

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL

**ANÁLISE QUÍMICA, MINERALÓGICA E MICROMORFOLÓGICA DE SOLOS
TROPICAIS COLAPSÍVEIS E O ESTUDO DA DINÂMICA DO COLAPSO.**

FABRÍCIO BUENO DA FONSECA CARDOSO

ORIENTADOR: JOSÉ CAMAPUM DE CARVALHO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM GEOTECNIA

PUBLICAÇÃO: G.DM - 026A/95

BRASÍLIA / DF
DEZEMBRO DE 1995

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL

**ANÁLISE QUÍMICA, MINERALÓGICA E MICROMORFOLÓGICA DE SOLOS
TROPICAIS COLAPSÍVEIS E O ESTUDO DA DINÂMICA DO COLAPSO.**

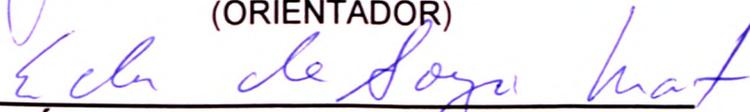
FABRÍCIO BUENO DA FONSECA CARDOSO

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE
ENGENHARIA CIVIL DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE.**

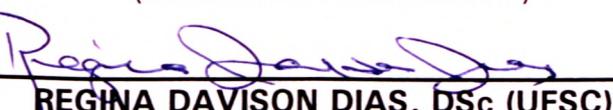
APROVADO POR:



JOSÉ CAMAPUM DE CARVALHO, PhD (UnB)
(ORIENTADOR)



ÉDER DE SOUZA MARTINS, MSc (UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)



REGINA DAVISON DIAS, DSc (UFSC)
(EXAMINADOR EXTERNO)

DATA: BRASÍLIA/DF, 19 de DEZEMBRO de 1995

FICHA CATALOGRÁFICA

CARDOSO, FABRÍCIO BUENO DA FONSECA

ANÁLISE QUÍMICA, MINERALÓGICA E MICROMORFOLÓGICA DE SOLOS TROPICAIS COLAPSÍVEIS E O ESTUDO DA DINÂMICA DO COLAPSO. [DISTRITO FEDERAL] 1995.

xx, 140p., 210x297 mm (ENC/FT/UnB, Mestre, Geotecnia, 1995)

Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia. Departamento de Engenharia Civil.

1. Colapso 2. Micromorfologia de Solos
3. Química de Solos 4. Origem dos Solos

I. ENC/FT/UnB

II. Título (Série)

Internet (URL): <http://oberon.cnpq.br/tese/tese.html>

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

CARDOSO, F. B. F. 1995. **Análise Química, Mineralógica e Micromorfológica de Solos Tropicais Colapsíveis e o Estudo da Dinâmica do Colapso**. Dissertação de Mestrado, Publicação G.DM-026A/95, Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 140p.

CESSÃO DE DIREITOS

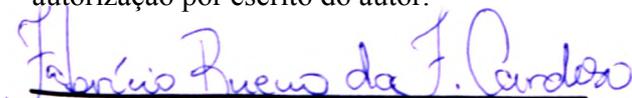
NOME DO AUTOR: Fabrício Bueno da Fonseca Cardoso

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO: Análise Química, Mineralógica e Micromorfológica de Solos Tropicais Colapsíveis e o Estudo da Dinâmica do Colapso.

GRAU: Mestre em Ciências

ANO: 1995

É concedida à Universidade de Brasília a permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.



Fabrício Bueno da Fonseca Cardoso

SHIN Q1 2 Conj. 02 casa 11

CEP - 71510-020 Brasília/DF - Brasil

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais Nelson Gradil Cardoso e Divina Bueno da Fonseca Cardoso, a minha irmã Maria Aparecida Bueno da Fonseca Cardoso e a minha namorada Andréa Alves de Carvalho Amorim, por todo amor e o apoio constante em mais esta jornada.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor José Camapum de Carvalho pela orientação e incentivo durante o desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores André Pacheco de Assis, Ennio Marques Palmeira, Márcio Muniz de Farias, Newton Moreira de Almeida e Pedro Murrieta Santos Neto pela transmissão de conhecimentos e convivência acadêmica.

Aos demais Professores do Mestrado em Geotecnia pelo incentivo e eventuais auxílios.

A Éder de Souza Martins pelo empréstimo de livros e artigos fundamentais para a realização deste estudo.

Aos amigos da turma de 1992, Sérgio, Fernando, Germán, Paulo César, Rodrigo, Rafael, Emmanuel, Hoover, Néstor, Patrícia, Maria Tereza e Gimária pelo excelente companherismo durante esta jornada.

Aos amigos do Laboratório de Geotecnia, José Luiz Carneiro Nascimento, Jurandir de Souza e Luís de Souza pelo apoio sempre oportuno.

Ao Instituto de Geociências pela utilização de seus Laboratórios e principalmente ao Professor Geraldo Boaventura, responsável pelo Laboratório de Geoquímica.

Ao Professor E. W. Kitajima, responsável pelo Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Biologia.

Ao CNPq pelo apoio financeiro.

Um agradecimento em especial a Joaquim Humberto Marques Mota pela amizade e imprescindível ajuda na confecção e editoração deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho teve por objetivo estudar alguns solos tropicais, dos pontos de vista genético, químico, mineralógico e micromorfológico, e identificar as possíveis relações entre estes fatores e o potencial de colapso de cada solo.

Um outro intuito foi o de procurar entender melhor a dinâmica do colapso, com o uso da pedografia a partir do estudo de lâminas delgadas dos solos pesquisados, para diferentes estágios de tensão e saturação.

O uso da microscopia ótica no estudo micromorfológico, mostrou-se em muitos aspectos, ser uma ferramenta mais vantajosa que a microscopia eletrônica de varredura.

Através da análise desses resultados, foi possível propor dois modelos:

.Modelo da Evolução Químico-Mineralógica dos Solos Tropicais Colapsíveis.

.Modelo da Evolução Micromorfológica do Colapso em Solos Tropicais Colapsíveis

ABSTRACT

This dissertation had the purpose of studying tropical soils in the genetic, chemical, mineralogical and micromorphological point of view, and to identify possible relations between these factors and the potential of collapse of each soil.

Another objective was to try to understand better the collapse dynamics, using pedography techniques based in thin plates of the studied soils for different stages of tension and saturation.

The use of optical microscopy in the micromorphological study has proved to be more advantageous tool than scanning electron microscopy.

With the analysis of these results it was possible to propose two models:

.Chemical-Mineralogical Evolution of Collapsible Tropical Soils.

.Micromorphological Evolution of Collapse in Collapsible Tropical Soils.

ÍNDICE

CAPÍTULO	Página
1 - INTRODUÇÃO.....	1
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
2.1 - Conceituação do Colapso e Solos Colapsíveis.....	3
2.2 - Origem e Ocorrência de Solos Colapsíveis.....	4
2.2.1 - Solos de Origem Eólica.....	5
2.2.2 - Solos Residuais.....	5
2.2.3 - Solos Aluvionares, Coluvionares e <i>Mud Flows</i>	6
2.2.4 - Material Compactado.....	7
2.3 - Estrutura de Solos Colapsíveis.....	7
2.3.1 - Solos Arenosos.....	7
2.3.2 - Solos com Frações Argilosas.....	9
2.4 - Micromorfologia de Solos.....	12
2.4.1 - Pedografia.....	12
2.4.2 - Terminologia.....	13
3 - CARACTERÍSTICAS FISIAGRÁFICAS.....	26
3.1 - Geomorfologia do Distrito Federal.....	27
3.1.1 - Macrounidades Geomorfológicas.....	27
3.1.2 - Evolução Geomorfológica.....	28
3.2 - Geologia do Distrito Federal.....	31
3.2.1 - Grupo Canastra - Proterozóico Médio.....	34
3.2.2 - Grupo Paranoá - Proterozóico Superior.....	34
3.3 - Solos do Distrito Federal.....	38
3.3.1 - Latossolo Vermelho-Escuro.....	39
3.3.2 - Latossolo Vermelho-Amarelo.....	39
3.3.3 - Cambissolo.....	40
3.4 - Caracterização Geotécnica dos Solos do Distrito Federal.....	41
3.5 - Clima Atual na Região.....	42
4 - METODOLOGIAS APLICADAS.....	44
4.1 - Coleta de Amostras.....	44
4.2 - Estudos Físicos dos Solos.....	44
4.2.1 - Ensaio de Caracterização.....	44
4.2.2 - Ensaio Oedométrico.....	45
4.3 - Estudo Químico-Mineralógico dos Solos.....	47
4.3.1 - Difratometria de Raios-x.....	47
4.3.2 - Análise Química Total.....	48
4.3.3 - Extração dos Amorfos.....	49
4.3.4 - Ensaio de pH.....	50
4.4 - Estudo Micromorfológico dos Solos.....	50
4.4.1 - Confeção de lâminas Delgadas.....	51
4.4.2 - Microscopia Ótica.....	53
4.4.3 - Microscopia Eletrônica de Varredura.....	54
5 - ORIGEM DOS SOLOS ESTUDADOS.....	56
5.1 - Solos da Toposequência de Águas Claras.....	56
5.1.1 - Solos Residuais.....	59
5.1.2 - <i>Mud Flow</i> (Corrida-de-Lama).....	63
5.2 - Solo Coluvionar.....	68

6 - APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS PARÂMETROS FÍSICOS, QUÍMICOS E MINERALÓGICOS DOS SOLOS.....	75
6.1 - Caracterização Física.....	75
6.2 - Ensaio Oedométrico.....	76
6.3 - Caracterização Mineralógica e Química.....	78
6.4 - Discussão dos Resultados.....	80
7 - MICROMORFOLOGIA DOS SOLOS ESTUDADOS.....	87
7.1 - <i>Mud Flow</i>	87
7.2 - Solo Saprolítico.....	102
7.3 - Solo Residual Laterítico.....	111
7.4 - Solo Coluvionar.....	119
7.5 - Discussão dos Resultados.....	125
8 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	129
8.1 - Conclusões.....	129
8.2 - Sugestões para Futuras Pesquisas.....	132
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	133
APÊNDICE - GLOSSÁRIO.....	140

ÍNDICE DE TABELAS

Tabelas	Páginas
Tabela 6.1 - Propriedades Físicas Naturais dos Solos.....	75
Tabela 6.2 - Propriedades Físicas dos Solos Colapsados.....	78
Tabela 6.3 - Mineralogia dos Solos Colapsados.....	78
Tabela 6.4 - Química Total dos Solos.....	79
Tabela 6.5 - Química de Amorfos (Óxidos) dos Solos.....	79
Tabela 6.6 - Química de Amorfos (Forma Metálica) dos Solos.....	79
Tabela 6.7 - Pontos Isoelétricos de Alguns Óxidos e Hidróxidos.....	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figuras	Página
Figura 2.1 - Menisco Capilar entre grãos de areia (modificado - Vargas,1977).....	8
Figura 2.2 - Arranjo esquemático de grãos de areia com vínculos de grãos de silte (modificado por Mariz, 1993 - <i>apud</i> Dudley, 1970).....	8
Figura 2.3 - Arranjo esquemático dos grãos de areia com vínculos de argila resultante do processo de lixiviação (modificado por Mariz, 1993 - <i>apud</i> Dudley, 1970).....	9
Figura 2.4 - Arranjo esquemático dos grãos de areia com vínculos de argila formados por autigênese (modificado por Mariz, 1993 - <i>apud</i> Dudley, 1970)	10
Figura 2.5 - Arranjo esquemático dos grãos de areia com vínculos de argila resultante de <i>mud flow</i> (modificado por Mariz, 1993 - <i>apud</i> Dudley, 1970)	11
Figura 2.6 - Arranjo estrutural de microagregados conectados por pontes de argila (modificado por Mariz, 1993 - <i>apud</i> Clemence e Finbarr,1981).....	11
Figura 2.7 - Fotomicrografia mostrando películas em tomo dos grãos do esqueleto(s). Este esqueleto está imerso na matriz (M). Aumento: x80 (<i>apud</i> Brewer, 1976).....	15
Figura 2.8 - Preenchimento do tipo pedotúbulo com material da s-matriz. Aumento: x80 (<i>apud</i> Brewer, 1976).....	16
Figura 2.9 - Nódulo sesquioxídico típico. Aumento: x 135 (<i>apud</i> Brewer, 1976).....	17
Figura 2.10 - Fotomicrografia mostrando um Litorelicto (L). Aumento: x 80. (<i>apud</i> Brewer, 1976).....	18
Figura 2.11 - Vazios compactos simples. Toda a área negra entre os grãos do esqueleto são vazios. Aumento x 30 (<i>apud</i> Brewer, 1976).....	19
Figura 2.12-A área negra representa os vazios compactos compostos entre os agregados e grãos do esqueleto. Aumento: x 80 (<i>apud</i> Brewer, 1976)....	19
Figura 2.13 - <i>Vugh</i> (V) representado pela área negra central. Aumento: x 80 (<i>apud</i> Brewer, 1976).....	20
Figura 2.14 - Vesícula (Vs) com paredes bastante lisas. Aumento: x 80 (<i>apud</i> , Brewer, 1976).....	21
Figura 2.15 - Canal representado por área negra alongada que corta toda a seção subverticalmente. Aumento: x 30 (<i>apud</i> Brewer, 1976).....	22
Figura 2.16 - Vazios planares em diferentes direções. Aumento: x 30 (<i>apud</i> Brewer, 1976).....	22
Figura 2.17 - Formas dos agregados (<i>apud</i> Bullock <i>et al</i> , 1985).....	23
Figura 2.18 - Grau de pedalidade (<i>apud</i> Bullock <i>et al</i> , 1985).....	25

Figura 3.1 - Mapa de localização do Distrito Federal - Brasil (<i>apud</i> Mortari, 1994)...	26
Figura 3.2 - Macrounidades geomorfológicas do Distrito Federal (modificado por Mortari, 1994 - <i>apud</i> Novaes, 1987).....	28
Figura 3.3 - Evolução geomorfológica do Distrito Federal durante o Cenozóico (modificado por Mortari, 1993 - <i>apud</i> Novaes, 1987).....	30
Figura 3.4 - Evolução geomorfológica da área do Distrito Federal do Pleistoceno ao período atual (<i>apud</i> Novaes, 1994).....	32
Figura 3.5 - Mapa geológico do Distrito Federal (modificado por Mortari, 1994 - <i>apud</i> Faria, 1988).....	33
Figura 3.6 - Litoestratigrafia das seqüências deposicionais Canastra e Paranoá no Distrito Federal (<i>apud</i> Faria, 1989).....	35
Figura 3.7 - Coluna litoestratigráfica das seqüências deposicionais Canastra e Paranoá no Distrito Federal (<i>apud</i> Faria, 1994).....	37
Figura 3.8 - Mapa de solos do D.F. (modificado Haridasan, 1993).....	38
Figura 3.9 - Perfil hipotético de um solo onde são vistos os principais horizontes e subhorizontes (Vieira & Vieira, 1983).....	40
Figura 4.1 - Caixa para impregnação de amostras de solos.....	51
Figura 4.2 - Amostras de solo em recipientes de alumínio durante o processo de impregnação.....	52
Figura 5.1 - Localização e acesso às áreas de estudo - regiões de Águas Claras e do solo coluvionar (modificado - Romão, 1995).....	57
Figura 5.2 - Perfis de intemperismo típicos da toposseqüência de Águas Claras (<i>apud</i> Martins <i>et al</i> , 1994).....	58
Figura 5.3 - Carta hipsométrica de Águas claras e localização dos solos amostrados (modificado - Romão, 1995).....	60
Figura 5.4 - Foto da imagem sintética da região de Águas Claras e localização topográfica dos solos amostrados. O observador situa-se à sudeste da área (modificado - Romão, 1995).....	61
Figura 5.5 - Foto da vista geral dos solos residuais da toposseqüência de Águas Claras (Talude sul do metrô). As porções esbranquiçadas representam o solo saprolítico.....	61
Figura 5.6 - Contato entre os solos residual laterítico e saprolítico em Águas Claras. Reparar a preservação de estratos quartzíticos.....	62
Figura 5.7 - Curva Hipsográfica da região de Águas Claras (<i>apud</i> Romão, 1995).....	63
Figura 5.8 - Foto de um seixo anguloso em matriz argilosa do <i>mud flow</i>	64
Figura 5.9 - Foto da pequena porção com estratificações cruzadas do <i>mud flow</i>	65
Figura 5.10 - Foto-Detalhe das estratificações cruzadas formadas por material grosseiro e argiloso no <i>mud flow</i>	65

Figura 5.11 - Greta de contração preservada entre estratificações cruzadas do <i>mud flow</i>	66
Figura 5.12 - Contato entre o <i>mud flow</i> (MF) e o substrato (S).....	67
Figura 5.13 - Substrato (perfil laterítico) do <i>mud flow</i>	68
Figura 5.14 - Nódulos estriados sub-verticalmente no substrato do <i>mud flow</i>	69
Figura 5.15 - Bandamento vertical de distintas composições do perfil laterítico do substrato do <i>mud flow</i>	70
Figura 5.16 - Foto da vista parcial do solo coluvionar.....	71
Figura 5.17 - Linha de pedras bastante estreita no solo coluvionar.....	72
Figura 5.18 - Fragmento anguloso de ardósia no interior da linha de pedras do solo coluvionar.....	72
Figura 5.19 - Fragmento de quartzo hialino subédrico no interior da linha de pedras do solo coluvionar.....	73
Figura 5.20 - Fragmentos de quartzo leitoso na linha de pedras do solo coluvionar...	73
Figura 5.21 - Contato entre o solo coluvionar (SC) e o substrato rochoso, representado pelo saprólito de quartzito (SQ).....	74
Figura 6.1 - Curva granulométrica dos solos estudados.....	76
Figura 6.2 - Curvas de adensamento e $x \log a$	77
Figura 6.3 - Curvas de adensamento ($Ae/1+e_0$) $100 \times \log cr$	77
Figura 6.4 - Diagramas ternários da química dos solos.....	80
Figura 6.5 - Evolução Mineralógica devido ao Intemperismo Químico.....	81
Figura 7.1 - Fotomicrografia da APE do tipo granular-interxtéctica com plasma aséptico praticamente inexistente. Observar dois tipos de agregados: um de cor vermelha-clara (AC) e outro de vermelha-escura (AE). Solo <i>mud flow</i> . Aumento : $x 37$ (MO).....	90
Figura 7.2 - Agregados do tipo grânulos com forma esferoidal. lisos e pouco rugosos. <i>Mud flow</i> . Aumento: $x 94$ (MO).....	91
Figura 7.3 - Fotomicrografia mostrando fragmentos (FR) de composição não identificada no interior do agregado. <i>Mud flow</i> . (MEV - retroespalhado)....	91
Figura 7.4 - Fotomicrografia de um nódulo do <i>mud flow</i> com o processo de "plasmificação" bastante desenvolvido. Aumento: $x 94$ (MO).....	92
Figura 7.5 - Fotomicrografia de um nódulo com o processo de plasmificação bastante desenvolvido. <i>Mud flow</i> (MEV).....	92
Figura 7.6 - Fotomicrografia mostrando micronódulos (NO) de oxi-hidróxidos de ferro no interior de um microagregado do <i>mud flow</i> (MEV - retroespalhado).93	93
Figura 7.7 - Fotomicrografia de um grão de quartzo (QZ) subanguloso evidenciando forte corrosão. Observar pontes de argila (PA) entre as estruturas. Aumento: $x 94$ (MO).....	93

