamento do paleocanal se deu pelo menos em duas fases distintas, sendo a primeira entre 26.830 +/- 2.600 anos e 22.100 +/- 2.700 anos, com fluxos que vieram de com direção N20-45E, e a segunda fase, posterior àquela com fluxos no entre 120° – 150° SW. Estruturas de deformação, envolvendo as unidades sedimentares da base da seção, marcam também os depósitos da encosta

Os resultados acima expostos possibilitaram a definição de Seqüência de eventos que ocorreram sobre a base da Encosta Colher e que geraram os depósitos de encosta e de preenchimento de canal que está descrita a seguir.



### **Fase I – Instabilidade que expôs as lajes da rocha na baixa encosta**

A ausência de registros de material de alteração sobre a rocha no setor de baixa encosta, que nessa porção é representada por arenito de granulação areia grossa com seixos, e o contato direto da rocha com lentes conglomeráticas de fragmentos de folhelho e de clastos de diversos tipos, dão indícios de que a alteração foi removida em algum período anterior à deposição dos sedimentos aluviais e aluvio-coluviais que formam esses depósitos. Assim, os primeiros sedimentos depositados na encosta são formados pelas duas lentes conglomeráticas e pela camada denominada Areia-argilosa Cinzenta. As propriedades granulométricas e de estrutura interna dessas unidades conferem às mesmas o caráter coluvial, ou seja, o predomínio de estrutura maciça com constituintes granulométricos heterogêneos e mal selecionados gerados por fluxos de gravidade ou fluxos densos, que são identificados especialmente na Areia-argilosa Cinzenta. A distribuição espacial dessa unidade na área mostra que ela se estende até a média encosta sendo limitada pelos ressaltos na rocha descritos no capítulo VI.

### **Fase II – Estabilidade que forma o paleorizonte organo-mineral 1**

O paleorizonte organo-mineral 1 constitui o primeiro registro, nesta história particular, da fase de estabilidade dominando no setor de média e baixa encosta. Condições para estocagem de água e elevação do nível de água freática são interpretadas como condições necessárias para o desenvolvimento de nível orgânico sobre a unidade Cinza areno-argilosa. Para o Paleorizonte Organo-mineral 1, por correlação com outro horizonte organo-mineral reconhecido na área e descrito no capítulo I, estima-se de idade anterior há 41.490 anos AP. A presença de seqüência de lâminas argilo-siltosas intercaladas com matéria orgânica, pressupõe a presença de água represada neste setor da encosta. Essas áreas mais úmidas estão presentes nas encostas onde condições topográficas ou estratigráficas permitam a interseção do lençol de água na superfície, criando uma zona de umidade perene ou quase perene (STEIN *et al.*, 2004). Em análises hidrogeológicas no oeste do Estado Unidos, os autores identificaram que o comportamento do aquífero em depósitos alúvio-coluvial responde rapidamente às precipitações, e o nível de água permanece próximo à superfície por período mais longo. As laminações de material

carbonoso intercalado por material mineral ou terrígeno mostram que houve alternância de breves períodos de elevação e rebaixamento da zona de saturação de água na encosta. A presença de camadas arenosas e conglomeráticas (descritas no capítulo V) evidenciam breves interrupções nesse período de estabilidade, configurando-se como enxurradas mais importantes que carregaram sedimentos granulometricamente maiores pela encosta e que se depositaram nesse setor.

### **Fase III – Instabilidade com ressecamento do ambiente e posterior deposição da unidade Alúvio 1 sob ambiente mais úmido**

No topo do Paleorizonte Organo-mineral 1 as fendas de dessecação e o preenchimento destas por areia indicam a interrupção do período de estabilidade e a transição para outro período marcado por instabilidade ambiental. Essas fendas indicam rebaixamento da zona de saturação nesse setor da encosta gerando as gretas de dessecação com profundidade de 5 cm. O recobrimento do horizonte organo-mineral 1 por areia indica a ocorrência de fluxos fluidos e vigorosos o suficiente para selecionar e carrear areia através da encosta. Portanto este período é marcado ressecamento do ambiente.

O recrudescimento das condições de instabilidade fez aumentar o aporte de sedimentos grossos - grânulos e seixos – na encosta. Predominaram condições de intenso intemperismo que expôs esse material de alteração à superfície e a condições hidráulicas para movimentá-los por grande parte da encosta. Na média e baixa encosta, houve recobrimento da superfície por sedimentos grossos; estima-se que o mesmo tenha ocorrido na porção da encosta hoje exposta na seção. A deposição desse material ocorreu através de eventos sucessivos em que estiveram envolvidos processos de fluxo de alta viscosidade, em face da grande proporção de matriz de finos em relação aos clastos e fluxos menos densos, porém competentes, com maior proporção de clastos e menor de matriz. Esses processos propiciaram a deposição do Alúvio 1 que recobriu os setores de média e baixa encosta; contudo a geometria dessa unidade nas toposseqüências (capítulo VI) indicam que ela foi em grande parte truncada, permanecendo apenas como registro uma lente dessa unidade na seção exposta. Segundo Turcq *et al.* (1997), a erosão de sedimentos indica redução de carga sedimentar em relação à carga de água, que nesses casos deve ser provavelmente alta.

Cortando esses sedimentos, destaca-se a estrutura de corte e preenchimento, cuja deposição inicial ocorreu há 26.830 +/- 2.600 anos. O maior aporte de sedimentos para o vale está relacionado a processos de erosão linear acelerada.

#### **Fase IV - Estabilidade que formou o paleorizonte organo-mineral 2**

Sem qualquer forma de transição, os depósitos conglomeráticos do Alúvio-colúvio 1 indicam mudança do comportamento hídrico sobre a encosta. Os fluxos densos com carga sedimentar heterométrica deram lugar as correntes com carga de sedimentos predominantemente de finos e poucos constituintes granulométricos na fração grânulo e seixo de folhelho e de arenito principalmente; estes, quando ocorrem, formam aglomerados indicando que os fluxos relacionados a esta unidade, embora ainda viscosos, apresentavam-se mais acrescidos de água em relação ao anterior. Flutuações nesta categoria de fluxo depositaram esporádicas camadas conglomeráticas. Houve aparente redução na taxa de acumulação neste período, que por sua vez corresponde à ligeira redução na descarga de água. Variações granulométricas verificadas lateralmente indicam flutuação da descarga de sedimentos na encosta.

A estabilidade desse período está registrada na ocorrência do paleorizonte organo-mineral 2 que se desenvolveu sobre esses sedimentos (capítulo IV). Há 22.050 (+620/-580) anos AP, as condições hidrológicas da encosta favoreceram o desenvolvimento de paleorizonte organo-mineral. O plasma massépico e esquel-massépico sugere submissão do material à pressão por umedecimento que o tornou relativamente plástico, enquanto o plasma isótico indica a presença de húmus. A ausência de isotúbulos dá indícios de cobertura vegetal do tipo gramíneas.

A distribuição lateral do paleorizonte organo-mineral 2 na encosta dá evidências de que o paleocanal encontrava-se, nesse período, entulhado por sedimentos e que parte deles sustentou a instalação de cobertura vegetal, fato revelado pelas evidências de pedogeneização contidas na lâmina delgada. A interpretação de lâmina delgada indica, de fato, que esses sedimentos apresentam processos pedogenéticos incipientes nesses depósitos (lâmina 69, capítulo V). Isso mostra que o entulhamento não foi um processo contínuo; houve períodos em que a

vegetação se instalou sobre esses sedimentos do canal, possivelmente associada ao desenvolvimento do paleorizonte organo-mineral.

Os registros presentes no paleorizonte organo-mineral 2 colocam em evidência expressivo processo de ressecamento do ambiente evidenciado por fendas de dessecação macro e microscópicas, preenchidas por areia. O material alóctone que preenche a fenda é constituído por esqueleto de quartzo na fração areia fina e muito fina, eventualmente envolvidos por *cutans* de grãos livres. Essas fendas não formam *gilgai*, nem indicam origem relacionada a sucessivos processos de ressecamento e umedecimento (dilatação e contração), típicos de ambientes sujeitos a grandes contrastes climáticos (secas alternadas por períodos úmidos). Em verdade, os dados de campo e micromorfológicos indicam que estas fendas de dessecação foram rapidamente cobertas por sedimentos especialmente de caráter arenoso, sem ter havido um pré-umedecimento da material, o que implica uma provável deposição aluvial. Feições pedológicas como *cutans*, nódulos, pápulas e preenchimento (*infilling*), embora relativamente abundantes e de dimensões microscópicas, atestam a pedogênese pós-deposicional. Os dados levantados levam a crer que há 22.050 (+620/-580) anos AP houve neste setor da encosta elevação da zona de saturação que criou um ambiente anóxico, e que sustentou neste período a vegetação deveria ser mais esparsa do que a atual. Essas condições deram lugar a intenso ressecamento, que deu origem às fendas de dessecação. Estas, por sua vez, foram preenchidas por areia fina e média oriunda dos níveis topográficos mais elevados da encosta.

Esse paleorizonte organo-mineral pode ser correlacionado com o segundo paleorizonte visível em cabeceira de voçoroca e datado de 20.830 +- 830 anos AP (descrito no capítulo I). O paleossolo constitui-se em registro de desenvolvimento de horizonte organo-mineral que se desenvolveram na área sob condições de elevação da zona de saturação de água na encosta e estabilidade ambiental marcada por ausência de erosão ou intensa deposição que permitiu a instalação de vegetação e acúmulo de matéria orgânica.

No Brasil, algumas seqüências de sedimentos de encostas (colúvios) têm apresentado paleossolos; porém com ausência ou quantidade muito pequena de matéria orgânica (MODENESI-GAUTTIERI e NUNES, 1998). As características

desse tipo de material, com ausência de matéria orgânica, tais como macrofósseis de arbustos ou árvores, ajudam a sustentar a hipótese de que estes depósitos coluviais se teriam originado quando a paisagem esteve comparativamente mais desprovida de vegetação. MODENESI-GAUTTIERI (2000) reconheceu, em estudos na Serra da Mantiqueira ou Planalto de Campos do Jordão, eventos erosivo-deposicionais (colúviação) e fases pedogenéticas intercaladas, indicando mudanças na intensidade de atividades morfodinâmicas e nos processos de encosta que ocorreram sobre os altos campos. Segundo essa autora, paleossolos intercalados com colúvios são indicativos de uma fase de instabilidade e estabilidade de encosta, implicando mudanças nas condições bioclimáticas (cobertura vegetal e sazonalidade e/ou intensidade de chuvas).

#### **Fase V – Instabilidade que deposita a camada Alúvio 2 e retoma incisão e deposição no paleocanal**

As fendas de dessecação no paleorizonte organo-mineral 2 e o preenchimento delas por areia marcam a transição abrupta para nova fase de instabilidade do ambiente registrada pela deposição de material aluvial, que forma o Alúvio 2, o qual constitui espesso pacote que recobre a unidades precedentes. Esta unidade, encosta acima, é formada por sedimentos heterométricos depositados em pelo menos 6 fases distintas, separadas por lentes arenosas e eventualmente argilosas. Na seção exposta ocorrem lentes conglomeráticas inseridas em sedimentos areno-argilosos.