Figura 7.8 - Ponte de argila (PA) entre agregados (AGR) do <i>mud flow</i> . Aumento: x 240 (MO).....	94
Figura 7.9 - Fotomicrografia de uma ponte de argila (PA) entre dois agregados. Aumento: x 370 (MO).....	94
Figura 7.10 - Filme de argila (FA) entre dois microagregados do <i>mud flow</i> (MEV)....	95
Figura 7.11 - Fotomicrografia do <i>mud flow</i> mostrando vazios do tipo compacto simples (VS) e compacto composto (VC). O grau de pedalidade é de moderadamente a fortemente desenvolvido. Aumento: x 37. (MO).....	95
Figura 7.12 - Fotomicrografia mostrando a quebra de um agregado com o carregamento de 100kPa. <i>Mud flow</i> . Aumento: x 240 (MO).....	96
Figura 7.13 - Quebra intensa de microagregados (AGR) no centro da figura. <i>Mud flow</i> (MEV).....	96
Figura 7.14 - Quebra intensa de microagregado, gerando superfície rugosa. <i>Mud flow (MEV)</i>	97
Figura 7.15 - Fotomicrografia mostrando agregado vermelho-escuro (AE) com dimensão superior ao agregado vermelho-claro (AC) após o carregamento com 100kPa. <i>Mud flow</i> . Aumento: x 94 (MO).....	97
Figura 7.16 - Surgimento de agregados do tipo bloco subanguloso e com superfície rugosa. <i>Mud flow</i> . Aumento: x 94 (MO).....	98
Figura 7.17 - Agregado do tipo bloco com superfície rugosa após o carregamento. <i>Mud flow</i> . Aumento: x 240 (MO).....	98
Figura 7.18 - Compactação de pequenos agregados em torno de um grão de quartzo (Qz) devido ao carregamento <i>mud flow</i> . Aumento: x 94 (MO).....	99
Figura 7.19 - Interpenetração de agregado vermelho-escuro (AE) em agregado vermelho-claro (AC) após o carregamento da amostra referente ao <i>mud flow</i> . Aumento: x 340 (MO).....	99
Figura 7.20 - Domínio dos vazios compactos compostos (VC) sobre os compactos simples (VS) e grau de pedalidade moderadamente desenvolvido no <i>mud flow</i> após o carregamento. Aumento: x 37 (MO).....	100
Figura 7.21 - Fotomicrografia mostrando o aparecimento de pequenos vazios compactos complexos (VCX) e grau de pedalidade moderadamente desenvolvido. <i>Mud flow</i> após o carregamento. Aumento: x 37 (MO)....	100
Figura 7.22 - Dispersão de argilas e aparecimento de grumos pouco rugosos na 3* fase. <i>Mud flow</i> (MEV).....	101

Figura 7.23 - Desaparecimento de vazios compactos simples. Existência de vazios compactos compostos (VC) e complexos (VCX) e grau de pedalidade fracamente desenvolvido. Observar que os agregados são menos rugosos que na fase anterior, devido a dispersão de argilas. <i>Mud flow</i> inundado. Aumento: x 37 (MO).....	101
Figura 7.24 - Fotomicrografia de um contato entre as intercalações de materiais arenoso (AR) e argiloso (AG) do solo saprolítico. Aumento: x 37 (MO)..	104
Figura 7.25 - Fotomicrografia da porção arenosa do solo saprolítico, mostrando APE granular-intertéctica. Observar os grãos de quartzo (QZ) sem sinais de fraturamento e corrosão. Em geral são lisos e subarredondados a subangulosos. Percebe-se também vazios compactos simples (VS). Aumento: x 94 (MO).....	104
Figura 7.26 - Fotomicrografia da porção arenosa do solo saprolítico, mostrando APE aglomeroplásmica, com plasma aséptico (PL) entre grãos de quartzo (Qz) com as mesmas descritas na figura anterior, porém com vazios compactos compostos (VC). Aumento: x 94 (MO).....	105
Figura 7.27 - Filmes-de-argila (FA) entre grãos de quartzo (Qz) da porção arenosa do solo saprolítico (MEV).....	105
Figura 7.28 - Fotomicrografia mostrando filme de argila (FA) entre dois microagregados (AGR) do solo saprolítico (MEV).....	106
Figura 7.29a - Fotomicrografia da porção argilosa do solo saprolítico, mostrando a APE aglomeroplásmica. Observar grãos de quartzo (Qz) e agregados (AGR) na presença de plasma inséptico (PI). Aumento x 37 (MO).....	106
Figura 7.29b - Fotomicrografia de um detalhe da foto anterior mostrando "micas brancas"(MB) no plasma do solo saprolítico (MEV).....	107
Figura 7.30 - Fotomicrografia da porção argilosa do solo saprolítico que mostra APE porfiroquélica com grãos de quartzo (Qz) espalhados em plasma aséptico. Observar um canal à esquerda. Aumento: x 37 (MO).....	107
Figura 7.31 - Agregados (AGR) e grãos de quartzo (Qz) no interior de plasma aséptico do solo saprolítico. Aumento: x 94 (MO).....	108
Figura 7.32 - Fotomicrografia mostrando grãos de quartzo (Qz) angulosos na porção argilosa do solo saprolítico. Aumento: x 37 (MO - Nicóis cruzados)....	108
Figura 7.33 - Ponte de argila (PA) entre grão de quartzo (Qz) e agregado (AGR) com grão de quartzo em seu interior. Solo saprolítico (MEV).....	109
Figura 7.34 - Fotomicrografia que mostra homogeneização dos materiais arenoso e argiloso com a formação da APE aglomeroplásmica - porfiroquélica após o carregamento de 100 kPa sob o solo saprolítico. Aumento: x 37 (MO).....	109

Figura 7.35 - Acumulação de pequenos agregados em torno do grão de quartzo (Qz) após o carregamento do solo saprolítico. Aumento: x 240 (MO).....	110
Figura 7.36 - Porção porfirosquélica que mostra um canal a direita e grãos de quartzo imersos no plasma aséptico. Solo saprolítico após carregamento. Aumento: x 94 (MO).....	110
Figura 7.37 - Fotomicrografia que apresenta dispersão, acomodação e fluxo de argilas após a inundação do solo saprolítico. Observar canais (CN) à esquerda. Aumento: x 37 (MO).....	111
Figura 7.38 - Fotomicrografia mostrando APE granular-intertéctica e plasma aséptico do solo residual laterítico. Aumento: x 37 (MO).....	114
Figura 7.39 - Fotomicrografia mostrando nódulo (NO) arredondado com plasmificação pequena e grãos de quartzo (Qz) subangulosos, sendo que o maior apresenta-se corroído. Solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).....	114
Figura 7.40 - Fotomicrografia mostrando filme de argila (FA) entre dois agregados (AGR). Observar fragmentos tamanho silte e argila no contato. Solo residual laterítico (MEV).....	115
Figura 7.41 - Fotomicrografia mostrando pontes de argila (PA) entre grãos de quartzo (QZ) e agregados (AGR), além de vazios compactos compostos (VC) no solo residual laterítico. Aumento: x 240 (MO).....	115
Figura 7.42 - Fotomicrografia mostrando filme-de argila entre agregados (MEV)...	116
Figura 7.43 - Bioturbação preenchida por plasma e material do esqueleto. Solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).....	116
Figura 7.44 - Bioturbação (Biot) preenchida arredondada (pedotúbulo) do solo coluvionar (MEV - retroespalhada).....	117
Figura 7.45 - Fotomicrografia de um agregado (AGR) do tipo bloco subanguloso gerado após o carregamento. Solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).....	117
Figura 7.46 - Fotomicrografia mostrando APE aglomeroplásmica, grau de pedalidade fracamente desenvolvido e redução brusca do índice de vazios na 3ª fase (inundação). Solo residual laterítico. Aumento: x 37 (MO).....	118
Figura 7.47 - Dispersão de argilas nas LD da 3ª fase em torno dos grãos de quartzo (Qz) do solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).....	118
Figura 7.48 - Agregados (AGR) menos rugosos após carregamento e inundação (3ª fase) no solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).....	119
Figura 7.49 - Fotomicrografia mostrando APE porfirosquélica, com grãos de quartzo dispersos em plasma aséptico do solo coluvionar. Aumento: x 94 (MO - Nicóis cruzados).....	121

Figura 7.50 - Fotomicrografia que mostra uma frequência pequena de micronódulos (NO) de oxi-hidróxido de ferro. Também observar a elevada quantidade de microvazios (MV) do solo coluvionar (MEV - retroespalhada).....	121
Figura 7.51 - Fotomicrografia mostrando grãos de quartzo (coloridos) em plasma praticamente contínuo. Solo coluvionar. Aumento: x 37 (MO - Nicóis cruzados).....	122
Figura 7.52 - Bioturbação (Biot) arredondada vazia no solo coluvionar. Aumento: 37 (MO).....	122
Figura 7.53 - Bioturbação (Biot) não preenchida alongada do solo coluvionar. Aumento: x 37 (MO).....	123
Figura 7.54 - Bioturbação (Biot) preenchida por material do plasma e esqueleto no solo coluvionar. Aumento: x 37 (MO).....	123
Figura 7.55 - Fotomicrografia mostrando estrutura massiva com uma fina fissura (FS) ocorrida após o carregamento com 800 kPa do solo coluvionar. Aumento: x 94 (MO).....	124
Figura 7.56 - Bioturbação (Biot) preenchida deformada devido ao carregamento a 800 kPa do solo coluvionar. Aumento: x 37 (MO).....	124
Figura 8.1 - Modelo de Evolução Químico-Mineralógica dos Solos Tropicais Colapsíveis.....	130

LISTA DE SÍMBOLOS, NOMENCLATURAS E ABREVIações

°C.....	Graus Centígrados
Y _o	Peso Específico Natural
Y _d	Peso Específico aparente seco
Y _s	Peso Específico dos Grãos do Solo
M-m.....	Micrometro
ABNT.....	Associação Brasileira de Normas Técnicas
AC.....	Agregado Vermelho-Claro
AE.....	Agregado Vermelho-Escuro
AG.....	Material Argiloso
AGR.....	Agregado
^a m.....	Amorfos
APE.....	Organização da Associação Plasma-Esqueleto
AR.....	Material Arenoso
Biot.....	Bioturbação
^{crT} >.....	centímetro
CN.....	Canais
DF.....	Distrito Federal
E.....	Leste
^e	índice de Vazios
^{e0}	índice de Vazios no Estado Natural do Solo
EMBRAPA.....	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
^{ep}	índice de Vazios Final sob Aplicação de Pressão
^{EQ}	Estrato Quartzítico
EUA.....	Estados Unidos da América
^{ew}	índice de Vazios após a Inundação
FA.....	Filme de Argila
FR.....	Fragmento
F _s	Fina Fissura
GO.....	Goiás
g.....	grama
ⁱ	Coefficiente de Colapso Estrutural
I.C.P.....	Plasma Indutivamente Acoplado
K _i	Relação Molecular entre Sílica e Alumina
K ^m	Quilômetro
kPa.....	Quilopascal
L.....	Litorelicto
LD.....	Lâminas Delgadas
M.....	Matriz
M.....	Molar
m.....	Metro
M.a.....	Milhões de Anos
MB.....	Mica Branca
MEV.....	Microscopia Eletrônica de Varredura
^{MF}	<i>Mud Flow</i>
mL.....	Mililitro

mm.....	Milímetro
MO.....	Microscopia Ótica
MV.....	Micro Vazios
N.....	Norte
n.....	Porosidade
NO.....	Nódulos
PA.....	Ponte de Argila
PI.....	Plasma Insépico
PL.....	Plasma Asépico
PMcft.....	Proterozóico Médio-Superior, Grupo Canastra, fácies filito
PMcmt.....	Proterozóico Médio-Superior, Grupo Canastra fácies micaxisto
PMcxt.....	Proterozóico Médio-Superior, Grupo Canastra fácies cálcio-xisto
PMpac.....	Proterozóico Médio-Superior, Grupo Paranoá, sequência deposicional argilo carbonatada
PMpad.....	Proterozóico Médio-Superior, Grupo Paranoá, sequência deposicional ardósia
PMpqt.....	Proterozóico Médio-Superior, Grupo Paranoá, sequência deposicional quartzítica
PMpri.....	Proterozóico Médio-Superior, Grupo Paranoá, sequência deposicional Metarritmito Inferior arenoso
PMprs.....	Proterozóico Médio-Superior, Grupo Paranoá, sequência deposicional metarritmito superior argiloso
Qal.....	Quartenário, Aluviões
Qz.....	Quartzo
r.p.m.....	Rotações por Minuto
Rp.....	Coefficiente de Subsidiência Devido Somente ao Carregamento
Rt.....	Coefficiente de Subsidiência Total
Rw.....	Coefficiente de Subsidiência Devido Somente a Inundação
S.....	Substrato
S	Sul
s.....	Esqueleto
SC.....	Solo Coluvionar
SNLCS.....	Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos
SPT.....	Standard Penetration Test
SR.....	Solos Residuais
S _r	Grau de Saturação
SRL.....	Solo Residual Laterítico
Srp.....	Grau de Saturação Final sob Aplicação de Pressão
Srw.....	Grau de Saturação após Inundação
SS.....	Solo Saprolítico
TERRACAP.....	Companhia Imobiliária de Brasília
tot.....	Total
TQdl.....	Terciário-Quaternário, cobertura detrito-laterítica
UFBa.....	Universidade Federal da Bahia
UFRGS.....	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UFSC.....	Universidade Federal de Santa Catarina
UnB.....	Universidade de Brasília
Unid.....	Unidade
USP.....	Universidade de São Paulo

V.....	<i>Vugh</i>
VC.....	Vazio Compacto Composto
VCx.....	Vazio Compacto Complexo
VS.....	Vazio Compacto Simples
Vs.....	Vesícula
W.....	Oeste
w ₀	Umidade Higroscópica
w _n	Umidade Natural

1 - INTRODUÇÃO

No Distrito Federal, as obras geotécnicas geralmente localizam-se em solos estruturalmente instáveis, os quais sob determinados carregamentos ou alteração do estado de tensões (Farias & Assis, 1994) mostram diminuição brusca de volume, e isso muitas vezes associado ao contato com a água. Tais solos são conhecidos como solos porosos colapsíveis.

O comportamento destes solos na região vem sendo estudado ultimamente por alguns autores e ainda existem muitos pontos a serem esclarecidos. Entre eles, este trabalho procura entender a influência das características químicas, mineralógicas e micromorfológicas dos solos no potencial do colapso.

Os estudos da dinâmica dos processos na mecânica dos solos demandam, além dos ensaios convencionais, a utilização de técnicas que permitam a observação do arranjo espacial e as relações físicas, químicas e mineralógicas das unidades integrantes do material investigado.

Este trabalho mostra a aplicação de métodos modernos da ciência do solo no estudo da evolução do colapso em solos tropicais, envolvendo aspectos micromorfológicos, geoquímicos e mineralógicos. A partir dos dados obtidos foi possível propor um modelo de evolução químico-mineralógico para geração de solos tropicais colapsíveis e outro modelo da dinâmica micromorfológica do colapso, indicando a grande potencialidade de utilização destes recursos em futuras pesquisas.

Outro objetivo foi mostrar a grande dependência do colapso em relação à gênese dos solos tropicais, e desassociar a idéia criada para solos desenvolvidos em clima temperado, que relaciona muitas vezes o colapso à origem (Dudley, 1970).

Essa dissertação é constituída de oito capítulos:

Neste **Capítulo 1** é feita a apresentação do trabalho e seus objetivos.

No **Capítulo 2** é mostrada uma revisão bibliográfica a respeito dos solos colapsíveis e o estudo micromorfológico com a aplicação de uma terminologia adequada.

O **Capítulo 3** apresenta as características do meio físico atuante, levantando todos os dados que podem influenciar diretamente na geração de solos colapsíveis.

O **Capítulo 4** contém todos os métodos laboratoriais e de campo aplicados nesta dissertação.

No **Capítulo 5** são apresentados os dados obtidos em campo, fazendo-se uma associação com a bibliografia consultada sobre as características do meio físico e definindo-se as origens distintas dos solos estudados.

O **Capítulo 6** contém a apresentação e análise dos resultados físicos, químicos e mineralógicos obtidos em laboratório, visando elucidar como influenciam no colapso.

O **Capítulo 7** apresenta os resultados e interpretações do estudo micromorfológico dos solos através de correlações com a análise do capítulo anterior.

No **Capítulo 8** são apresentadas as principais conclusões referentes à gênese e ao mecanismo de colapso em solos tropicais, propiciadas pelo presente estudo.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Conceituação do Colapso e Solos Colapsíveis

O colapso é um fenômeno bastante estudado dentro da geotecnia em várias partes do planeta, inclusive no Brasil. Porém, existem muitas divergências, que vão desde a conceituação básica até a origem dos solos colapsíveis.

Alguns autores usam o termo colapso como sinônimo de recalque, baseados apenas na idéia de redução de volume, sem se preocuparem com nenhuma variável.

Zur & Wiseman (1973), citam que o colapso requer uma redução de volume do solo de maneira brusca. Menezes (1994) diferencia o colapso do recalque, a partir do fato de que no primeiro a redução de volume é rápida, enquanto no recalque a redução é progressiva. Também, Mariz (1993), distingue os processos de colapso e adensamento, onde no primeiro a redução do índice de vazios é o resultado da expulsão da fase líquida dos poros de forma quase imediata. Segundo Thorton & Arulanandan (1975), o colapso não é imediato, podendo ocorrer de alguns minutos a horas.

Segundo Sultan (1969), os solos colapsíveis fazem parte de um grupo de solos "metaestáveis" onde a estrutura inicial é rompida devido a variações ambientais.

Reginatto (1970), define solos colapsíveis como aqueles que possuem baixo conteúdo de umidade e suportam cargas, entretanto com sua saturação sofrem desmoronamento brusco, ocorrendo grande subsidência.

Reginatto & Ferrero (1973) classificaram os solos colapsíveis a partir de ensaios oedométricos. Definem **solos realmente colapsíveis**, aqueles que apenas com o aumento do grau de saturação apresentam redução de volume; enquanto que **solos condicionalmente colapsíveis**, os que além do aumento do grau de saturação necessitam que ocorra um carregamento externo para que apresentem colapso.

Vargas (1973), trabalhando com solos residuais do sudeste brasileiro, define solos colapsíveis como toda superfície laterítica "porosa", caracterizada por saturação parcial e cimentações de óxido de ferro ou colóides de argila.

Nuñez (1975) define como solos colapsíveis aqueles que quando submetidos a tensões externas ou são saturados exibem uma brusca redução de volume.

Moll (1975) faz sua definição a partir da composição dos solos. Refere-se aos solos colapsíveis como aqueles que possuem estrutura macroporosa, constituídos por partículas finas (principalmente silte), apresentando estrutura "fofa" na qual os vínculos são formados por cimentantes diversos ou argilas.