A instabilidade ambiental que marca a deposição das areias que recobrem parte do paleorizonte organo-mineral 2 e a deposição do Alúvio 2, está presente também no paleocanal, na medida em que retoma o processo de dissecação e promove em seguida seu entulhamento com a deposição de novas estruturas de sedimentação. As paleocorrentes indicam direção N20-45E, o que mostra que as correntes eram advindas do setor superior do canal materializado na Seção Formigueiro. Esses depósitos são marcados por estratos cruzados festonados, sendo datados de 22.100 +/- 2.700 anos. Desta forma o quadro que se apresenta remete a duas fases distintas da história evolutiva da encosta desenvolvidas num espaço temporal muito próximo, ou seja, a estabilidade foi sucedida, num intervalo de 1 a 2 milhares de anos, por condições de instabilidade que retoma a incisão no canal da voçoroca e logo em seguida promove o entulhamento.

Na encosta ocorre a deposição de sedimentos de composição granulométrica heterogênea sustentados por matriz areno-argilosa ou areno-siltosa, desencadeada por fluxos de alta viscosidade ou densos, repetindo-se os mesmos processos que ocorreram na deposição do Alúvio 1, ou seja, aumento de suprimento de sedimentos grossos e correntes competentes para mobilizá-los através da encosta. Há registro de pelo menos seis camadas depositadas a partir desses fluxos, estando interrompidas por lentes arenosas que indicam mudanças no comportamento hidrológico na encosta, representado neste caso por fluxo menos viscoso, porém competente e com poder de seleção que acabou carreando maior proporção de areia. Tratam-se de breves interrupções nessa fase de predomínio de deposição aluvial.. Nos fluxos fluidos, a descarga deve ser rápida, e os sedimentos são depositados por escoamento em lençol (*sheet floods*), marcado por escoamento em grande escala, manifestando-se durante fortes enxurradas (POPOLÍZIO, 1975), portanto sem vegetação ou vegetação rala. A alta descarga de água na encosta, requerida para promover erosão, é controlada pela cobertura vegetal e pela magnitude e frequência de precipitação que incide sobre o solo (MORGAN, 1986, VANDEKERCKHOVE *et al.* 2000).

Na baixa encosta onde a seção está exposta, esses fluxos vigorosos, ora mais, ora menos densos formaram lentes predominantemente conglomeráticas com estrutura interna estratificada ou maciça. Essas lentes colocam em evidência, através de dobramentos ou inclinações em direção ao paleocanal, que os depósitos sofreram deformações, neste caso, em grande escala. A geometria das lentes mostra que essas deformações ocorreram após a deposição das lentes menores do Alúvio 2 e antes da deposição das duas últimas lentes que formam esta unidade. Duas condições podem ter sido responsáveis pelas deformações, ou uma provável perda de água intersticial gerada por redução de água no sistema ou por sobrecarga gerada pelos sedimentos que entulharam o canal; neste último caso, houve o rompimento do equilíbrio local promovendo a compactação dos sedimentos. Em sedimentos argilosos, o escape de água acarreta em diminuição do volume dos sedimentos. Quando a porosidade é reduzida de forma expressiva, as partículas entram em contato umas com as outras promovendo verdadeira coesão entre elas, gerando deformação mecânica (CLEMENT e PÉRES-ARLUCEA, 1993).

Com relação ao paleocanal, segundo a conformação que se apresenta hoje, pode-se afirmar que houve a retomada da erosão somente após a deposição do Alúvio 2 e dos materiais sobrejacentes que formam os horizontes A e B. Foi removida parte dos depósitos constituídos por estratos cruzados festonados. A seqüência de eventos de deposição na encosta encerra com a deposição dos estratos cruzados planares e acanalados. As paleocorrentes obtidas desses estratos indicam direção entre 120°SE e 150°SE, indicadores de que estes depósitos foram formados por material proveniente do fluxo canalizado da voçoroca que corta a encosta no sentido 40NW e 62° NW (figura 33, capítulo IV). De fato, este segmento do paleocanal apresenta constituição granulométrica e de estrutura interna diferente daquelas encontradas nos depósitos da base, indicando expressiva mudança na hidrologia da encosta. Esse aspecto remete a uma breve instabilidade no ambiente em que estão envolvidos processos de erosão linear acelerada nas cabeceiras e o entulhamento nos vales, tendo como resultado desarticulação dos anfiteatros em relação às calhas.

O período geológico a que se referem estes depósitos insere-se no final do Pleistoceno Superior. No Brasil, os estudos correspondentes a esse período e ao Holoceno têm destacado o conceito de aridez sazonal. Estudos desenvolvidos no Brasil Central (19° de latitude sul), por Ledru (1993), através da palinologia, possibilitaram a reconstituição de mudanças climáticas relacionadas com o deslocamento das frentes polares antárticas. Ledru *et al.* (1996) sugerem fase árida no sudeste do Brasil entre 50 e 40 mil anos AP e o início do período frio e seco datado foi de 40.000 anos AP. Sedimentos de rios entrelaçados datados de antes de 40.000 anos AP, no rio Paraná, em área com precipitação atual de 1.200 mm.a<sup>-1</sup> foram descritos por Stevaux (1994) e Stevaux e Santos (1998), que atribuíram suas características a clima semi-árido tropical ou subtropical. No rio Tamandará, Turcq *et al.* (1997) encontraram extensos depósitos orgânicos marcados por elevação do lençol freático dando lugar a areias de canais entrelaçados e leques aluviais associados a um intervalo seco, cujos depósitos são datados entre 17.000 e 10.000 anos.

Para as porções da América do Sul que não sofreram glaciações, o impacto das flutuações da precipitação teve grande influência na paisagem, mais do que a temperatura (CLAPPERTON, 1993; IRIONDO, 1999; HEINE, 2000; PORTER, 2001;

MEADOWS, 2001). Isso não nega que as mudanças na temperatura não tenham sido significativas, mas destaca que as variações na disponibilidade da umidade tiveram efeito proporcionalmente maior no crescimento das plantas; portanto nas condições geomorfológicas em situações de redução de precipitação (MARKGRAF, 1993; HEINE, 2000; PORTER, 2001). Por outro lado, OLIVEIRA *et al.* (2001) questionam o papel relevante das precipitações, como fator de mudança paleoambiental. Para esses autores, a redução das temperaturas e da evaporação, favorecendo localmente a manutenção de clima relativamente mais úmido, talvez justifiquem as transformações ambientais que ocorreram no sul do Paraná e norte de Santa Catarina.

De fato, o Paleorizonte organo-mineral 2, datado por  $^{14}\text{C}$  em 22.050 (+620, - 580) anos AP e que corresponde cronologicamente ao final do último período glacial, demonstra ter-se originado em pedoambiente com umidade suficiente para gerar um comportamento plástico de silte e argila, como atestam as estruturas de deslizamento identificadas na base do paleocanal (capítulo V). Por correlação, as áreas estudadas no Brasil, que apresentam evidências de maior umidade àquele período, são Salitre, Cromínia e os depósitos do rio Tamanduá nos estudos de Turcq *et al.* (1997), Ledru *et al.* (1996) e Salgado-Laboriau (1997). Estando, também, os dois últimos casos no limiar para condições de menor umidade. No presente estudo, o que se tem evidenciando é que as condições de estabilidade que permitiram o desenvolvimento do paleorizonte, sob condições hídricas suficientes para elevar a zona de saturação na baixa encosta e com supressão de processos de erosão e sedimentação mais expressivos, foram interrompidas por rebaixamento da zona de saturação e ressecamento da unidade seguida por episódio de deposição que marca o início de nova fase de instabilidade na encosta.

Portanto a instabilidade, neste trabalho, é referida às condições de maior umidade, sem, contudo inferir sobre a distribuição da precipitação ao longo do ano. Segundo Thomas e Thorp (1996), nos períodos úmidos e instáveis do final Pleistoceno, que ocorreram na América do Sul, predominaram chuvas prolongadas, freqüentes e intensos eventos de torrente em lençol (*sheetflood*), deslizamentos, formação de leques, reativação ou expansão da rede de drenagem que conduziram



à evasão de colúvio retido em cabeceiras de vales, erosão rápida de encostas, especialmente de sedimentos estocados e deposição de sedimentos grossos.

Assim, pode-se afirmar que os eventos com fluxos de maior viscosidade constituíam, no Pleistoceno Superior, os processos dominantes na deposição dos sedimentos aluviais na encosta, eles estão associados às condições de maior intemperismo químico que disponibiliza para transporte sedimentos grossos e proporção importante de finos, que vêm a constituir, junto com a água o fluido mobilizado encosta abaixo. Interrupções dessas condições estão registradas nos dois horizontes organo-minerais, pois sua formação requer condições de estabilidade ambiental com redução importante de processos morfodinâmicos na encosta e elevação da zona de saturação de água na média e baixa encosta.

## REFERÊNCIAS

- AGUIAR NETTO, 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.
- ALBERTS, E. E.; MOLDENHAUER, W. C.; FOSTER, G. R. Soil aggregates and primary particles transported in rill and interrill flow. **Soil Science Society of America Journal**, v 44, p. 590 – 595, 1980.
- ALLEN, J. R. L. On bed forms and palaeocurrents. **Sedimentology**, v. 6, p. 153-190, 1966.
- ALLEN, J. R. L. Reaction, relaxation and lag in natural sedimentary systems: general principles, examples and lessons. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 10, p. 263-342, 1974.
- ALLEN, J. R. L. **Sedimentary Structures: their character and physical basis**. Elsevier, Development in sediment, n. 30, Amsterdam, v.1 e 2, 1984. 592p.
- ALONSO, M. T. A. Vegetação In: **Geografia do Brasil - Região Sul**. Rio de Janeiro, IBGE v. 5, 1977, p. 81-109.
- ANDREIS, R. R. **Identificación e Importancia Geológica de los Paleosuelos**. Porto Alegre. Ed. da URGs, 1981. 67p.
- BATES, R. L.; JACKSON, J. A. (Eds). **Glossary of Geology**. 4ª ed. Virginia: Julia A. Jackson Ed., 1997. 769p.
- BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the Araucária Forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 97, p. 109-121, 1997.
- BEHLING, H. South and Southeast Brazilian grassland during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19-27, 2002.
- BERTRAN, P.; TEXIER, J. P. Facies and microfacies of slope deposits. **Catena**, v. 35, p. 99-121, 1999.
- BERTRAN, P.; FRANCOU, B.; TEXIER, J.P. Stratified slope deposits: the stone-banked sheets and lobes model. In: Slaumaker, O (Ed.), **Steepland Geomorphology**. Wiley, Chichester, 1995. p. 147 – 149.
- BERTRAN, P.; HÉTU, B.; TEXIER, J. P.; VAN STEIJN, H. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. **Sedimentology**, v. 44, p. 1-16, 1997.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**. n. 16/17, , p. 7-16, jul. 1966

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P. L. Considerações sobre a Formação Furnas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n.4 e 5, p. 53-70, 1961.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução de vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 16/17, p. 85-116, jul. 1965.

BOGGS JR, San. **Petrology of sedimentary rocks**. New York: Macmillan Publishing Company, 1992. 707p.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedade dos solos**. Trad. Antonio B. N. Figueiredo Fo. 7. ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989. 898p

BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DNPM. **Carta Geológica do Brasil ao milionésimo**. (Texto explicativo Folha Asunción (SC-21) e Folha Curitiba (SG-22), por Oniro Augusto Manaca (e outros). Brasília, 1974, 83p.

BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DNPM. **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, 1984, 501p.

BREWER, R. The basis of interpretation of soil micromorphological data. **Geoderma**, v.8, p. 81-94, 1972.