Segundo Mariz (1993), solos colapsíveis são aqueles estruturalmente instáveis que apresentam mudanças brusca no comportamento tensão-deformação quando ocorre aumento do grau de saturação, sem mudança do estado de tensão devido aos carregamentos externos.

Menezes (1994), define solos colapsíveis como sendo aqueles de estrutura "porosa", compostos basicamente de areia e silte, não saturados, com ligações entre partículas formadas por argila e colóides, e quando submetidos ao acréscimo de tensões e/ou de umidade, sofrem redução de volume.

2.2 - Origem e Ocorrência de Solos Colapsíveis

Alguns autores ao estudarem os solos colapsíveis, correlacionam suas definições a origem dos solos. Entretanto, Dudley (1970) cita a ocorrência de solos colapsíveis em várias partes do mundo com distintas origens, climas ou tipologias.

Sultan (1969), também reconhece estes solos nas mais diferentes regiões do mundo, baseado em trabalhos de vários autores de diferentes países. Ele cita trabalhos de Denisov (1946) e Larinov (1959, 1965) na URSS; Stefanov & Kremakova (1960) na Bulgária; Kassif (1957) em Israel; Bolognesi & Moretto (1957) na Argentina; Jennings & Knight (1957) na África do Sul; Holtz & Hilf (1961). Gibbs & Bara (1962, 1967), e Buli (1964) nos Estados Unidos, entre vários outros.

No Brasil, muitos autores citam a existência de solos colapsíveis em diferentes regiões, como na região sudeste, por Vargas (1973); no Rio Grande do Sul, por Gehling *et al* (1982); em Minas Gerais, por Benvenuto (1982); no Distrito Federal, por Camapum de Carvalho *et al* (1987, 1993, 1994); na Bahia, por Mendonça (1990) e Mendonça & Mahler (1994); em Pernambuco, por Aragão e Melo (1982), Ferreira & Teixeira (1989).

Dudley (1970), analisando solos colapsíveis da África e Estados Unidos, dá uma importante conotação a origem destes. Assim, resolveu-se neste trabalho classifica-los segundo diferentes origens.

2.2.1 - Solos de Origem Eólica

Knight (1963) mostra a existência de grandes áreas no sul da África de solos arenosos eólicos compostos basicamente por quartzo, feldspato, pequenas quantidades de minerais pesados e argilas resultantes do intemperismo. Devido ao clima semi-úmido com estações de estiagem e chuvas bem definidas, ocorreu a cimentação entre os grãos por sais e argilas.

Dudley (1970), identifica solos colapsíveis, de origem eólica, formados a partir de cinzas vulcânicas, apresentando crostas ferruginosas e de matéria orgânica.

O solo loess é o mais citado na literatura quando se refere ao colapso. O loess é um material pelítico não estratificado, cujos depósitos ocupam cerca de 10% da superfície da terra sendo que sua origem eólica é quase unanimemente aceita.

A ocorrência destes solos é relatada em dezenas de trabalhos em várias partes do mundo, como por exemplo, em San Joáquin Valley, Estados Unidos, por Holtz & Hilf (1961) e Dudley (1970); na Argentina por Reginatto & Ferrero (1973). Sultan (1969) cita vários autores que relatam solos "loéssicos" colapsíveis na Bulgária, Tchecoslováquia e Israel. Guori (1988) identifica tais solos em muitas regiões da China.

2.2.2 - Solos Residuais

Vários trabalhos reportam a existência de solos residuais colapsíveis Segundo Jennings & Knight (1957), solos residuais feldspáticos originados de

granitos na África do Sul apresentam substancial colapso.

Feda (1966), também descreve tal fenômeno em solos residuais originados da decomposição *in situ* de gnaisses no norte da Índia.

Dudley (1970) identifica solos residuais colapsíveis formados a partir de granitos na África do Sul e na Região Nordeste da Rodésia. Apresentam estrutura granular resultante da solubilização *in situ*, que gerou um elevado índice de vazios.

Ainda Dudley (1970) cita o colapso ocorrido nas fundações de uma ponte no sul da Califórnia, onde geólogos constataram que se tratava de um solo residual proveniente de arenito.

Townsend (1985) ao descrever sobre características geotécnicas de solos residuais tropicais, cita Foss (1973) e Prusza & Choudry (1979) que identificaram solos lateríticos colapsíveis no Quênia e Venezuela, respectivamente.

No Brasil, alguns autores descrevem a existência de colapso em solos residuais como Vargas (1973) e Camapum de Carvalho *et al* (1993).

2.2.3 - Solos Aluvionares, Coluvionares e *Mud Flows*

Entre os solos naturais, são os solos aluvionares, coluvionares e *mud flows*, os menos identificados com o fenômeno do colapso dentro da bibliografia. Clemence & Finbarr (1981) concluíram que o comportamento destes solos está relacionado com a porcentagem de argila existente.

Nos Estados Unidos, os problemas de colapso estão muitas vezes relacionados a estas formações. Holtz & Hilf (1961), identificaram na construção de uma barragem em Nevada, solos colapsíveis de origem coluvionar. Buli (1964), descreve a existência de solos colapsíveis em San Joáquin Valley, Califórnia, interpretados como aluvionares e *mud flows*. Gibbs & Bara (1962, 1967) também reportam colapso na mesma região. Dudley (1970), descreve muitos exemplos de solos aluvionares, coluvionares e *mud flows* colapsíveis em torno da cidade de Los Angeles.

No Brasil, Mendonça & Mahler (1994) descrevem sobre aspectos Tiicroestruturais de solos colapsíveis do município de Bom Jesus da Lapa. oeste do

Estado da Bahia. Eies conferem aos solos estudados origem aluvionar.

2.2.4 - Material Compactado

Jennings & Knight (1957) cita como situação característica de colapso o caso de aterros arenosos.

Dudley (1970) constata a existência de aterros próximos a cidade de Los Angeles, EUA, que sofreram colapso.

Camapum de Carvalho (1985) estuda a colapsividade de um solo de origem calcárea, compactado, do sul da França.

2.3 - Estrutura de Solos Colapsíveis

O fenômeno da colapsividade está intimamente relacionado ao aspecto estrutural dos solos. Como fora visto no item anterior, os solos colapsíveis podem apresentar diferentes origens. Desta forma, verifica-se que distintas estruturas podem existir em função da origem. Além deste fator, outros são importantes para a formação de diferentes estruturas, como a textura do solo, os agentes cimentantes e de ligação, as condições de drenagem e o clima.

2.3.1 - Solos Arenosos

Segundo Dudley (1970), nos casos de estrutura granular, os principais fatores responsáveis pelo aumento temporário da resistência do solo são as forças capilares, as forças eletromagnéticas de superfície e a existência de agentes cimentantes como óxidos de ferro, carbonatos e sais solúveis.

Em vários casos, a resistência temporária dos solos colapsíveis, ocorre devido às forças capilares. Com o processo de secagem, a água que permanece no solo fica presa nos meniscos entre os grãos (Figura 2.1). Este contato água-ar nos capilares faz com que a água fique sob elevadas tensões negativas, de modo que a tensão efetiva seja maior que a total e com isso a estrutura apresenta considerável resistência à deformação e ao cisalhamento. Se o solo é poroso, com a entrada de água, ocorre um rápido decréscimo do volume.

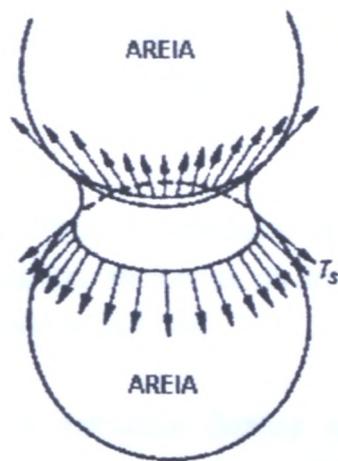


Figura 2.1 - Menisco Capilar entre grãos de areia (modificado - Vargas, 1977)

Ainda Dudley (1970), mostra casos em que a estrutura do solo é formada por grãos de areia concentrados por partículas de silte (Figura 2.2). Neste se prevê que as forças capilares são responsáveis por vínculos silte-silte em torno de grãos de areia, formando contatos silte-areia.

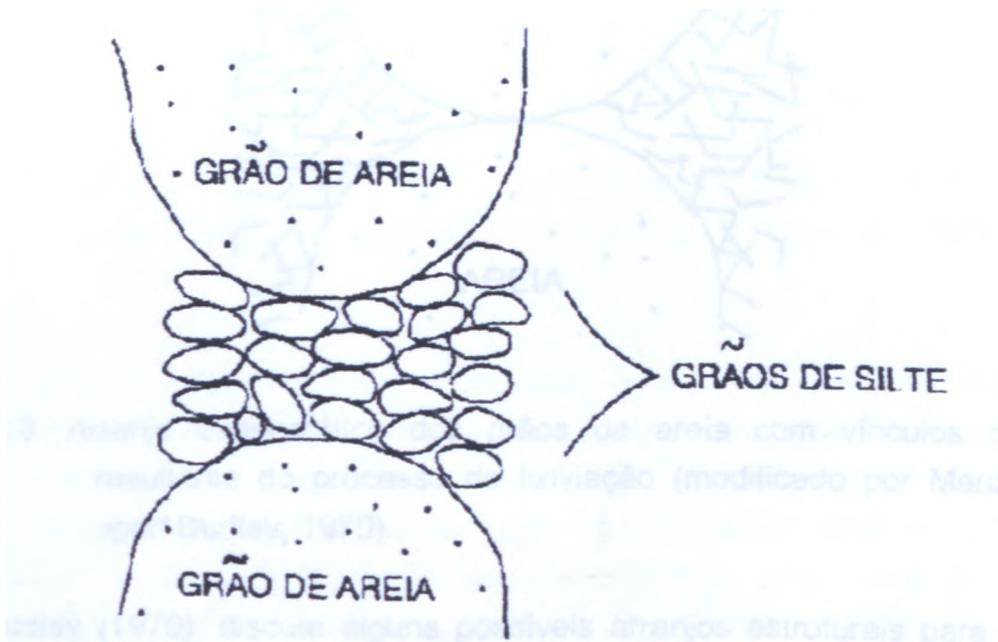


Figura 2.2 - Arranjo esquemático de grãos de areia com vínculos de grãos de silte (modificado por Mariz, 1993 - *apud* Dudley, 1970)

2.3.2 - Solos com Frações Argilosas

Vários autores dizem que o fenômeno de colapsividade está relacionado a um arranjo estrutural onde as partículas de areia estão ligadas entre si através de partículas de argila.

Em solos colapsíveis com frações argilosas, as forças capilares talvez não apresentem tanta importância quanto as forças de interação físico-químicas (força de Van de Walls, atração molecular e osmose).

Segundo Knight (1963), a estrutura destes solos consiste de grãos não lixiviados, separados por vazios, onde os contatos entre os grãos são realizados por pontes de argila floculada, como mostra a Figura 2.3.

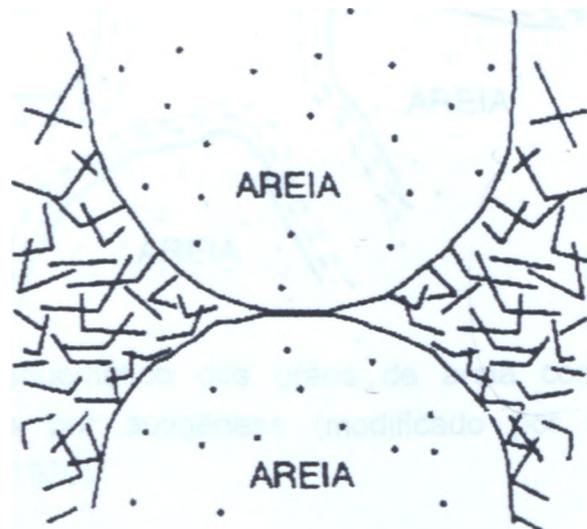


Figura 2.3 - Arranjo esquemático dos grãos de areia com vínculos de argila resultante do processo de lixiviação (modificado por Mariz, 1993-*apud* Dudley, 1970)

Dudley (1970), discute alguns possíveis arranjos estruturais para os solos colapsíveis que possuem vínculos de argila. Segundo ele, estas argilas podem ser autigênicas ou transportadas.

Nos vínculos em que as argilas são autigênicas, com a percolação de água no sistema, uma fina camada de argila (filme de argila) forma-se em torno dos grãos de areia (Figura 2.4), gerando uma estrutura que pode apresentar razoável resistência à deformação e ao cisalhamento. A adição de água causa a dispersão do material argiloso e a conseqüente redução de volume.

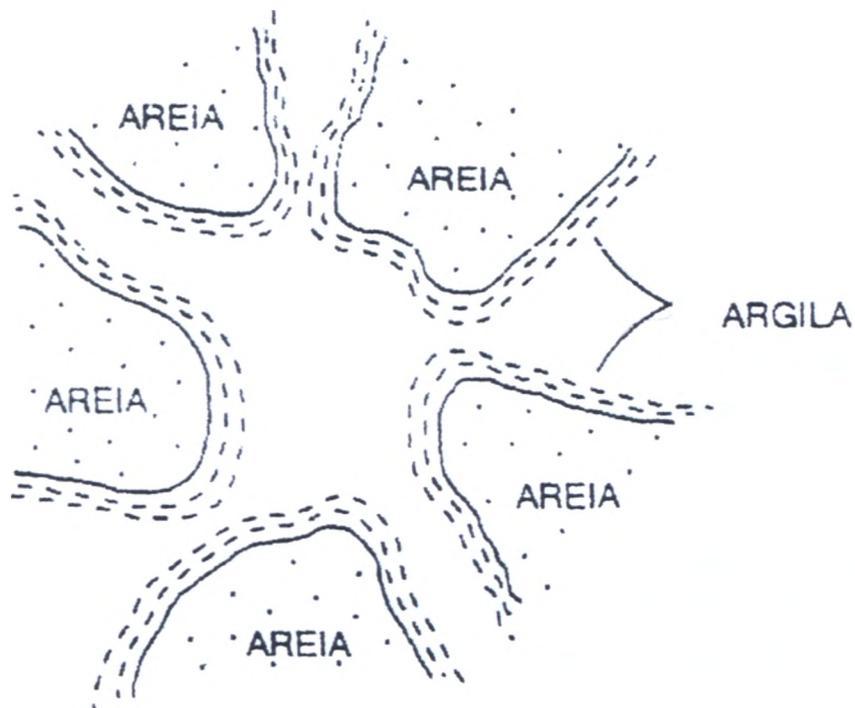


Figura 2.4 - Arranjo esquemático dos grãos de areia com vínculos de argila formados por autigênese (modificado por Mariz, 1993 - *apud* Dudley, 1970)

No caso de *mud flows* (corrida-de-lama), onde a quantidade de água inicial não é muito maior do que o necessário para atingir a condição fluida, a condição iônica é provavelmente alta, e mesmo com a ação constante do cisalhamento durante o movimento, o arranjo das partículas não se mantém disperso. Com isso é possível que as partículas de argila com a evaporação progressiva, agrupem ao redor de grãos maiores formando vínculos de argila no estado floculado (Figura 2.5).

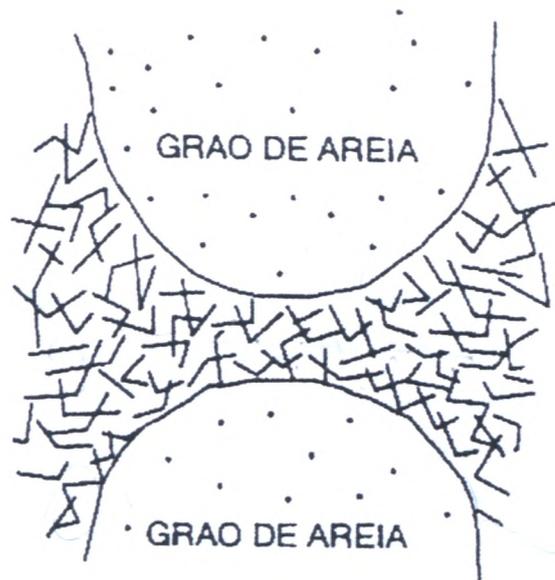


Figura 2.5 - Arranjo esquemático dos grãos de areia com vínculos de argila resultante de *mud flow* (modificado por Mariz, 1993 - *apud* Dudley, 1970)

Clemence & Finbarr (1981) demonstram um arranjo estrutural característico dos solos colapsíveis, em que os agregados de argila formam grãos conectados entre si por pontes de argila, e que também conectam os grãos de areia e silte à estrutura (Figura 2.6).

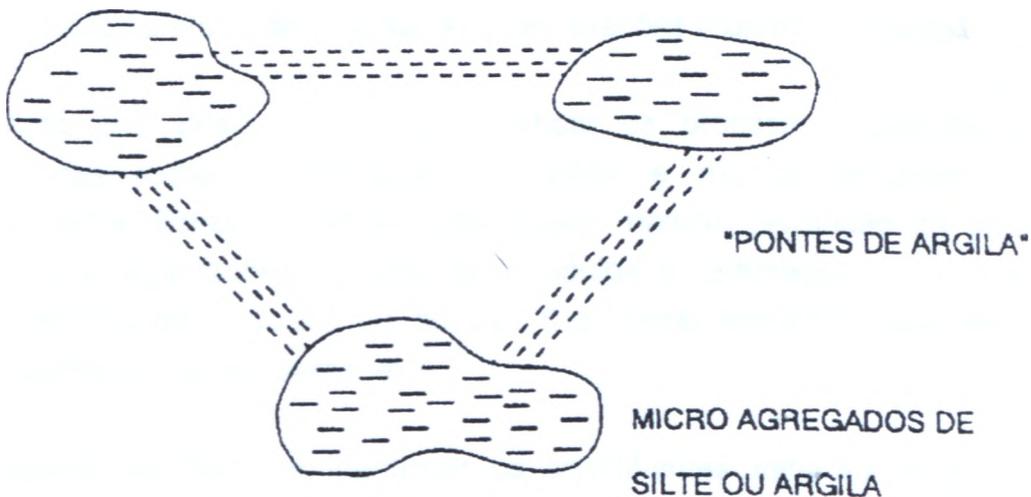


Figura 2.6 - Arranjo estrutural de microagregados conectados por pontes de argila (modificado por Mariz, 1993 - *apud* Clemence e Finbarr, 1981)

El Shoby *et al* (1987) in Mariz (1993) constatam em solos colapsíveis do Egito, a presença de carbonato de cálcio, óxido de ferro e material argiloso, que conferem uma resistência temporária adicional à estrutura destes solos. Quando

moldadas no laboratório e ensaiadas, essas apresentaram colapso inferior às amostras indeformadas. Foi moldada uma amostra sem a fração argilosa, que apresentou uma porcentagem de colapso desprezível. Segundo os autores, isto deve-se ao fato da argila além de atuar como agente cimentante, reduzir a resistência devido ao atrito.