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. 2. ed. Nova Iorque: Krieger, 1976. 482p.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N., JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for Soil Thin Section Description**. Albrighton: Waine Research Publications, 1985. 152p.

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.

CAMPBELL, C. V. Lamina, laminaset, bed and bedset. **Sedimentology**, v. 8, 1967, p. 7-26.

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 Paleopedology Manual. **Quaternary International**. Oxford, v.6, 96p, 1999.

CERDÀ, A; GARCIA-FAYOS, P. The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes. **Geomorphology**, v. 18, 1997, p. 77-90.

CLAPPERTON, C. M. **Quaternary Geology and Geomorphology of South América**. Amsterdam: Elsevier, 1993.

CLEMENTE, P.; PÉREZ-ARLUCEA, M. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain. **Journal Sedim. Petrology**, Cambridge, v. 63, n.3, p. 437-452, may. 1993.

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.

COLLINSON, J. D.; THOMPSON, D.B. **Sedimentary Structures**. 2. ed. Hemel Hempstead: George Allen&Unwin, 1984. 194p.

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).

CONYBEARE, C. E .B.;CROOK, K. A. W. **Manual of Sedimentary Structures** 2. ed. Bureau of Mineral Resources Geology and Geophysics. Bulletin 102, Canberra Watson Ferguson and Co., 1982. 327p.

CURI, N.; LIMA, P. C.; LEPSCH, I. F. Terminologia de micromorfologia do solo. **Bol. Inf. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, n. 10, p. 1-43, 1985.

DE PLOEY, J. Mechanical properties of hillslopes and their relation to gullying in Central semi-arid Tunisia. **Zeitschrift für Geomorphologie**. N.F. 21, p. 177-190, 1974.

DE PLOEY, J. Hydraulics of runoff and loess loam deposition. **Earth Surface Processes and Landforms**,v. 9, p. 533-539, 1984.

DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The channel head. In: BEVEN, K.; KIRKBY, M. J. (Ed): **Channel Network Hydrology**. John Willey & Sons Ltd, 1993. p.175-219.

DREES, L. R.; WILDING, L. P.; OWENS, P. R.; WU, B.; PEROTTO, H.; SIERRA, H. Steepland resources: characteristics stability and micromorphology. **Catena**, v, 54, p. 619-636, 2003.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Manual de Métodos de Análise de Solos**, 1979.

FITZPATRICK, E. A. **Micromorphology of soils**. London: Chapman and Hall Ltd., 1984. 432p.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, p. 03-27, 1957.

FUCK, R. A. Nota explicativa da folha geológica de Quero-Quero. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**. Curitiba, n. 19, 21p., 1966.

FUNDAÇÃO INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Manual Técnico de Pedologia. **Série Manuais Técnicos em Geociências**. n. 4, Rio de Janeiro, 1995, 103p.

GAMA JÚNIOR, E.; BANDEIRA JÚNIOR, A. N.; FRANÇA, A. B. Distribuição espacial e atemporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. In: Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. São Paulo: IPT. **Publicações Especiais**, n. 12, p. 20-40, 1982.

GOUDIE, A.; AMDERSON, M.; BURT, T.; LEWIN, J.; RICHARDS, K.; WHALLEY, B.; WORSLEY, P. **Geomorphological Techniques**. Londres: Routledge, 1994. 570 p.

GOVERS, G. Spatial and temporal capacity of thin flow in relation to rill erosion. **Catena**, v. 12, p. 35-90, 1987.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 2ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001. 625p.

HEINE, K. Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. **Quaternary International**, v. 72, p. 7-21, 2000.

INGRAM, R. L. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. **Geol. Soc. Amer. Bull.** v. 65, p. 937-938, 1957.

IRIONDO, M. Climatic changes in the South American plains: records of a continent-scale oscillation. **Quaternary International**, v. 57/58, p. 93-112, 1999 (a).

IRIONDO, M. H. Last Glacial Maximum and Hypsithermal in the Southern Hemisphere. **Quaternary International**, v. 62, p. 11-19, 1999 (b).

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.

KUBIENA, W. C. **Micropedology**. Iowa: Collegiate Press Inc. Amer., 1938.

LANGE, F. W.. Estratigrafia e idade geológica da Série Tubarão. Arquivos do Museu Paranaense, Curitiba, n. 2, 22p, 1954.

LEDRU, M.-P. Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brasil. **Quaternary Research**, v. 39, 1993, p. 90-98.

LEDRU, M. P.; BRAGA, P. I. S.; SOUBIÈS, F.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. The last 50.000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 123, p. 239-257, 1996.

LEEDER, M. R. **Sedimentology**: process and product. Londres: Unwin Hyman, 1982. 344 p.

MAACK, R. Breves notícias sobre a Geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 2, p. 67-154, 1947.

MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 3, p. 99-200,. 1948.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2. ed. Rio de Janeiro: José Olympio, 1981, 450p.

MARKGRAF, V. Climatic history of Central and South America since 18.000 yr BP.: Comparison of pollen records and model simulations. In: WRIGHT JR, H.E.; KUTZBACH, J. E.; WEBB III, T.; RUDDIMAN, W. F.; STREET-PERROTT, F. A.; BARTLEIN, P. J. (Eds). **Global climates since the Last Glacial Maximum**. Minneapolis: Univ. Minnesota Press, 1993.

MAZUMDER, R. Turbulence-particle interactions and their implications for sediment transport and bedform mechanics under unidirectional current: some recent developments. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 113-124, 2000.

MEADOWS, M. E. The role of Quaternary environmental change in the evolution of landscapes: case studies from southern África. **Catena**, v. 42, p. 39-57, 2001.

MEDEIROS, R. A.; SCHALLER, H.; FRIEDMAN, G. M. **Fácies Sedimentares**: Análise e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. Trad. Carlos Walter Marinho Campos. Rio de Janeiro: Centro de Pesquisa e Desenvolvimento. Divisão de Documentação Técnica e Patentes da Petrobrás, 1971. 123p.