Mendonça & Mahler (1994) descrevem aspectos microestruturais de solos colapsíveis na região de Bom Jesus da Lapa, no estado da Bahia, definindo uma estrutura constituída de grãos de quartzo conectados por micronódulos de partículas de tamanho argila em estado floculado, cujos contatos são reforçados por uma cimentação de óxido de ferro e micromeniscos do fluido intersticial, os quais atuam tanto nos micronódulos como nas partículas individualizadas de argila.

2.4 - Micromorfologia de Solos

2.4.1 - Pedografia

Segundo Delvigne (1988), a micromorfologia é um método moderno de estudo de amostras indeformadas de solos e rochas alteradas através de técnicas microscópicas e ultramicroscópicas a fim de se identificar os constituintes elementares e/ou as diversas associações de minerais que os compõem (esqueleto, plasma, nódulos e etc) e de precisar as suas relações mútuas no espaço.

O objetivo desta técnica é identificar os processos responsáveis pela alteração das rochas e formação dos solos e explicar algumas das suas particularidades. Estas podem ter uma origem natural (evolução da porosidade, formação das agregações, gênese dos nódulos e concreções) ou uma origem artificial (efeitos da irrigação ou do uso dos solos, trabalhos experimentais no domínio da mecânica dos solos, etc).

Quando se trata de identificar os constituintes minerais e de descrever qualitativamente as formas das diversas unidades encontradas, assim como a sua distribuição e as suas relações espaciais, se fala geralmente de micromorfologia. O estudo detalhado quantitativo, acompanhado de medidas dos tamanhos, dos volumes, das distâncias, e das orientações dos diversos constituintes, recebe o nome de micromorfometria. O conjunto destas técnicas microscópicas é chamado de pedografia quando se trata da análise de solos e saprólitos, por analogia com a

petrografia, reservada geralmente ao domínio das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

Segundo Martins (1994), a pedografia é um método de laboratório, em extensão aos estudos de campo da paisagem, dos perfis e dos horizontes, visando solucionar os problemas levantados nas mais diversas áreas que compõem a ciência dos solos.

Graça (1975) afirma que a primeira abordagem de materiais sedimentares soltos com estrutura intacta, por meio da pedografia, foi realizada nos EUA, pelo americano C. Ross, no ano de 1924. Seus materiais pedológicos foram impregnados com baquelita. Três anos mais tarde o russo Pigulevsky realizou ensaios semelhantes, usando parafina na impregnação. Na realidade, estes ensaios foram mal sucedidos, devido as péssimas características dos produtos. Walter L. Kubiena, no entanto, no ano de 1931, usando resina sintética "kollolith", obteve sucesso em uma série de solos austríacos, e em 1938, ele enriquece a literatura científica com seu livro "Micropedology".

A partir desta data, para se examinar o solo até seus mínimos detalhes, vem sendo utilizado um grande número de produtos na impregnação dos solos, como por exemplo no trabalho de Barden & Sides (1971) onde realizou-se testes com "carbowax 6000", "gelatina plástica" e "resina epoxy".

2.4.2 - Terminologia

Delvigne (1988), reporta que só mais recentemente, os geólogos, hidrólogos, geógrafos, engenheiros e sobretudo os pedólogos se interessaram de maneira detalhada e aprofundada no estudo micromorfológico dos solos e níveis de rochas alteradas. A finalidade destas pesquisas e as técnicas empregadas são freqüentemente muito diferentes de uma disciplina para outra, assim como o vocabulário utilizado.

É de vital importância a utilização de uma terminologia descritiva e genética com coerência lógica para que os estudos pedográficos apresentem, além de fácil entendimento dentro do ambiente científico, uma boa qualidade na definição do material estudado. Existem vários sistemas terminológicos em vigor, porém neste trabalho pode-se verificar que aqueles baseados fundamentalmente em Brewer (1964, 1976), Leprun (1979) e Bullock *et al* (1985) apresentaram os melhores

resultados para o estudo da relação estrutura-colapso. Um resumo da terminologia aplicada será descrita a seguir:

Trama (ingl. *fabric*)

Bullock *et al* (1985) define trama como a organização total de uma unidade de observação do solo, representada pela disposição dos constituintes (sólidos, líquidos e gasosos), suas formas, tamanhos e frequências.

A unidade de trama é uma parte do material do solo, homogêneo na escala de observação e para o método de observação usado.

A trama parcial compreende todas as unidades de trama que são identificados na escala de observação e para o método de observação.

Materiais de Granulometria Fina e Grossa

Os solos consistem geralmente de uma grande variedade de partículas com diferentes dimensões (areia, silte, argila). Segundo Bullock *et al* (1985), até 1975, muitos trabalhos usavam o conceito plasma-esqueleto baseados nas dimensões, onde o limite da fração argila ($2\mu\text{m}$) distinguia o plasma (inferior) do esqueleto (superior).

A partir deste momento, esse limite tornou-se mais flexível, dependendo da situação observada em relação a estabilidade em termos físicos-químicos e mecânicos. Por exemplo em materiais profundamente intemperizados, $2\mu\text{m}$ é um bom limite, sendo que a presença de minerais instáveis como carbonatos e sulfatos em horizontes do rególito em clima árido, indicam que os limites podem ser superiores, de $5\mu\text{m}$ até mesmo $10^4\mu\text{m}$, produzindo o conceito plasma-esqueleto a partir de limites graduais (Stoops & Jongerius, 1975).

S-Matriz (ingl. *groundmass*)

Para Bullock *et al* (1985), s-matriz é uma trama parcial composta pelos materiais finos e grossos que formam o material básico do solo e não incluída nos tratamentos pedológicos (posteriormente definido). Essa definição é a mesma de Brewer (1976), ou seja, esqueleto (s) mais plasma (**matriz**) (Figura 2.7).

Tratos Pedológicos (ingl. *pedofeatures*)

Brewer & Sleeman (1960) introduziram este termo para designar aquele material que se distingue do material associado pelas diferenças em concentrações de alguma fração do plasma, ou diferenças no arranjo de alguns constituintes. Por exemplo, uma fração granulométrica, matéria orgânica, cristais, componentes químicos.

Nos solos tropicais, os tratos pedológicos mais comuns são classificados em tratos pedológicos relacionados e não relacionados a vazios, grãos e agregados.

Tratos Pedológicos Relacionados a Vazios, Grãos e Agregados (Bullock et al, 1985)

Esses tratos ocorrem diretamente sobre uma superfície. Os seguintes sub-grupos são conhecidos:

-*Películas*, cobrem superfície de vazios, grãos e agregados. Brewer (1964) usa o termo *cutan* (Figura 2.7).

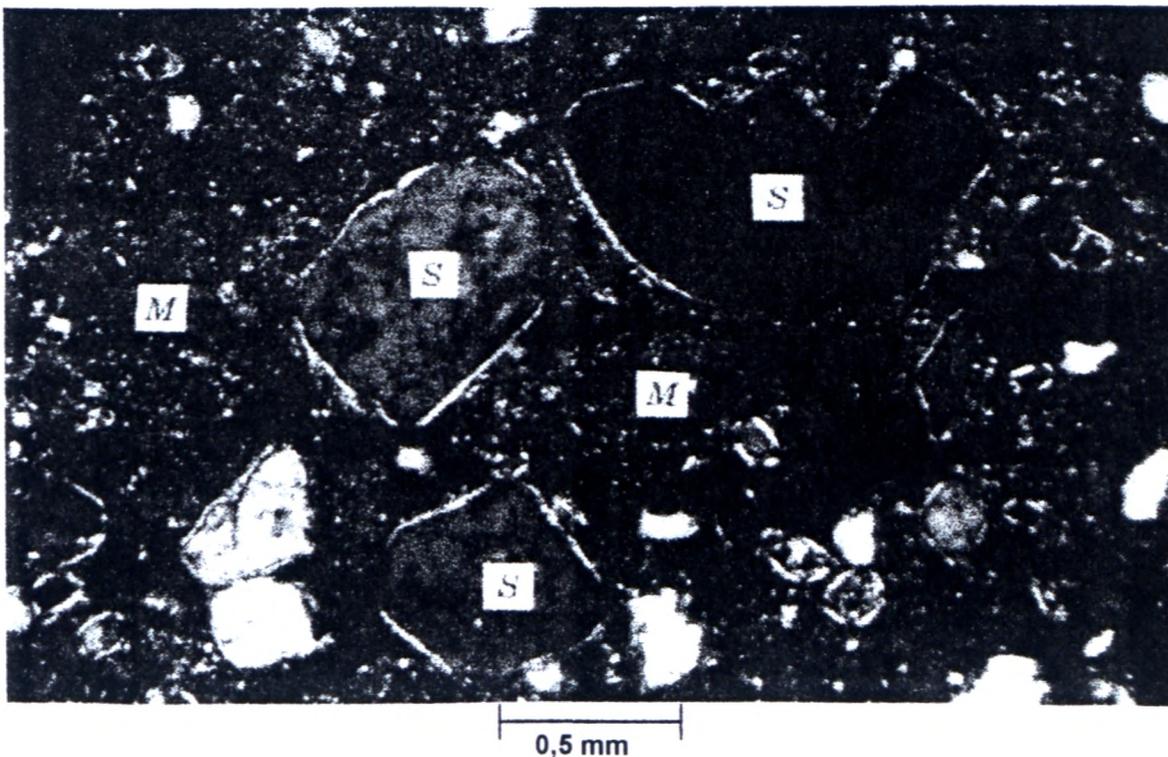


Figura 2.7 - Fotomicrografia mostrando películas em torno dos grãos do esqueleto(s). Este esqueleto está imerso na matriz (M). Aumento: x 80 (*apud* Brewer, 1976).

- *Preenchimentos*, são formados de material do solo preenchendo parcial ou totalmente os vazios. Esse conceito amplia o de pedotúbulo de Brewer (1964), este último restrito a vazios tubulares e à matéria excremental ou de partículas da s-matriz (Figura 2.8).

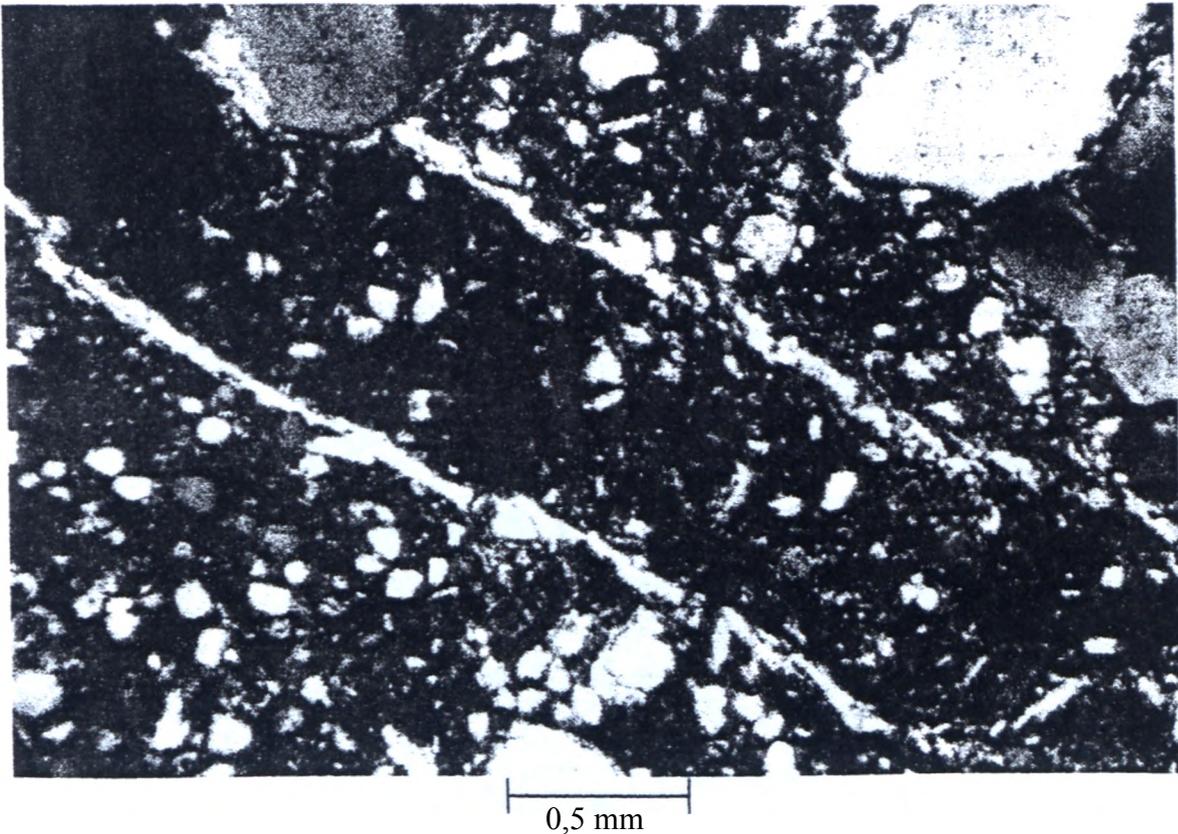


Figura 2.8 - Preenchimento do tipo pedotúbulo com material da s-matriz.

Aumento: x 80 (*apud* Brewer. 1976).

Tratos Pedológicos não Relacionados a Vazios, Grãos e Agregados (Bullock et al, 1985)

- *Cristais e intercrescimentos cristalinos* - são tratos pedológicos formados *in situ*, em forma de cristal ou intercrescimento cristalino. Normalmente > 20[μ m de diâmetro.
- *Nódulos*: são similares ao conceito de glébulas de Brewer (1964). que as define como concentrações de plasma em torno de um centro, no interior da matriz (Figura 2.9).

De acordo com a morfologia interna podem ser:

Típicos - nódulos equidimensionais a prolatos com uma trama interna indiferenciada a regular. São similares aos nódulos normais de Brewer (1976).

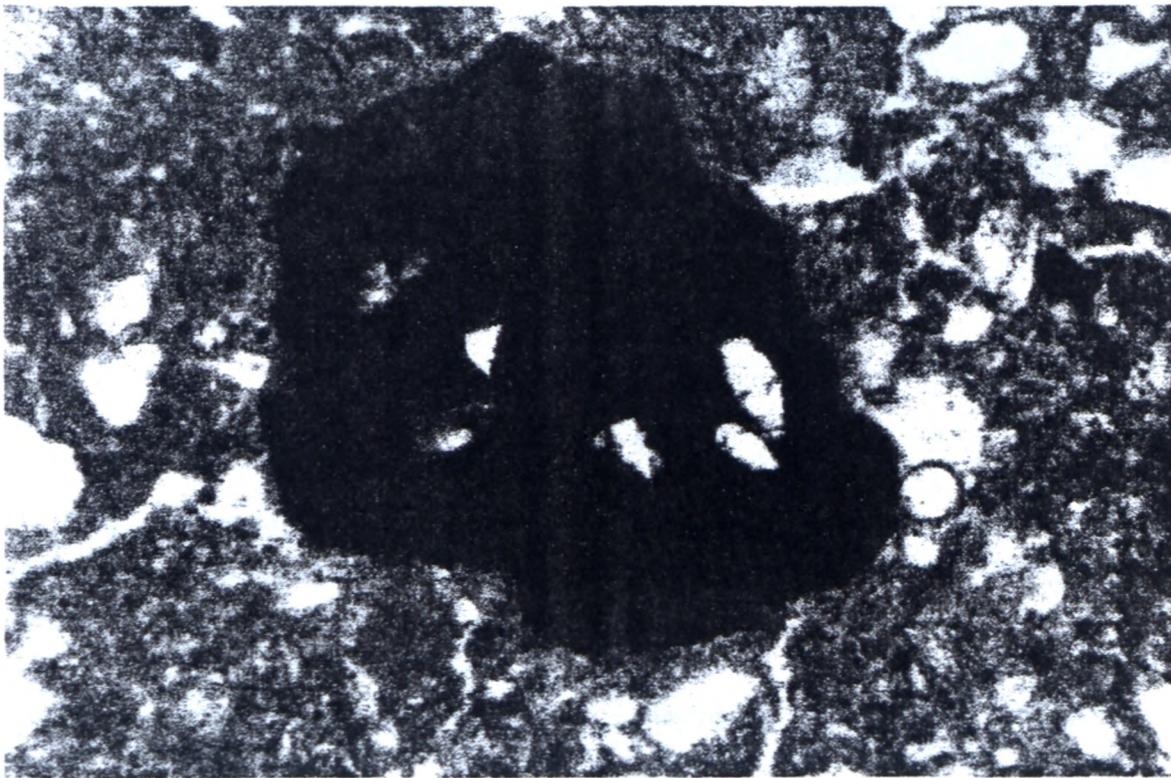
Concêntricos - nódulos com uma trama concêntrica com mais de um anel e aproximadamente circulares na forma. Nódulos concêntricos são equivalentes às concreções de Brewer (1964).

. Nucleicos - nódulos com a presença de núcleo formado por fragmento de rocha ou outro nódulo.

. Geódicos - nódulos com um vazio interior. São equivalentes a pedodo de Brewer (1964).

. Septáricos - nódulos com um padrão de fraturas radiais.

. Halo - nódulos com um núcleo fortemente impregnado. São equivalentes a halo glebular de Brewer (1964).



0,25 mm

Figura 2.9 - Nódulo sesquioxídico típico. Aumento: x 135 (*apud* Brewer, 1976).

Feições Reliquiarias (Brewer, 1964)

- *Litorelictos*: fragmentos de rocha fresca ou pouco intemperizada imersos na matriz. Se forem bastante intemperizados são considerados nódulos pseudomórficos (Figura 2.10).

- *Pedorelictos* fragmentos de solo gerados em outra fase, imersos na matriz.

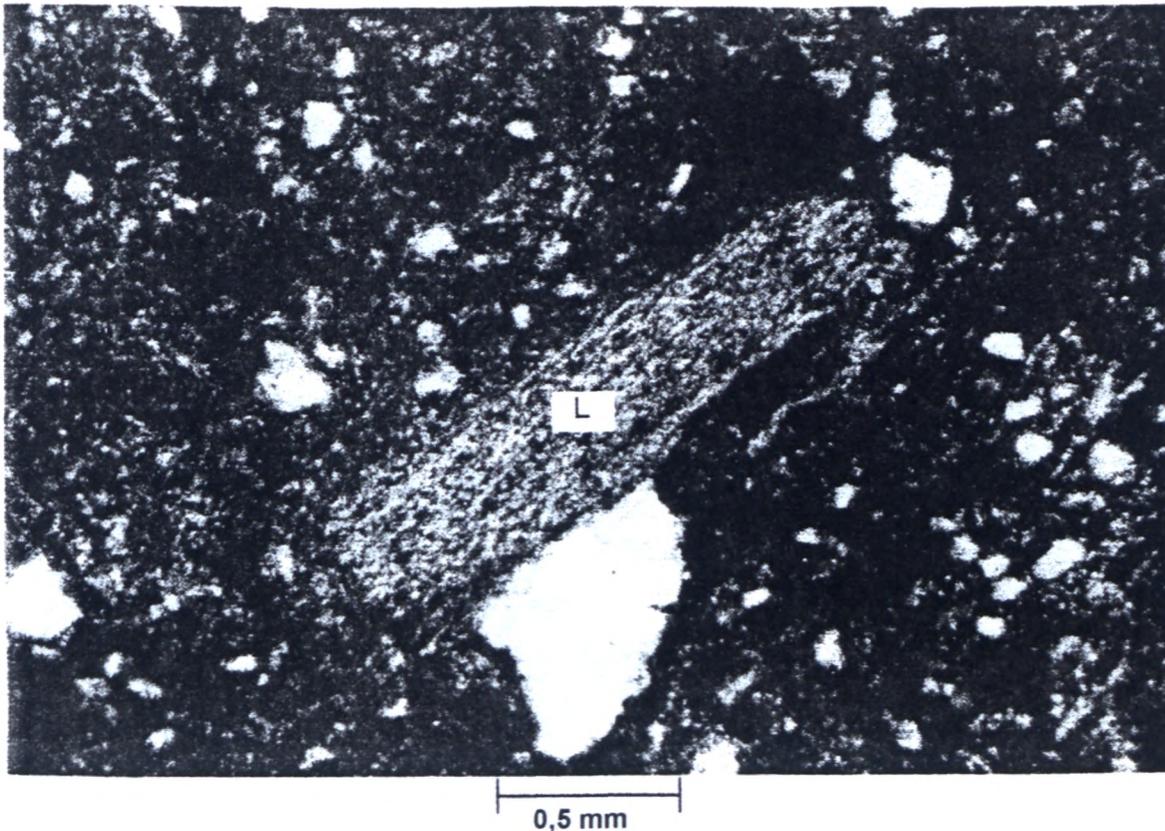


Figura 2.10 - Fotomicrografia mostrando um Litorelicto (L). Aumento: x 80. (*apud* Brewer. 1976).