MELLO, C. L. **Fácies sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais Holocênicos**: Aloformação Manso – Médio Vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ). 1992. 188p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MENDES, J. C. **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo: EDUSP, 1984. 566p.

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.

MIALL, A. D. Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. **Bull. Can. Petrol. Geol.**, Calgary, v. 28, n.1, p. 59 – 80, mar. 1980.

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, M.C. Depósitos de vertente e evolução quaternária do Planalto do Itatiaia. **Revista do Instituto Geológico**, v. 13, n. 1, p. 31-46, 1992.

MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; NUNES, L.H. Processos geocriogênicos quaternários nas cimeiras da Mantiqueira, com considerações climáticas. **Revista do Instituto Geológico**, v. 19, n. 1/2, p. 19-30, 1998.

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.

MOREIRA, A. A. N.; LIMA, G. R. Relevo. In: **Geografia do Brasil** – Região Sul. Rio de Janeiro, IBGE, v. 5, p. 1-34, 1977.

MORGAN, R.P.C. **Soil erosion and conservation**. London:Longman Group, 1986. 298p.

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.; 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.

MUNSELL soil collar chart. Baltimore, Munsell Collor Company, 2000. Tab.

NICHOLS, G. **Sedimentology e stratigraphy**. Londres: Blackwell Science, 1999. 355p.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1989.

NOWATZK, C. H.; SANTOS, M. A. A. dos; LEÃO, H. Z.; SCHUSTER, V. L. L.; WACKER, M. L. Glossário de estruturas sedimentares. **Acta Geológica Leopoldensia**, n. 18 e 19, ano VIII, p. 7-432, 1984.

OLIVEIRA, M. A. T. de. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. 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 57-99.

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. **Descontinuidades hidrológicas, escoamento superficial e desenvolvimento de incisões erosiva em áreas de cabeceira de drenagem: estudo de caso na Colônia Quero-Quero, Palmeira (PR)**. 1998. 184p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

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.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 1983.

PETTIJOHN, F. J. **Rocas Sedimentarias**. 2. ed. Trad. Juan Turner. Buenos Aires: Editorial Universitaria de Buenos Aires, 1963.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P.E. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Berlim: Springer-Verlag, 1964.

PICARD, M. D.; HIGH JUNIOR, L. R. **Sedimentary structures of ephemeral streams**. Developments in Sedimentology, n. 17, Amsterdam, 1973. 223p.

PIERSON, T. C.; COSTA, J. E. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: COSTA, J.E.; WIECZOREK, G. F. Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation. **Reviews in Engineering Geology**, v. 7, p. 1-12, 1987.

POPOLIZIO, E. El seudokarst y su importancia en los estudios hidrológicos del NEA. Univ. Nac. del Nordeste, Fac. Ingeniería, Argentina, Centro Geol. Apli., ser. C, **Investigation**, n. 1, 14p., 1975.

PORTER, S. C. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. **Quaternary Science Reviews**, v. 20, p. 1067-1091, 2001.

POTTER, P. E.; PETTIJOHN, F. J. **Paleocurrents and basin analysis**. 2. ed. New York: Springer-Verlag, 1977.425p.



PROSSER, I. P.; HUGHES, A.O; RUTHERFURD, I. D. Bank erosion of an incised upland channel by subaerial processes: Tasmania, Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**. v. 25, n. 10, p.1085-1101, 2000.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. **Depositional Sedimentary Environments**. Berlin:Springer-Verlag, 1980. 543p.

RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E.; RUBIN, M.; DONAHUE, D. J.; JULL, A. J. T. Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. **Journal of Geology**, v. 97, p. 45-63, 1989.

RENEAU, S. I.; DIETRICH, W. E.; DONAHUE, D. J. TIMOTHY JULL, A. J.; RUBIN, M. Late Quaternary history of colluvial deposition and erosion in hollows, Central California Coast Ranges. **Geological Society of American Bulletin**, v. 102, n.7, p. 969-982, 1990.

RETALLACK, G.J. **Soil of the Past: A introduction to paleopedology**. Londres: Ed. Academic Division of Unwin Hyman Ltd. 1990, 520p.

RICCI-LUCCHI, F. **Sedimentografia**. Bolonha:Zanichelli, 1970.

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.

SALGADO-LABOURIAU, M. L.; CASSETI, V.; FERRAZ-VICENTINI, K. R.; MATIN, L.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. Late Quaternary vegetation and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 128, p. 215-226, 1997.

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.

SCHWARZACHER, W. Repetitions and cycles in stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 51-75, 2000.

SELBY, M. J. Hillslope sediment transport and deposition. In: PYE, K. (Ed.) **Sediment transport and depositional processes**. London: Blackwell Scientific Publications, 1994. 397p.

SELLEY, R. C. **Ancient sedimentary environments: a brief survey**. Londres: Chapman & Hall, 1976.

SELLEY, R. C. **Ancient sedimentary environments and their sub-surface diagnosis**. 2a ed. Londres: Chapman and Hall, 1980. 287p.

SELLEY, R. C. **Applied sedimentology**. Londres: Academic Press Limited, 1988. 446p.

SERVANT, M.; MALEY, J.; TURCQ, B.; ABSY, M.L.; BRENAC, P.; FOURNIER, M.; LEDRU, M.P. Tropical forest changes during the Late Quaternary in African and South American lowlands. **Global and Planetay Change**, v. 7, p. 25-40, 1993.

SERVANT, M.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; FOURNIER, M. Alluvial fans in Southeastern Brazil as an evidence for early Holocene dry climate period. Intenational Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary, São Paulo, Brazil, **Special Publication, n. 1**, 1989, p. 75-77.

SHEPARD, F.P. Nomenclature base don sand-silt-clay ratios. **Journal Sedim. Petrology**, v. 24, p. 151-158, 1954.

STEIN, E. D.; MATTSON, M.; FETSCHER, E.; HALAMA, K. J. Influence of geologic setting on slope wetland hydrodynamics. Irvine, **Wetlands**, v. 24, n. 2, p 1. jun. 2004.

STEVAUX, J.C The Upper Paraná River (Brazil); geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary Internatinal**, v. 21, p. 143-161, 1994.

STEVAUX, J.C. Climates events during the late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: correlations with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary Internatinal**, v. 72, p. 73-85, 2000.

STEVAUX, J.C.; SOUZA FILHO; E.E. de; JABUR; I.C. A história quaternária do rio Paraná em seu alto curso. In: VAZZOLER, A.E. A.de M.; AGOSTINHO, A.; HAHN, N.S. (Eds.) **A planície de inundação do Alto Rio Paraná**. Maringá: EDUEM: Nupelia, 1997. 460p.

STEVAUX, J. C.; SANTOS, M. L. Palaeohydrological changes in the Upper Paraná River, Brazil, during the late Quaternary: a facies approach. In: BENITO,G.; BAKER, V.R.; GREGORY, K.J. (Eds) **Palaeohydrology and Environmental Change**. Wiley, Chichester, 1998. p. 273-285.

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.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 400p.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial**. Curitiba: Ed. da UFPR-ADEA, 1979, 183p.

TERUGGI, M. E.; ANDREIS, R. R. Micromorphological recognition os 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.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Londres: John Wiley & Sons Ed., 1994.

THOMAS, M. F.; THORP, M. The response of geomorphic systems to climatic and hydrological change during the Late Glacial and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. In: BRANSON, J.; BROWN, A. G.; GREGORY, K. J. **Global Continental Changes: the context of Palaeohydrology**. Geological Society Special Publication, n. 115, 1996. p. 139-153.

THOMÉ JR., J. B. **Manual para interpretação de análise de solo**. Guaíba: Agropecuária, 1997, 247p.

TROPPEMAIR, H. Perfil fitoecológico do Estado do Paraná. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 8, n. 1, p. 67-80, 1990.

TURCQ, B.; SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M. Registros milenares nos sedimentos dos lagos da serra de Carajás. **Revista Ciência Hoje**, v.16, n.93, p. 31-35, ago 1993.

TURCQ, B. PRESSINOTTI, M.N.; MARTIN, L. Paleohydrology and paleoclimate of the past 33.000 years at the Tamanduá river, Central Brazil. **Quaternary Research**, v. 47, p. 284-294, 1997.

TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; CORDEIRO, R. C.; SIFEDDINE, A.; SIMÕES FILHO, F. F. L.; SOUZA, A. G.; ABRÃO, J. J.; OLIVEIRA, F. B. L.; SILVA, A. O.; CAPITÃO, J. Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, v. 148, p. 319-342, 2002.

VAN LOON, A.J. The meaning of "abruptness" in the geological past. **Earth-Science Reviews**, v. 45, n. 3 e 4, p. 209-214, mar. 1999.

VANDEKERCKHOVE, L.; POESEN, J.; OOSTWOUDE WIJDENES, D.; NACHTERGAELE, J.; KOSMAS, C.; ROXO, M. J., FIGUEIREDO, T. Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 25, p. 1201-1220, 2000.

VAN DEN BERGHE, J. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. **Quaternary International**, v. 91, p. 17-23, 2002.

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.

VIEIRA, L. S. **Manual da Ciência do Solo**. São Paulo, Ed. Agronômica Ceres Ltda. 1975. 464p.

VIEIRA, L.S.; VIEIRA, M. de N. F. **Manual de morfologia e classificação de solos**. São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 1983. 313 p.

WASSON, R .J.; MAZARI, R. K.; STARR, B.; CLIFTON, G. The recent history of erosion and sedimentation on the Southern Tablelands of southeastern Australia: sediment flux dominated by channel incision. **Geomorphology**, v. 24, p. 291-308, 1998

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, Chicago, v. 30, p. 377-392, 1922.

WOLMAN, M.G.; MILLER, J. P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **Journal of Geology**, v. 68, p. 54-72, 1960.

# **ANEXOS**

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E  
SOLO DO ALÚVIO COLÚVIO-1**

<b>phi</b>	<b>59</b>	<b>61C</b>	<b>61B</b>	<b>61A</b>	<b>53</b>	<b>60</b>	<b>82B</b>	<b>85A</b>	<b>85B</b>	<b>92</b>
-2	0	0	0	0	0	1,1	0	0,7	0,0	0
-1	2,5	4,0	3,2	3,4	4,1	10,5	5,1	10,7	1,7	6,31
0	2,6	3,8	3,2	3,0	3,7	19,4	5,3	1,7	2,6	4,65
1	15,4	17,9	17,4	15,8	18,9	8,4	21,9	31,0	17,8	18,25
2	24,7	18,6	20,8	18,8	24,8	22,1	23,3	22,1	21,6	16,42
3	8,9	6,5	4,7	8,3	16,6	11,2	1,8	7,6	2,1	2,92
4	10,0	5,0	6,5	2,0	6,3	5,7	1,0	3,0	2,307	4,0
5	1,9	5,6	3,0	2,3	1,9	3,1	1,3	0,2	1,0	1,05
6	7,0	2,0	2,8	3,2	3,0	1,9	3,3	2,6	3,9	7,2
7	5,3	6,1	6,0	5,0	3,5	4,1	4,5	0,4	4,7	9,0
8	4,6	5,9	6,7	7,0	5,1	7,6	7,1	3,6	7,1	7,8
12	17,0	24,5	25,8	31,4	12,2	4,9	25,2	10,3	35,1	22,4