Vazios

Segundo Bullock *et al* (1985), os vazios ocorrem em quatro diferentes posições: entre os agregados, no interior dos agregados, "externo" aos agregados e em materiais não agregados.

Brewer (1964) distingue microscopicamente os seguintes quatro grupos de vazios.

- *Vazios Compactos*

Vazios Compactos Simples - equidimensionais a alongados, bastante interconectados, ocorrendo entre grãos simples e ou grandes agregados (Figura 2.11).

. Vazios Compactos Compostos - equidimensionais a alongados, menos interconectados, ocorrendo entre grãos simples e agregados (Figura 2.12)

. Vazios Compactos Complexos - vazios ocorrendo entre grãos simples e pequenos agregados. Este conceito foi introduzido por Bullock *et al* (1985).

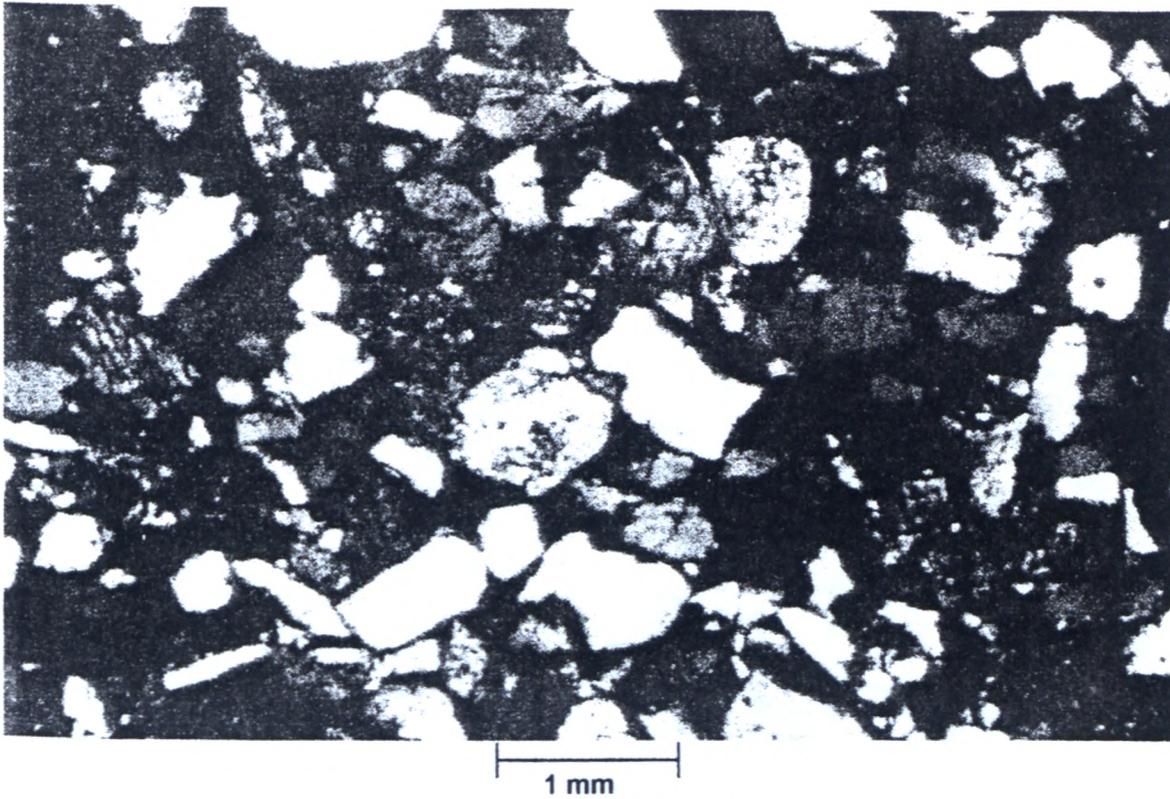


Figura 2.11 - Vazios compactos simples. Toda a área negra entre os grãos do esqueleto são vazios. Aumento x 30 (*apud* Brewer, 1976)

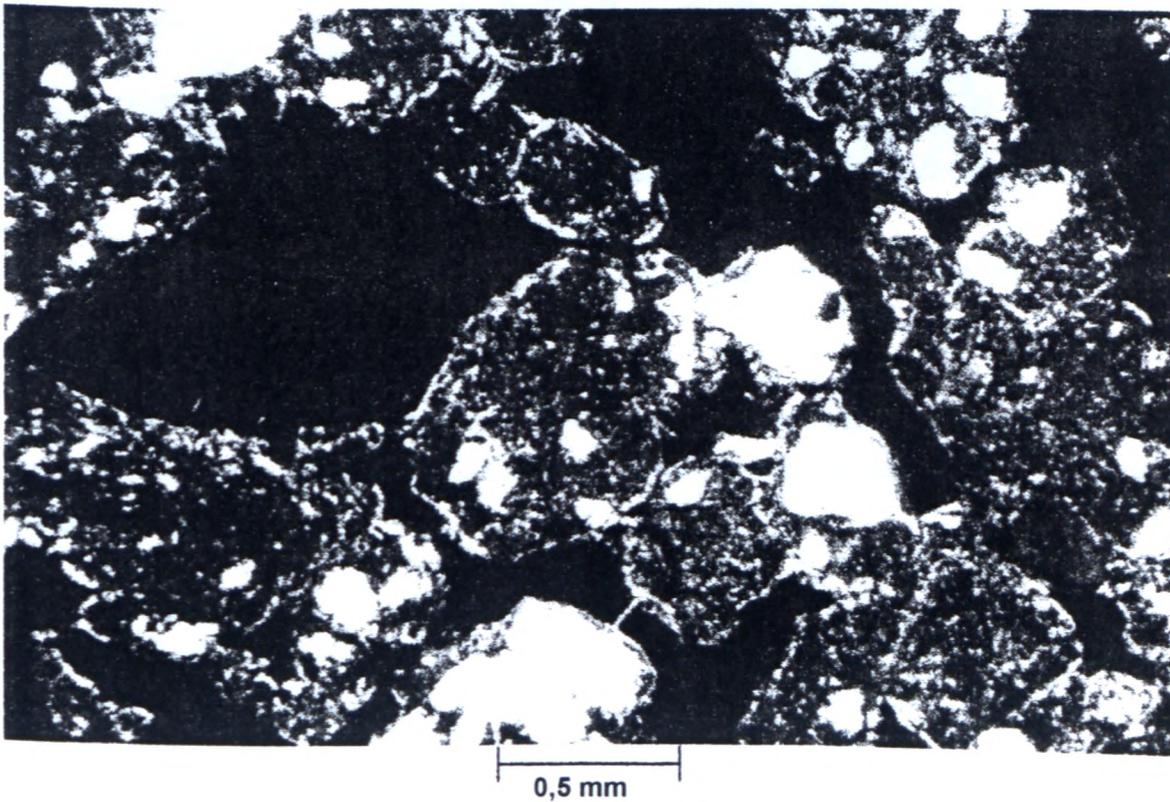


Figura 2.12 - A área negra representa os vazios compactos compostos entre os agregados e grãos do esqueleto. Aumento: x 80 (*apud* Brewer, 1976)

- *Vughs e Vesículas*

Vughs - vazios grandes que não sejam vazios compactos. Esféricos e alongados, irregulares, e normalmente não são interconectados a outros vazios de tamanho comparável (Figura 2.13).

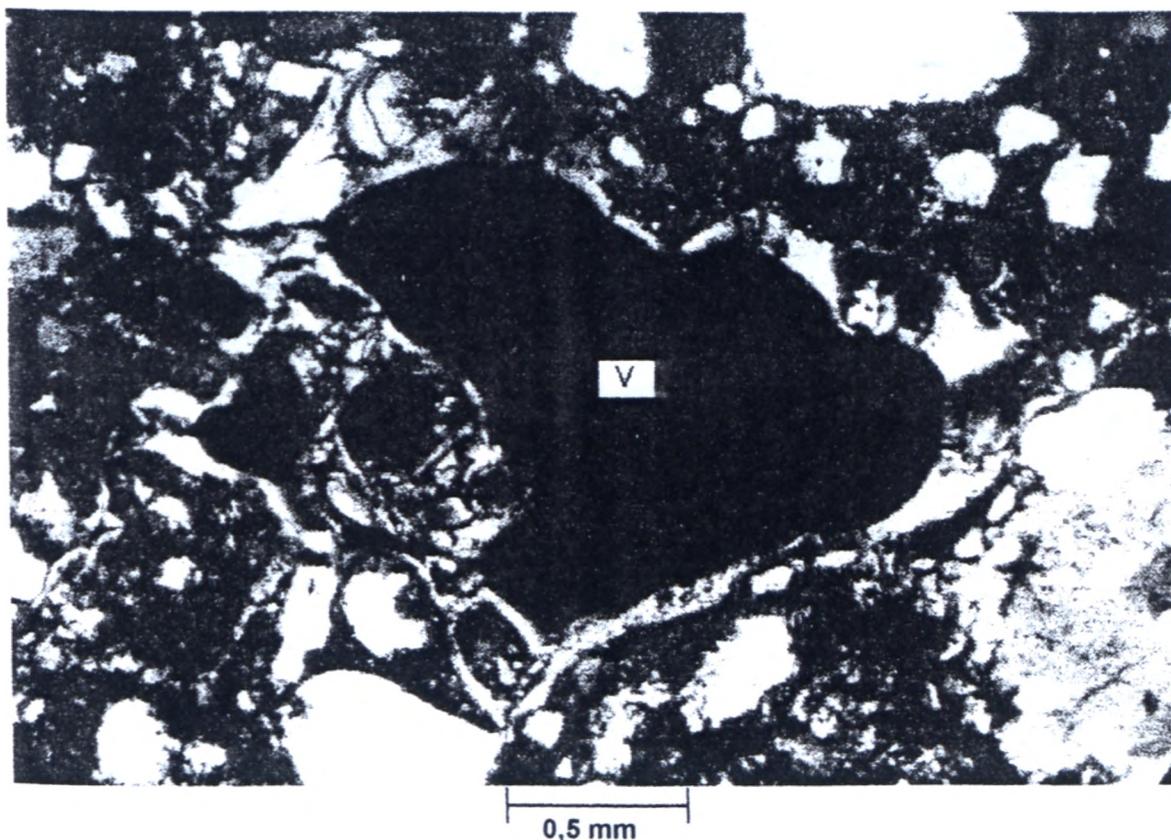


Figura 2.13 - *Vugh* (V) representado pela área negra central. Aumento: x 80 (*apud* Brewer, 1976)

Vesículas - vazios relativamente grandes que não sejam vazios compactos, onde as paredes são lisas, com curvas simples; equidimensionais, prolatos ou oblatos (Figura 2.14).

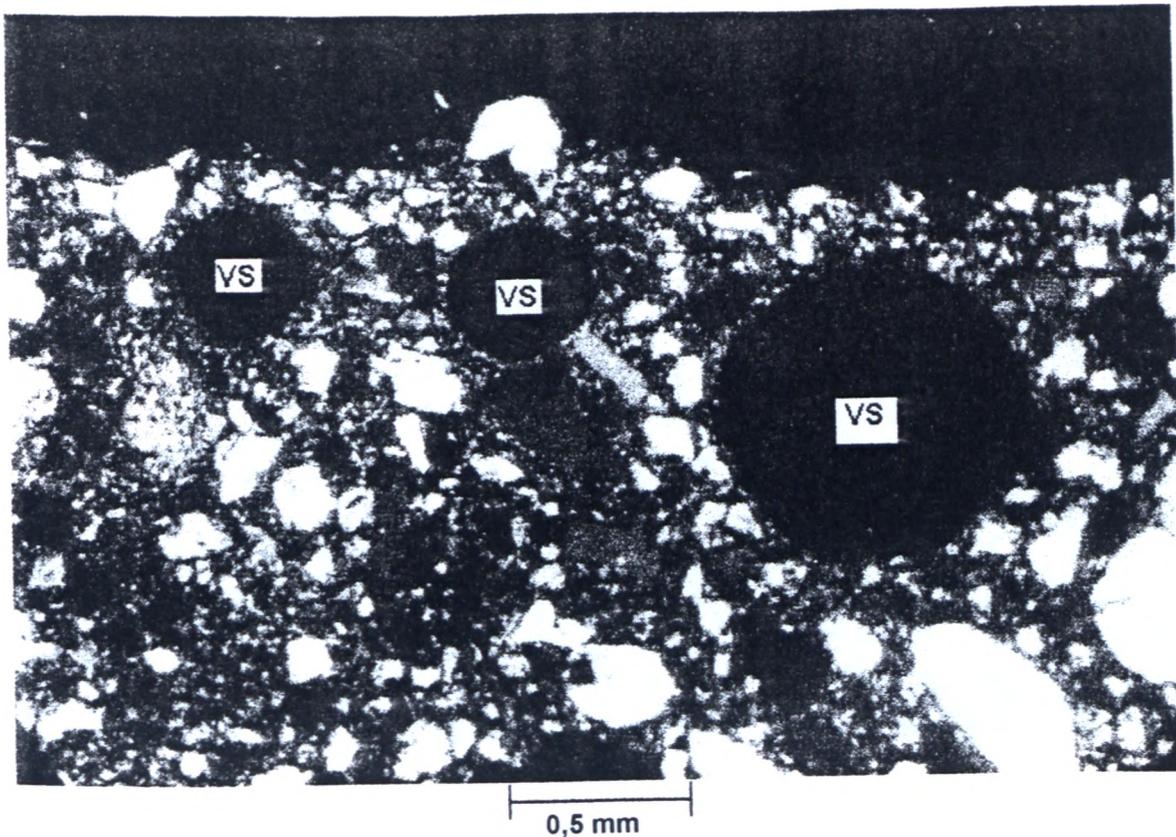


Figura 2.14 - Vesícula (Vs) com paredes bastante lisas. Aumento, x 80 (*apud*, Brewer, 1976)

- *Canais e Câmaras*

. Canais - alongados, cilíndricos ou arqueados, geralmente paredes lisas, em seção é uniforme em grande parte do seu comprimento (Figura 2.15).

Câmaras - aproximadamente esféricas, conectadas por canais, paredes lisas e forma não cilíndrica.

- *Planos*

Planos - planares de acordo com um ou mais eixos (Figura 2.16).

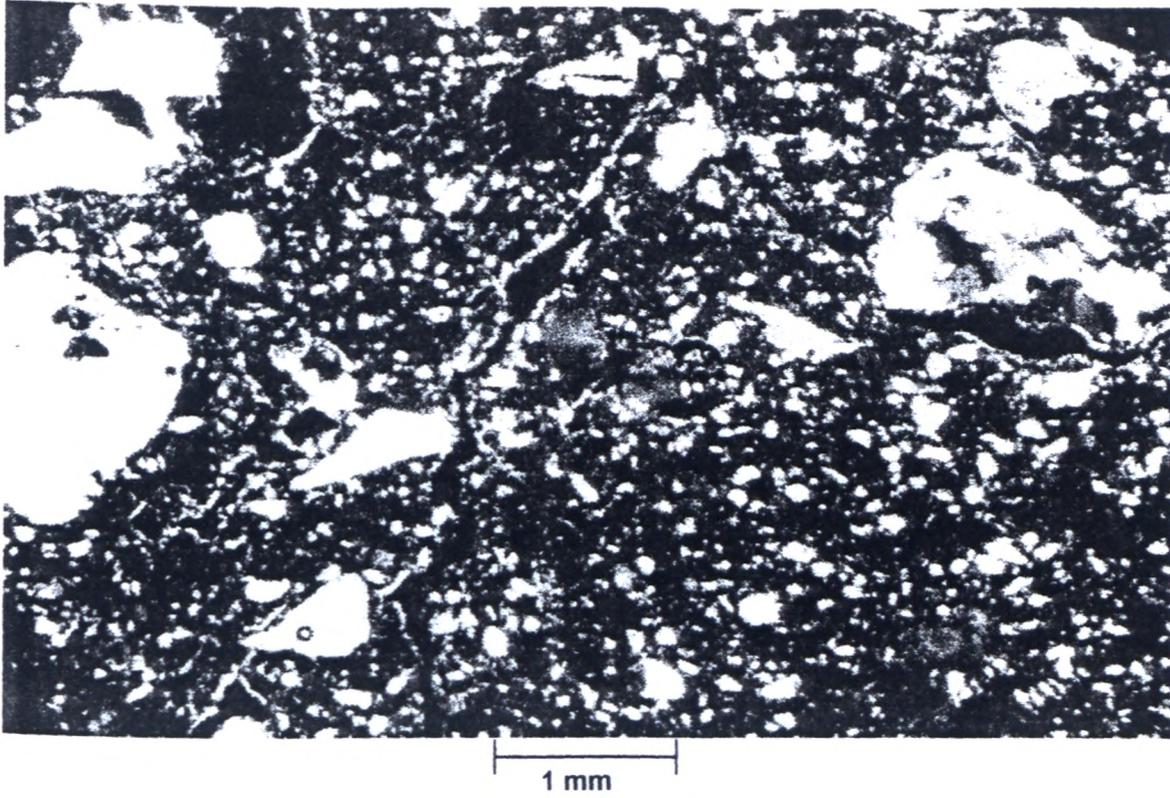


Figura 2.15 - Canal representado por área negra alongada que corta toda a seção subverticalmente. Aumento: x 30 (*apud* Brewer, 1976)

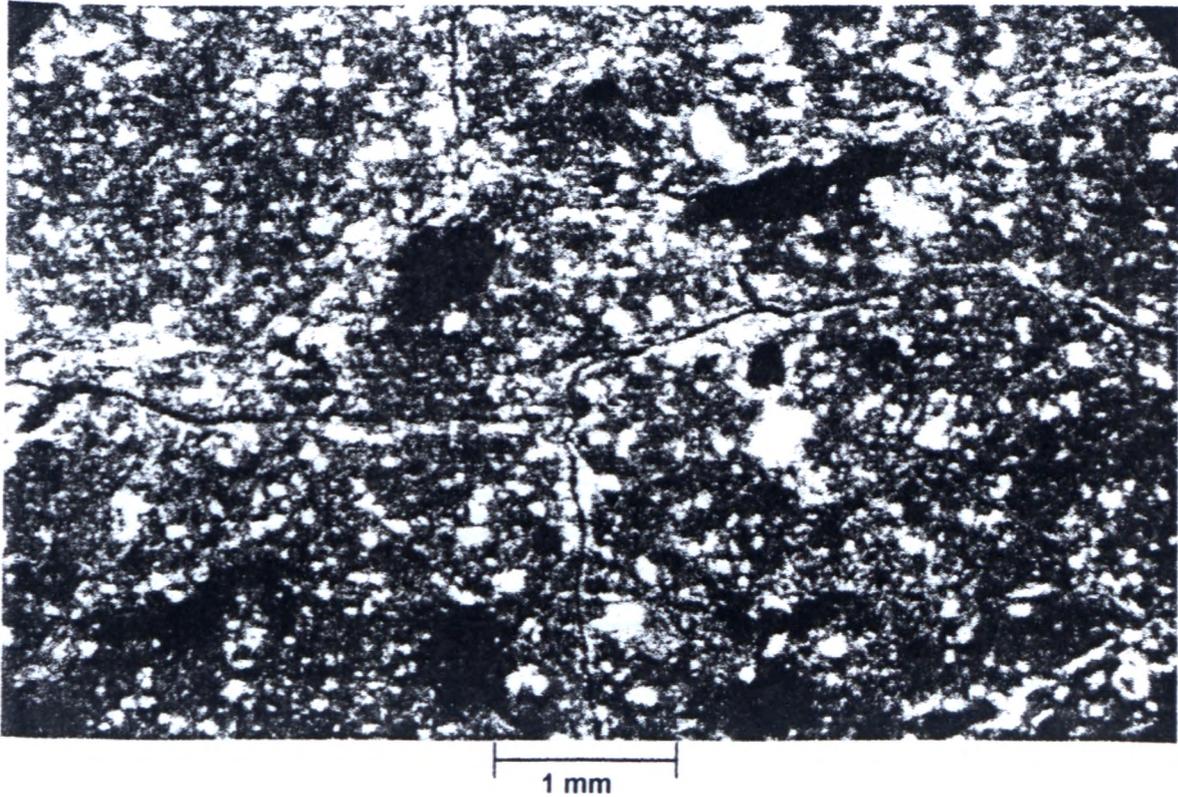


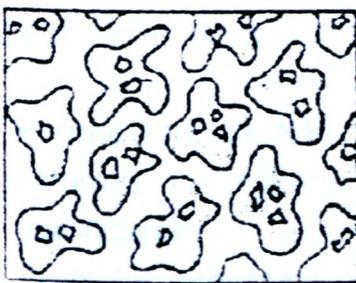
Figura 2.16 - Vazios planares em diferentes direções. Aumento: x 30 (*apud* Brewer, 1976)

Pedes

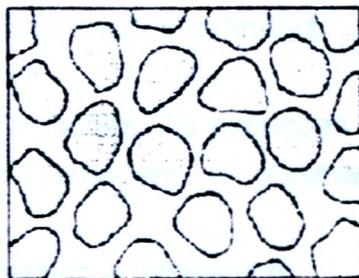
São agregados naturais separados uns dos outros por vazios ou superfícies de fraqueza, normalmente cobertas por películas de plasma (Brewer, 1964). Na área de geotecnia usa-se comumente o termo "agregado de argila".

Segundo Bullock *et al* (1985), os pedes podem ter as seguintes formas:

- . *Em Grânulos* - equidimensionais e arredondados, podendo ser esferoidais ou grumosos. A distinção entre os dois tipos baseia-se principalmente no aspecto mais homogêneo dos grânulos esferoidais (Figura 2.17a e b).
- . *Em Blocos* - nem sempre equidimensionais, tipos -subangulares, apresentando pontas e limites arredondados e angulares (Figura 2.17c e d).
- . *Em Placas* - as partículas são arranjadas geralmente ao longo de uma direção, e a espessura é bastante inferior as dimensões de comprimento e largura (Figura 2.17e).
- . *Em Prismas* - as partículas são arranjadas em direção mais ou menos verticalizada, com limites retilíneos (Figura 2.17f).



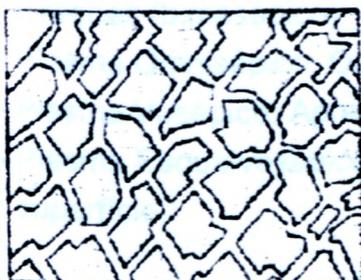
(a). GRUMOS



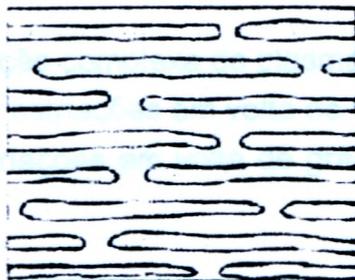
(b). ESFEROIDAIS



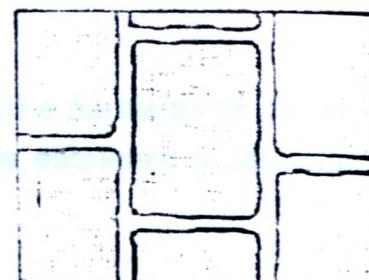
(c). BLOCOS SUBANGULOSOS



(d). BLOCOS ANGULOSOS



(e). PLACAS



(f). PRISMÁTICOS

Figura 2.17 - Formas dos agregados (*apud* Bullock *et al*, 1985)

Importantes terminologias são usadas para se referir aos tipos de arranjo plasma-esqueleto-vazios, e este é possivelmente o principal condicionante do colapso.

Associação do Plasma com Relação ao Esqueleto (Brewer, 1964)

- Associação Granular: O plasma é ausente ou se manifesta somente sob a forma de tratos pedológicos.
- Associação Intertéctica: Os grãos do esqueleto estão interligados por "pontes" de plasma ou situam-se em uma massa plásmica muito porosa.
- Associação Aglomeroplásmica: Preenchimento de plasma entre os grãos do esqueleto é incompleto.
- Associação Porfiroscúlica: Os grãos do esqueleto estão dispersos em um plasma quase contínuo (isótropo).

Organização do Plasma (Brewer, 1964; Leprun, 1979)

Os cristálitos do plasma, não determináveis ao microscópio ótico, podem organizar-se em domínios de orientações definidas:

- Plasma Asépico: Não há orientações. As extinções são pontuais. Dependendo da natureza do material que compõem o plasma, utiliza-se prefixos para a qualificação.
Exemplos: argilasépico, silasépico e ferrisépico.
- Plasma Insépico: São domínios orientados com extinções estriadas formando ilhas em plasma asépico.
- Plasma Masépico: Todo o plasma apresenta extinção segundo uma ou duas direções (bimasépico).
- Plasma Omnisépico: Orientação complexa do plasma.
- Plasma Vosépico: Apresenta estriações em volta de vazios e paralelas às paredes.
- Plasma Esquelvosépico: Estriações em volta de grãos de esqueleto e paralelas à superfície.

Grau de Pedalidade

É a relação entre os pedes (agregados de argila) e os vazios. Segundo Bullock *et al* (1985), são três os graus de pedalidade (Figura 2.18).

- Fortemente Desenvolvido: O material do solo é dividido em unidades, onde cada uma destas está cercada por vazios.
- Moderadamente Desenvolvido: O material do solo é dividido em unidades, onde em superfície bidimensional, cada uma destas está cercada por vazios planares e também por linhas de contato. Em geral, o tamanho dos vazios planares são maiores que as linhas.
- Fracamente Desenvolvido: A mesma definição do grau de pedalidade moderadamente desenvolvido, porém as linhas de contato entre grãos possuem dimensões superiores aos vazios planares.



Figura 2.18 - Grau de pedalidade (*apud* Bullock *et al*, 1985)

3 - CARACTERÍSTICAS FISIOGRAFICAS

O Distrito Federal localiza-se no Planalto Central do Brasil (Figura 3.1), compreendendo área de 5.814 Km². limitando-se ao norte pelo paralelo de 15°30' latitude sul, a leste pelo Rio Preto, ao sul pelo paralelo de 16°03' de latitude sul e oeste pelo Rio Descoberto. A região é drenada por rios que pertencem as três das mais importantes bacias fluviais da América do Sul: a Bacia do Paraná (Rio Descoberto, São Bartolomeu), Bacia do São Francisco (Rio Preto) e Bacia Amazônica (Rio Maranhão).

A vegetação predominante no Distrito Federal é o Cerrado, cobrindo cerca de 90% de sua área. Encontra-se aqui todos os tipos de vegetação comumente englobados sob o termo Cerrado, que vão desde árvores de porte elevado até ervas esparsas (TERRACAP, 1991).

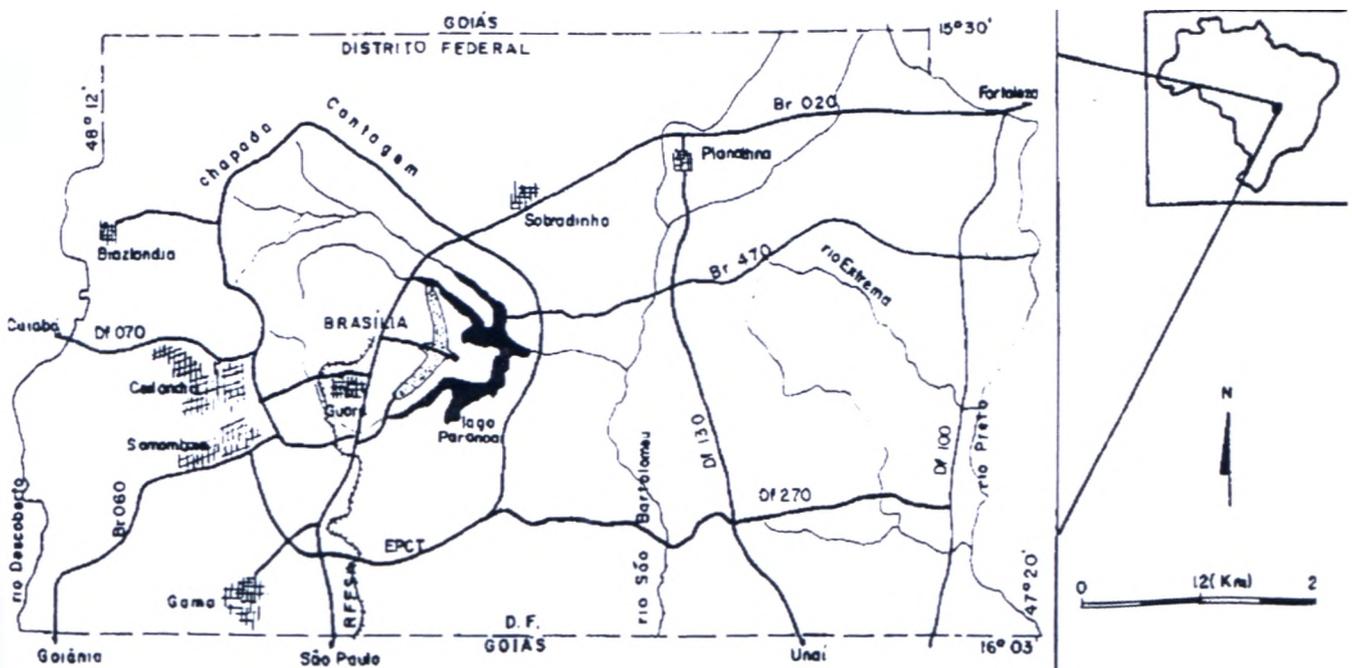


Figura 3.1 - Mapa de localização do Distrito Federal - Brasil (apud Mortari, 1994)

3.1 - Geomorfologia do Distrito Federal

O Distrito Federal situa-se na parte mais elevada do Planalto Central, que segundo King (1965), corresponde a remanescentes do grande aplainamento resultante do ciclo de Erosão Sul-americano desenvolvido no Terciário médio e superior

Segundo Ab'Sáber (1977), as características geomorfológicas da paisagem do domínio morfoclimático do Cerrado resultam de uma prolongada interação de regime climático tropical semi-úmido com fatores litológicos, edáficos e bióticos.

Trabalhos mais recentes, como Novaes Pinto & Carneiro (1984), Novaes Pinto (1986 e 1987), definem que a área do Distrito Federal é constituída por extensos níveis planos a suaves ondulados, conhecidos como chapadas; dos morros residuais em direção aos vales - os pediplanos e pedimentos; e por áreas entalhadas e dissecadas pelos rios da região.

3.1.1 - Macrounidades Geomorfológicas

Segundo Novaes Pinto (1986), a paisagem natural do D.F. apresenta-se integrada por 13 unidades geomorfológicas, que constituem geossistemas interrelacionados e hierarquizados. Por suas similaridades morfológicas e genéticas, as unidades geomorfológicas agrupam-se em 3 tipos de paisagem (macrounidades) característicos da região de cerrados (Figura 3.2)

Região de Chapada

A Macrounidade Chapada ocupa cerca de 34% da área do D.F. e é caracterizada por topografia plana a plano ondulada, acima da cota de 1.000m. Destaca-se a Chapada da Contagem, que praticamente contorna a cidade de Brasília.

Área de Dissecação Intermediária

Este tipo de paisagem ocupa cerca de 31% do Distrito Federal. Corresponde às áreas de ocorrência de chapada retrabalhada por processos de pediplanação, sem no entanto perder suas características originais.

Região Dissecada de Vale

Ocupa aproximadamente 35% do D.F.. Corresponde as depressões de litologias com resistências variadas, ocupadas pelas principais drenagens da região.

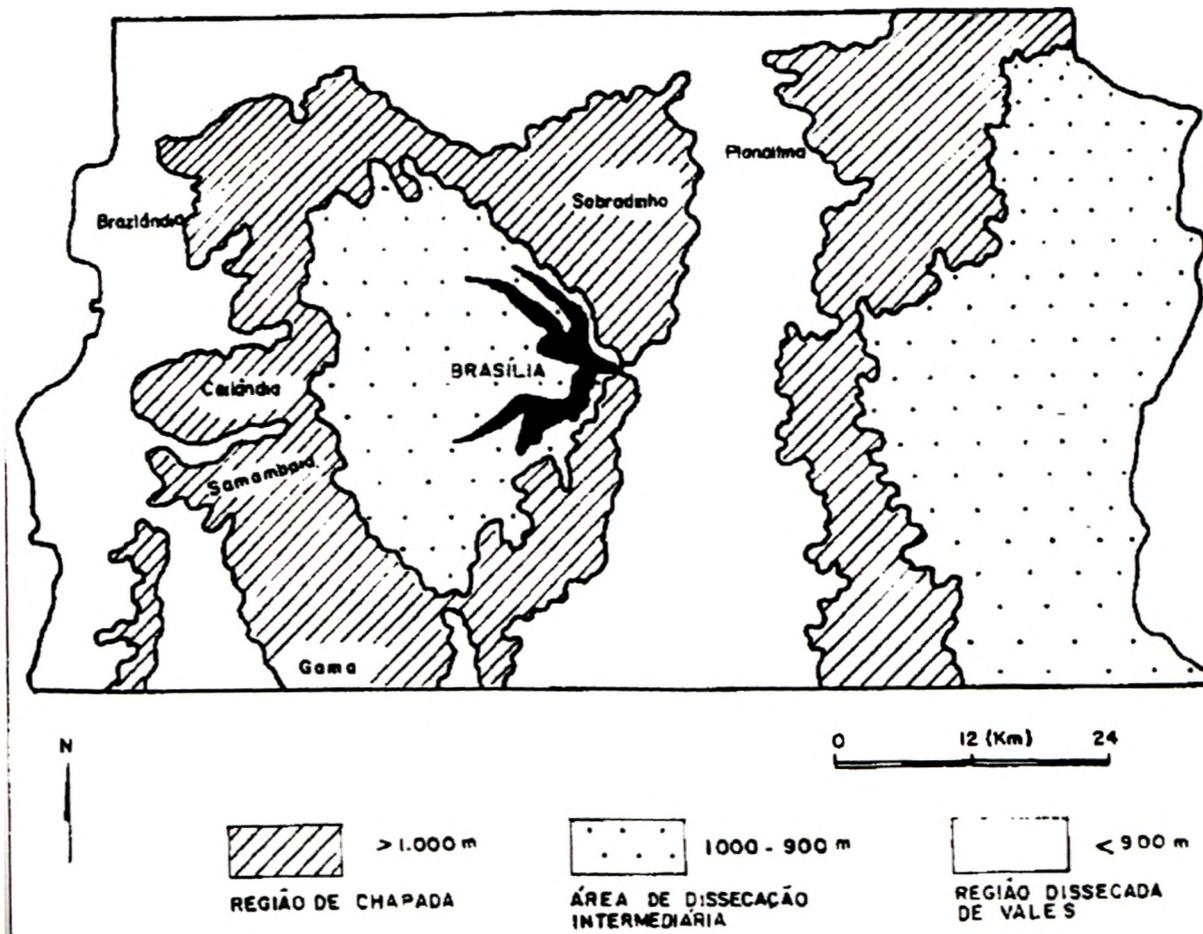


Figura 3.2 - Macrounidades geomorfológicas do Distrito Federal (modificado por Mortari, 1994 - *apud* Novaes Pinto, 1987)

3.1.2 - Evolução Geomorfológica

Tanto as chapadas como os pediplanos e pedimentos são residuais de aplainamento cenozóicos, tendo sido, as primeiras chapadas, modeladas por processos de etchiplanação durante o Terciário e os demais (pediplanos e pedimentos), por processos de pediplanação e pedimentação iniciados no Plioceno e alternados durante o Quaternário por fases de dissecção ao longo dos vales (Novaes Pinto, 1987).

Os termos pedimento, pediplano e etchiplano estão integrados à literatura geomorfológica brasileira e não devem ser utilizados como termos descritivos, pois possuem significado genético, ou seja, são produtos, respectivamente, dos processos de pedimentação, pediplanação e etchiplanação.

A pedimentação é o processo de aplainamento por erosão lateral sob condições de clima semi-árido ou árido, onde a coalescência destes pedimentos desenvolve pediplanos.

A etchiplanação é o processo de aplainamento típico de regiões tropicais semi-úmidas, que provoca o rebaixamento topográfico pela retirada parcial ou total do rególito, dando origem a uma superfície designada etchiplano (Novaes Pinto, 1988).