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E  
SOLO DO ALÚVIO 2**

<b>phi</b>	<b>84</b>	<b>63</b>	<b>79</b>	<b>77</b>	<b>57</b>	<b>54</b>	<b>55</b>	<b>55B</b>	<b>55A</b>	<b>56</b>
-2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1
-1	2,8	6,6	4,1	0,4	0,8	12,8	0,7	0,8	8,2	5,2
0	1,3	4,8	3,7	0,8	5,2	14,9	3,2	7,5	18,4	4,1
1	6,8	19,3	19,9	4,1	5,9	9,4	7,5	3,3	9,5	17,8
2	18,6	18,5	23,0	26,5	25,0	7,1	10,6	12,4	23,6	13,1
3	28,7	7,1	10,6	15,0	16,4	16,3	6,9	13,7	11,5	6,8
4	19,0	4,1	5,0	25,8	18,3	19,9	14,9	15,1	6,8	11,9
5	1,9	0,5	0,3	3,0	4,9	1,8	5,8	5,0	1,9	7,5
6	2,0	3,5	3,3	0,2	0,7	5,2	10,0	8,1	3,1	8,1
7	3,5	4,4	4,5	6,1	5,4	3,8	10,4	11,5	7,6	5,7
8	4,1	6,0	4,9	2,0	2,0	3,8	6,4	7,9	3,5	9,5
12	11,3	25,2	20,7	16,1	15,4	5,0	23,6	14,7	5,9	9,2

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E  
SOLO DO ALÚVIO 2**

<b>phi</b>	<b>56A</b>	<b>58</b>	<b>64</b>	<b>65</b>	<b>67</b>	<b>68</b>	<b>86</b>	<b>87</b>
-2	0,0	8,4	0,0	0,0	0,1	6,1	1,4	0,0
-1	0,2	21,7	0,9	0,5	0,5	19,4	10,1	5,7
0	2,1	14,1	2,6	1,1	0,5	14,6	7,0	4,5
1	4,6	9,8	6,7	8,8	4,8	11,4	20,3	18,4
2	19,8	7,1	9,6	10,1	19,5	10,5	12,0	18,6
3	13,9	14	10,0	7,6	18,0	11,2	8,0	4,9
4	30,0	7	20,6	12,3	30,0	5,7	19,4	8
5	2,2	3,2	3,0	6,4	1,8	3,1	0,1	3,5
6	4,6	1,9	9,0	6,0	3,2	2,3	2,8	2,3

7	3,5	3,8	9,4	8,5	3,9	4,8	3,4	6,4
8	3,9	6,7	6,5	9,5	3,5	6,7	2,6	4,1
12	15,2	2,3	21,6	29,2	14,3	4,2	12,7	23,4

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E  
SOLO DO HORIZONTE B**

<b>phi</b>	<b>81</b>	<b>58B</b>	<b>68B</b>
-2	0	0	0
-1	2,8	0,9	2,9
0	1,9	2,1	2,0
1	8,2	11,4	13,8
2	14,5	15,9	19,2
3	14,8	12,7	9,3
4	20,0	4,1	2,0
5	1,9	3,1	2,3
6	4,9	4,1	3,2
7	3,7	6,6	7,0
8	2,6	6,0	7,0
12	24,8	33,1	31,3

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E  
SOLO DO HORIZONTE A**

<b>phi</b>	<b>93</b>	<b>58A</b>	<b>68A</b>	<b>88</b>
-2	0	0	0	0
-1	1,7	0,2	0,5	1,5
0	1,7	2,9	1,2	2,4
1	10,3	4,7	5,8	12,9
2	19,1	22,8	23,9	21,1
3	15,6	16,9	15,1	8,9
4	11,0	19,9	24,2	14,0
5	6,2	3,9	4,2	0,9
6	2,5	1,4	1,6	3,4
7	2,9	7,9	6,2	4,2
8	4,7	4	3,0	4,2
12	24,3	15,4	14,3	26,5

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E  
SOLO DA AREIA-ARGILOSA CINZENTA**

<b>phi</b>	<b>52</b>	<b>62</b>	<b>78</b>
-2	0	0	0
-1	4,8	4,1	6,5
0	6,9	3,7	5,7
1	25,2	19,9	19,1
2	17,9	23,0	14,3

3	7,1	0,0	2,0
4	4,1	15,6	4,7
5	0,8	0,3	1,4
6	2,5	3,3	6,3
7	6,0	4,5	7,2
8	4,5	4,9	5,7
12	20,2	20,7	27,1

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E SOLO DE LENTES COM CLASTOS**

phi	66A	66
-2	0	0,0
-1	0,8	0,0
0	1,0	0,3
1	11,9	2,4
2	29,1	6,6
3	15,0	0,0
4	17,07	25,0
5	1,2	59,2
6	4,6	0,1
7	4,8	0,1
8	3,0	0,3
12	11,5	5,8

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E SOLO DE HORIZONTE ORGANO-MINERAL 1**

phi	89B	89A	90	91
-2	0,0	0,0	0,0	0
-1	2,8	0,4	4,4	6,9
0	3,2	0,7	4,6	5,2
1	12,1	7,8	19,4	17,8
2	18,1	24,1	16,7	14,7
3	17,2	20,0	3,4	4,5
4	12,0	12,0	2,1	3,0
5	0,3	0,9	4,5	2,3
6	5,9	5,9	3,7	10,4
7	1,2	5,7	6,4	3,2
8	6,6	3,7	13,4	5,7
12	20,5	18,8	21,5	26,5

**COMPOSIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS AMOSTRAS DE SEDIMENTOS E SOLO DE COLÚVIO-ALÚVIO 1**

phi	82A
-2	0,0
-1	1,0
0	2,9
1	25,6
2	33,0



3	9,0
4	7,0
5	1,5
6	6,1
7	0,8
8	1,1
12	12,0