Segundo Novaes Pinto (1993), o modelo teórico da etchiplanação é resultado de um estágio de equilíbrio dinâmico de sistemas naturais, sob ação de clima tropical semi-úmido associado a epirogênese, interrompido por alterações do nível de base de erosão. Compreende duas etapas:

1ª etapa - O intemperismo diferencial químico gera uma corrosão intensa pela água de subsuperfície, provocando o rebaixamento topográfico e o aumento do manto de intemperismo com aprofundamento da frente intempérica sobre o substrato rochoso. A corrosão é acompanhada por lixiviação e escoamento difuso. Sesquióxidos de ferro e alumínio mantêm-se em constante mobilidade vertical descendente ao longo do lençol freático durante o período de chuvas, e apresentam migrações ascendentes com concentração destes durante o período de seca, formando o horizonte iluvial dos solos.

2ª etapa - Ocorre desnivelamento em relação ao nível de base de erosão, em consequência de redução ou intensificação da epirogênese e/ou alternância climática: desses desnivelamentos depende o ritmo do processo de denudação que controla a retirada parcial ou total do rególito, deixando aflorar tanto a antiga frente intempérica subsuperficial, como o nível de concentração de sesquióxidos que forma o laterito.

Toda evolução geomorfológica pode ser resumida na Figura 3.3, que facilita a visualização de todos os processos ocorridos. A partir daí pode-se criar correlações geocronológicas e genéticas dos solos estudados neste trabalho.

ERA	PERÍODO	ÉPOCA		
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	HOLOCENO 1		
		PLEISTOCENO 5		
	TERCIÁRIO	PLIOCENO 11		
		MIOCENO 26		
		OLIGOCENO 38		
		EOCENO 54		
		PALEOCENO 65		
		MESOZÓICA	CRETÁCEO	136 Ma

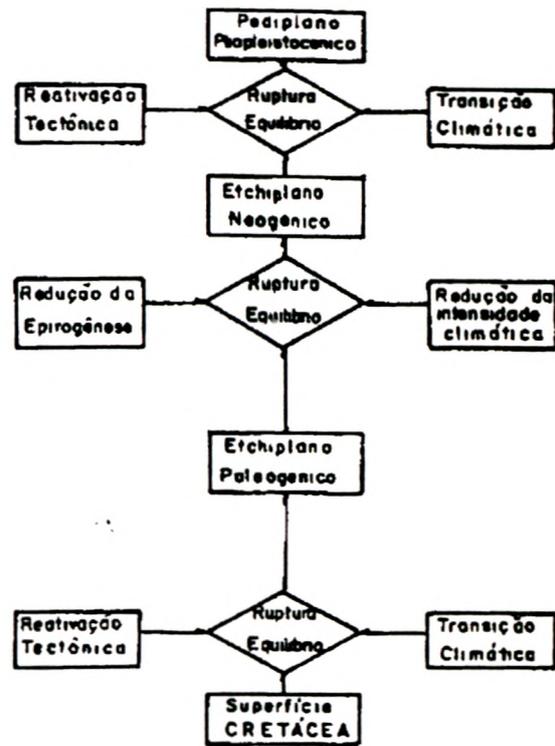


Figura 3.3 - Evolução geomorfológica do Distrito Federal durante o Cenozóico (modificado por Mortari, 1993 - *apud* Novaes Pinto, 1993)

Novaes Pinto (1993) considera a evolução a partir de um extenso aplainamento cretácico por pediplanação, sob condições ambientais caracterizadas por aridez. Uma reativação tectônica iniciada no Cretáceo médio propiciou continuado soerguimento e inclinação da área para E/SE, em direção à calha do Rio São Francisco. O ambiente cretácico foi alterado no início da era Cenozóica, durante o Paleógeno, quando surgiram condições de clima tropical úmido, com duas estações bem marcadas e de longa duração. Associados ainda com a continuidade da epirogênese, foram responsáveis por um estágio temporal de equilíbrio dinâmico do sistema natural, que geraram um aplainamento por etchiplanação em rochas quartzíticas. Esta nova superfície é denominada etchiplano paleogênico (Figura 3.3)

No final do Eoceno, em virtude da diminuição do ritmo da epirogênese, os níveis de base da erosão foram alterados e interrompeu-se o equilíbrio dinâmico do sistema primitivo. Durante o Neógeno, a redução da atividade epirogenética associou-se a alterações no clima tropical semi-úmido, que passou a apresentar períodos mais curtos de chuvas e de secas. Estas novas condições ambientais

evoluíram para o equilíbrio dinâmico dos sistemas naturais. Um novo processo de etchiplanação é fixado na região, contudo com o rebaixamento do nível de base da erosão, forma-se uma depressão interplanáltica sobre as rochas tenras, que vem representar o etchiplano neogênico (Figura 3.3).

Essa evolução se manteve até o final do Plioceno, quando ocorreu alteração climática para condições semi-áridas, associada a mudança dos níveis de base locais. Inicia-se os processos de pedimentação e pediplanação, devido a redução do intemperismo diferencial químico e a retração da cobertura vegetal. Sob as novas condições ambientais, o intemperismo físico atuou nos interflúvios, que passaram a fornecer os detritos transportados em curtos trajetos e depositados no sopé das vertentes, as quais passaram a evoluir paralelamente a si mesmas e aplainadas por erosão lateral.

Durante o Pleistoceno inicia-se um período com grandes alternâncias climáticas que permitiram nova sequência de desdobramentos dos sistemas naturais. Toda a evolução geomorfológica pleistocênica é resumida na Figura 3.4, onde pode-se identificar a associação entre os períodos, climas, processos e formas.

A mudança final para as condições de clima semi-úmido atual na região Centro-Oeste deu-se no final do período Altitermal, no Holoceno. Verifica-se, assim, a ocorrência do intemperismo diferencial químico, que é consequência da ação solvente da água em subsuperfície. Através da lixiviação, provocando rebaixamento topográfico e a formação de rególito.

3.2 - Geologia do Distrito Federal

A região do Distrito Federal está localizada no setor oriental da Província Estrutural do Tocantins, mais especificamente, na porção centro-sul da Faixa de Dobramentos Brasília. Encontram-se rochas atribuídas ao Proterozóico Médio a Superior, representadas pelos Grupos Canastra e Paranoá.

O termo Paranoá foi primeiramente utilizado por Andrade Ramos, em 1956, para designar os quartzitos encontrados próximo ao Rio Paranoá, admitindo como pertencentes a série "Bambuí".

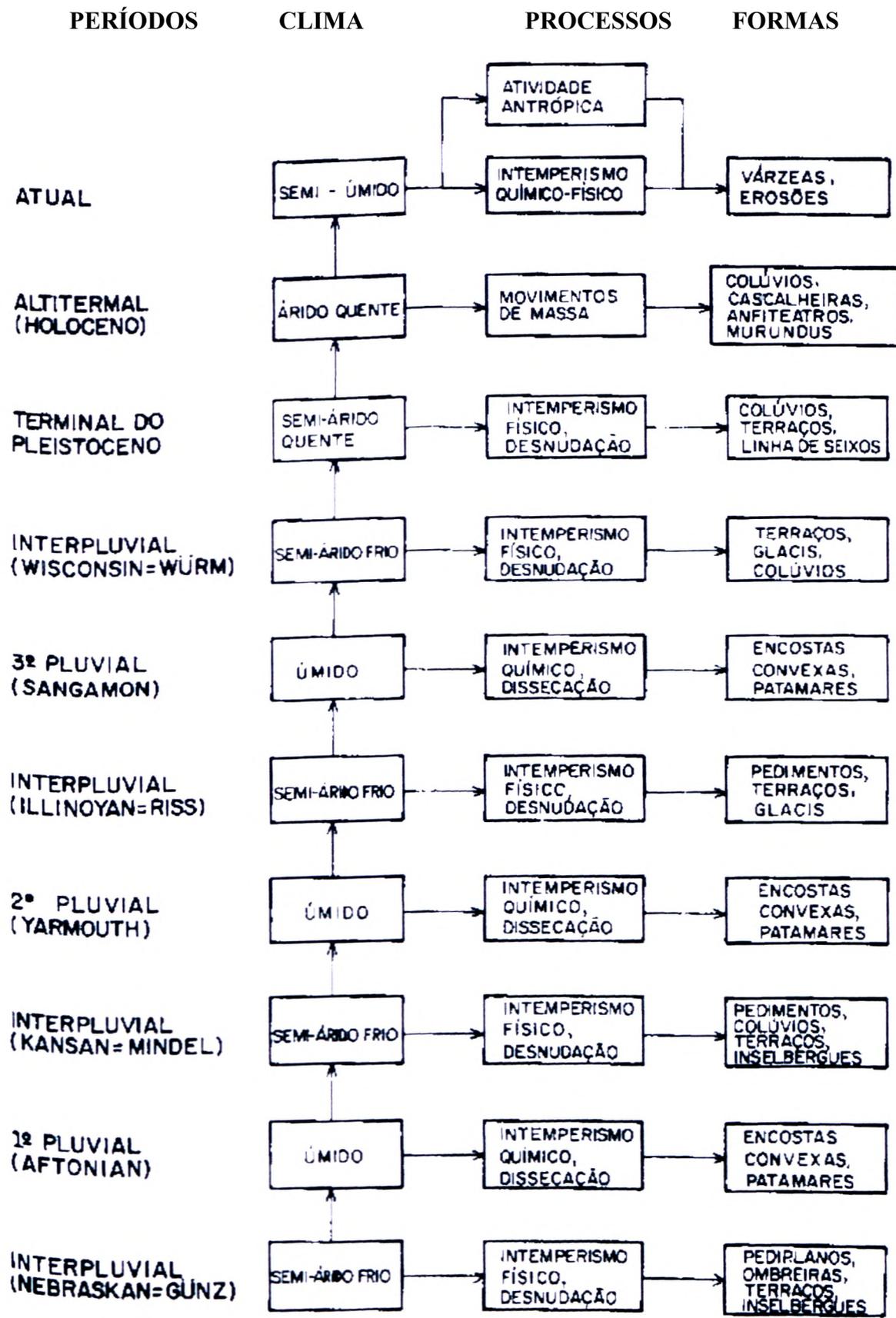


Figura 3.4 - Evolução geomorfológica da área do Distrito Federal do Pleistoceno ao período atual (*apud* Novaes Pinto, 1993)

Seguiram vários trabalhos incorporando os metassedimentos da região ao Grupo Bambuí, como por exemplo, Braun (1968), Barbosa *et al* (1969, 1970), Costa & Angeiras (1971). Posteriormente, Dardenne (1978) individualizou o Grupo Paranoá. Na área tipo de Alto Paraíso - GO, onde estes metassedimentos atingem espessura na ordem de 1100m. Dardenne & Faria (1985) definiram a coluna litoestratigráfica do Grupo Paranoá não metamórfico.

Faria (1989) apresenta uma síntese litoestratigráfica do Grupo Paranoá na região do Distrito Federal, dividindo-o em cinco unidades, e denominando-as de unidades A a E.

Faria (1993) mostra as mais recentes proposições sobre a geologia do Distrito Federal, onde se encontra o mapa geológico na escala 1:100.000 e cujos dados são simplificados por Mortari (1994) (Figura 3.5).

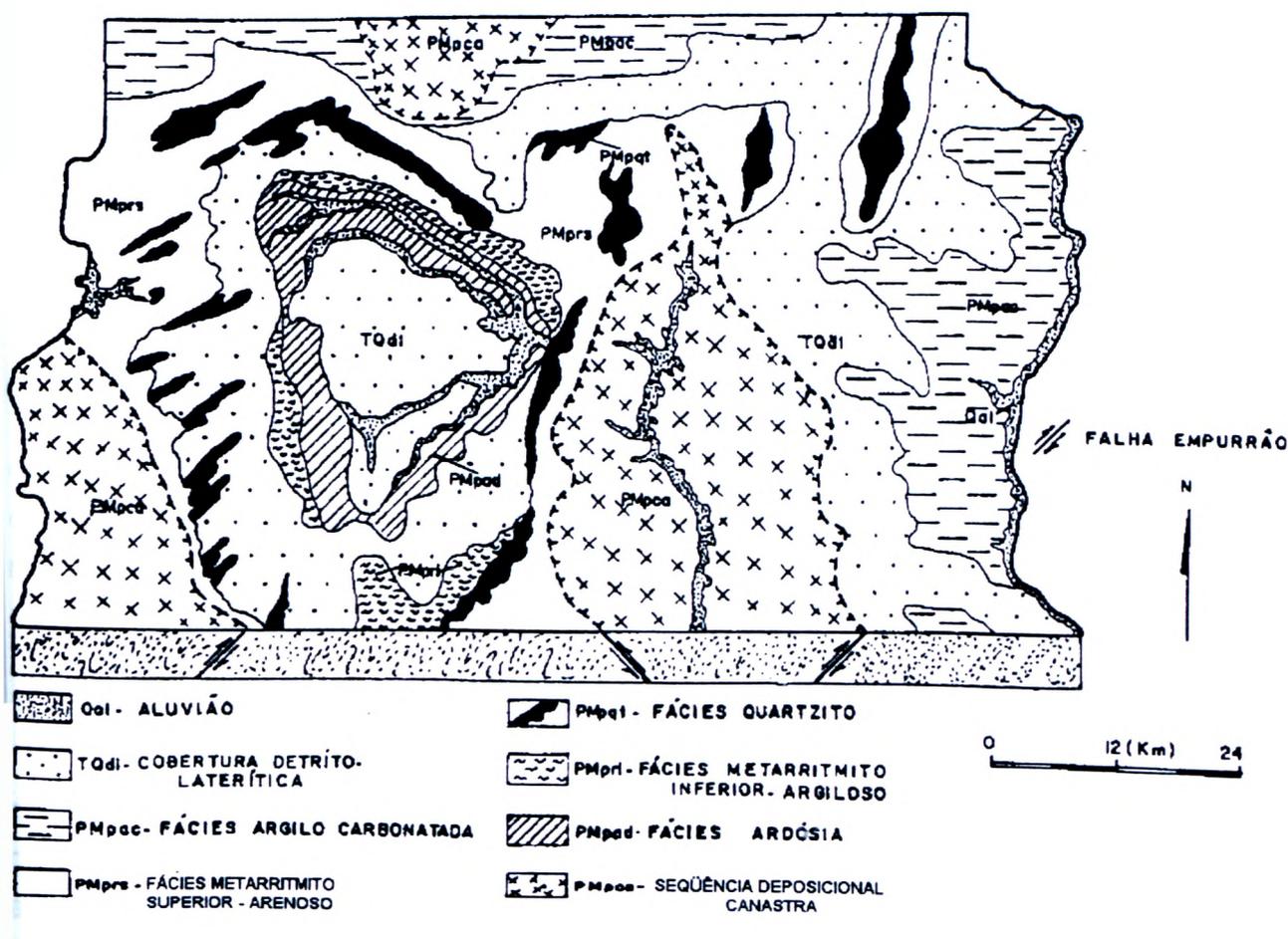


Figura 3.5 - Mapa geológico do Distrito Federal (modificado por Mortari, 1994 - *apud* Faria, 1988)

3.2.1 - Grupo Canastra - Proterozóico Médio

Segundo Barros (1990), trata-se de rochas que originaram-se do metamorfismo regional de baixo grau sob uma seqüência pelítica, areno-argilosa a subordinadamente carbonatada. Ocorrem em várias porções do Distrito Federal, principalmente na parte sudoeste, na forma de xistos de baixo grau com intercalações de quartzitos e lentes calcárias (Figura 3.6).

São as rochas mais antigas da seqüência estratigráfica e apresentam relativamente o grau mais alto de metamorfismo. Sobrepõe-se ao Grupo Paranoá por contato anormal, resultante de cavalgamento de oeste para leste.

3.2.2 - Grupo Paranoá - Proterozóico Superior

Faria (1989, 1992) reconheceu cinco litofácies na Seqüência Depositional Paranoá no Distrito Federal. A caracterização dessas litofácies foi baseada nas litologias, texturas, estruturas sedimentares e geometrias de maneira a refletir ambientes particulares de deposição (Figura 3.6).

Unidade A

Constitui a porção basal da Seqüência Depositional Paranoá no Distrito Federal. Consta de ardósias roxas e vermelhas, com bandamentos brancos, cuja estrutura mais conspícua é a clivagem ardosiana. Na parte superior ocorrem ocasionais intercalações de metassiltitos até quartzitos finos com espessuras máximas de 20 cm.

Unidade B

Denominado Metarritmito Inferior, caracteriza-se pela alternância de camadas arenosas e argilosas, onde predominam as primeiras e emprestam à rocha um caráter rítmico que salienta intenso dobramento em Chevron N70E a EW. Consta de alternâncias de bancos de quartzitos finos a médios que atingem até 8 metros na base da unidade, sendo as demais intercalações predominantemente centimétricas e raramente até 2 metros, com metassiltitos e metargilitos de cores variegadas.

SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL		FÁCEIS SEDIMENTARES	
P A R A N O Á	UNID. - E 150 m	ARGILO - CARBONATADA : Metargilitos, ardósias, metessilitos, lentos de calcários e calcarenitas, calcários argilosos e raras de dolomitos. Lentos de quartzitos médios e microconglomeráticos, argilosos, gradaci- onais e bimodais.	Plataforma carbonática Intermare e sub-mare
	UNID. - D 100 m	METARRITMITO ARGILOSO : Metessilitos, metargilitos, quartzitos finos em camadas centimétricas, acamamento ondulado e lenticular "wavy linsen", marcos ondulados, raras greas de contração.	Planície de mare: Intermare e sub-mare
	UNID. - C 30 m	QUARTZITO : Quartzitos médios, localmente com lentos microconglom- eráticos, bem selecionados, marcos ondulados, estratificação cruzada tabular, acanetada e espinho de peixe "herringbone", lentos de metarrim- ito, laminationes sílica-argilosas na base.	Plataforma dominada por on- das
	UNID. - B 150 m	METARRITMITO ARENOSO : Bancos de quartzitos de até 8 m de es- pessura, metessilitos, metargilitos, acamamento ondulado-lenticu- lar "wavy-linsen", greas de contração e diques de areia, hummocky.	Planície de mare: Inframare a supra-mare Ação de tempestades
	UNID. - A 30 m	ARDÓSIA : Ardósias com lentos centimétricos de quartzitos finos e metessilitos no topo.	Inframare, abaixo da ação dos ondas Tempestades ocasionais
C A N A S T R A	UNID. - C 150 m	FILITO : Filitos a sericito e clorito, filitos carbonosos, granulados, ocasionais lentos de calcários. Lentos de quartzitos e quartzitos miloníticos delgados, intercoleções de calcioxisto na base.	
	UNID. - B 50 m	CALCIOXISTO : Alternâncias de lentos claros ricos em carbonato e de quartzo, com lentos escuros ricos em clorito, sericito e biotita.	
	UNID. - A 150 m	MICAXISTO : Muscovite-quartzo xistos, clorite xistos, lentos de quartzitos miloníticos finamente foliados. Quartzitos finos e mé- dios, ocasionais lentos de calcário.	

Figura 3.6 - Litoestratigrafia das sequências deposicionais Canastra e Paranoá no Distrito Federal (apud Faria, 1989)

Unidade C

Representada pela fácies Quartzito Médio, localmente possui leitos de granulometria grossa e microconglomerática, constituídos essencialmente de quartzo e sericita. Na base são comuns as intercalações centimétricas silto-argilosas. Raramente ocorrem intercalações lenticulares de metarritmito com até 5 metros de espessura.

Unidade D

É constituída pela fácies Metarritmito Superior, com certo domínio da fração silte-argila, que é composta por alternâncias de metassiltitos, metargilitos e quartzitos finos em camadas predominantemente centimétricas.

Unidade E

Define a fácies Argilo-carbonatada, como metargilitos, ardósias, metassiltitos, metamargas, lentes de calcário e calcarenitos. Na parte inferior da unidade, as lentes de calcário possuem bandamentos argilosos. Lentes de quartzitos médios a microconglomeráticos ocorrem comumente sobre toda unidade.

Faria (1994) apresenta mais duas novas unidades referentes ao Grupo Paranoá na área do Distrito Federal, recentemente descobertas. Estas constituem a base da Sequência Depositional Paranoá. O trabalho redefine toda a coluna estratigráfica (Figura 3.7), contudo as alterações litoestratigráficas são irrelevantes em relação as descrições de Faria (1989), a não ser na inclusão destes dois novos litotipos.

Quartzito Microconglomerático (Q2)

Representa a base da Sequência Depositional Paranoá, e ocorre sobreposta a unidade E (Argilo-carbonatada) em contato tectônico, através de falha de 9mpurrão de oeste para leste. É constituída por quartzitos médios a finos com ocasionais leitos de quartzitos médios a grossos e até microconglomeráticos centimétricos. Apresentam cor rosa, localmente feldspáticos e com cimento silicoso

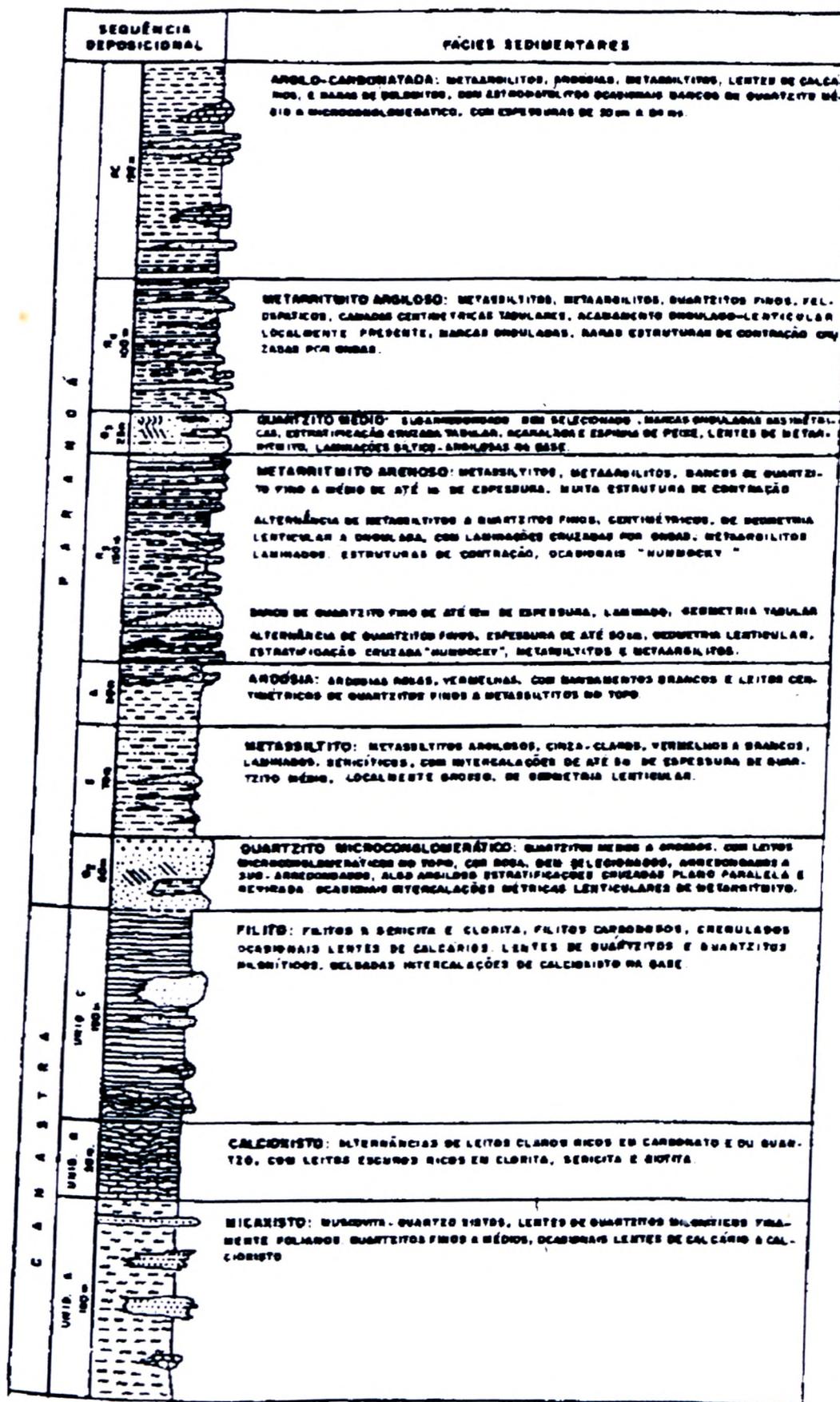


Figura 3.7 - Coluna litoestratigráfica das sequências deposicionais Canastra e Paranoá no Distrito Federal (apud Faria, 1994)

Metassiltito Argiloso (S)

Metassiltitos argilosos, cinza-claros, vermelhos a brancos, sericíticos com intercalações às vezes métricas de quartzitos médios, localmente grossos.

3.3 - Solos do Distrito Federal

Os solos do Distrito Federal representam bem os solos da região do cerrado. A melhor fonte de informações sobre os solos encontrados no DF, é o trabalho realizado pelo Serviço Nacional de Levantamento de Solos (EMBRAPA, 1978), de onde se obteve o mapa pedológico do D.F. na escala 1:100.000 (Figura 3.8).

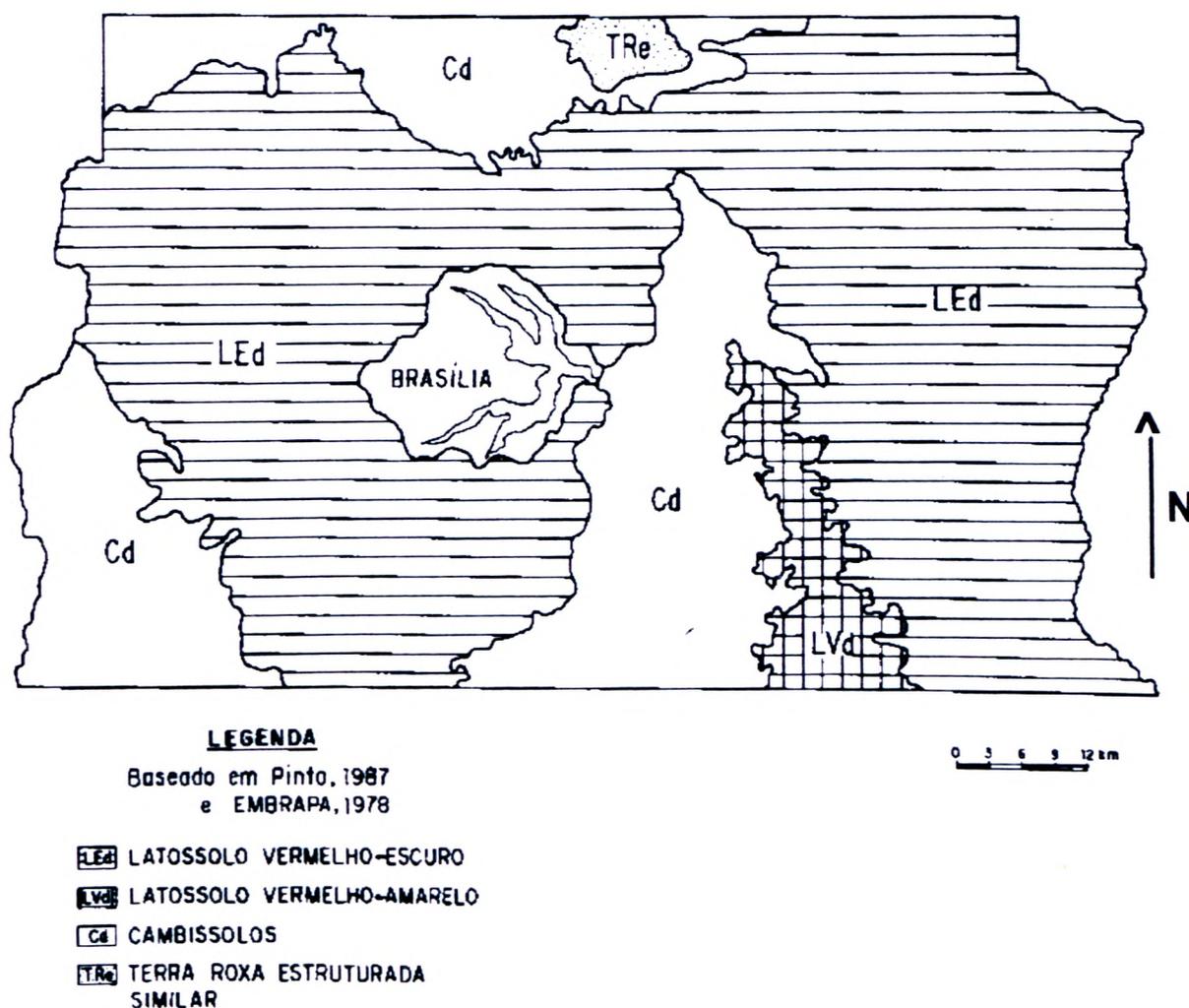


Figura 3.8 - Mapa de solos do D.F. (modificado por Haridasan, 1993)

A partir do trabalho citado, identifica-se que a região possui três tipos básicos

Latossolo Vermelho-Amarelo e Cambissolo. A representabilidade territorial destes no D.F. é de 86%.

3.3.1 - Latossolo Vermelho-Escuro

EMBRAPA (1978) define este como solo não hidromórfico, com horizonte **A** moderado e horizonte **B** latossólico, textura argilosa ou média e ricos em sesquióxidos (observar perfil hipotético de um solo na Figura 3.9). São muito porosos, bastante permeáveis e de acentuadamente a fortemente drenados. Também são álicos e fortemente ácidos.

O horizonte **A** é subdividido em **A₁** e **A₃**, com espessura entre 20 a 50 cm, apresentando cor predominantemente bruno-avermelhada escura, com estrutura granular fraca a moderadamente desenvolvida, sendo friável a muito friável quando úmido.

O horizonte **B** latossólico. possui as seguintes características:

- espessura quase sempre maior que 250 cm.
- pouca diferenciação entre seus subhorizontes.
- os saprólitos estão ausentes ou devem constituir menos que 5% do volume do horizonte.
- relação K_i (SiO_2 / Al_2O_3) quase sempre inferior a 2,0.
- gradiente textural (% argila B/A) baixo.

O Latossolo Vermelho-Escuro, apresenta cores no horizonte **B** com matiz 2.5 YR ou mais vermelho, porém com valor inferior a 4.

3.3.2 - Latossolo Vermelho-Amarelo

Ainda em EMBRAPA (1978), a distinção entre os Latossolos Vermelho-Escuro e Vermelho-Amarelo está apenas relacionada à cor do horizonte **B**. Neste, as cores são vermelha à amarela, matiz 2.5 YR ou mais amareladas.

Alguns perfis também podem apresentar caráter concrecionário e plíntico

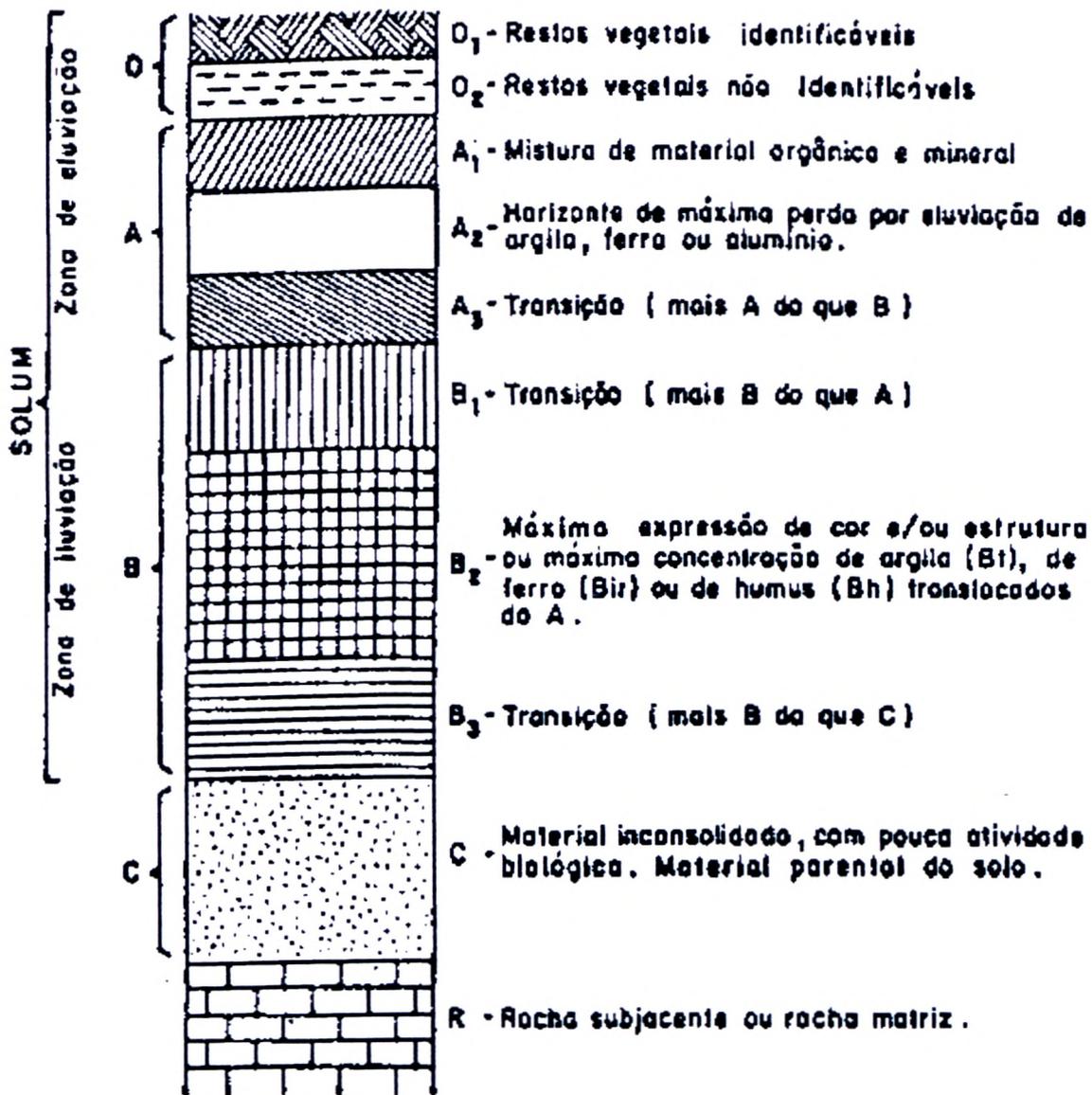


Figura 3.9 - Perfil hipotético de um solo onde são vistos os principais horizontes e subhorizontes (Vieira & Vieira, 1983).

3.3.3 - Cambissolo

Esta classe é constituída por solos pouco desenvolvidos, caracterizados por possuírem horizonte B câmbico, em que alguns minerais primários facilmente intemperizáveis ainda estão presentes.

As diferenças básicas definidas para a região do D.F. entre os horizontes B câmbico e latossólico são resumidas da seguinte forma:

- espessura quase sempre menor que 70 cm.
- relação $K_i > 2.2$.
- apresenta em geral textura mais grossa.
- saprólito com maior espessura.
- as transições entre os horizontes A, (B), C são claras e abruptas.

O horizonte A apresenta cores bruno-avermelhado escura, bruno-acinzentado escura e bruno escura, com matizes variando de 5 YR a 10 YR.

O horizonte (B) é geralmente de coloração bruno-avermelhada, bruno amarelada, vermelho-amarelada ou vermelha, com matiz variando de 2.5 YR a 10 YR.

3.4 - Caracterização Geotécnica dos Solos do Distrito Federal

Mendonça *et al* (1994) observa que o Distrito Federal é coberto por um manto de intemperismo de idade Terciária-Quaternária, que engloba uma grande variedade de solos. A espessura é bastante variável e depende de vários fatores como topografia, cobertura vegetal e rocha de origem. A profundidade média estimada em todo D.F. está na ordem de 15,0 a 30,0m. baseando-se em sondagens para construção civil e poços tubulares. Cardoso (1994) descreve um perfil de solo na borda da Chapada da Contagem, próximo a cidade satélite de Sobradinho, o qual possui cerca de 200 metros.

Ainda, segundo Mendonça *et al* (1994), sobre os topos das chapadas e os trechos de menor declividade da Depressão do Paranoá predominam solos residuais, cujas características texturais são resultado direto da rocha-mãe.

Estes solos caracterizam-se pela pouca diferenciação entre os horizontes em termos texturais. Fatores de grande importância são a quase ausência das bases (Ca, Mg, K, Na) e os elevados teores de Fe e Al, devido ao processo de lixiviação. Apesar do alto teor de argila estes solos apresentam elevada porosidade e comportamento similar a solos arenosos (EMBRAPA 1978). Resulta deste processo de intemperismo, o que é conhecido pelos geotécnicos da região, como camada de "argila porosa" vermelha, com baixa resistência ($spt < 4$) e alta permeabilidade cobrindo grandes extensões do Distrito Federal.

Mendonça (1993) menciona que a elevada porosidade e as ligações cimentíceas, resultam unicamente dos processos físico-químicos de formação dos solos, especialmente lixiviação associada ao processo de laterização.

Macêdo *et al* (1994) descrevem a geologia da porção escavada para o metrô de Brasília, na região da Asa Sul, onde definem o perfil geotécnico, dividindo-o em três partes: argila porosa, solos derivados das rochas metassedimentares, e rochas e seus saprólitos. Este trabalho e vários outros, por exemplo, Camapum de Carvalho *et al* (1993, 1994) e Paixão & Camapum de Carvalho (1994) correlacionam o colapso à camada de "argila porosa".

Segundo Camapum de Carvalho *et al* (1993), este solo pode atingir até 18 metros de espessura e é constituído por argilas, siltes e areias combinadas em diferentes proporções dependendo do domínio geológico local. Apresenta geralmente as seguintes características:

- Spt inferior a 6 golpes.
- Limite de liquidez entre 25 e 78%.
- Limite de plasticidade entre 58 e 18%,
- índice de plasticidade entre 4 e 38%.
- índice de vazios entre 1,2 e 2,2.

Vários autores definem os solos porosos do Distrito Federal como residuais, porém trabalhos mais recentes como Martins *et al* (1994) e Mortari (1994) mostram a ocorrência de solos transportados que incrementaram a discussão sobre a existência de correlações entre a origem dos solos na região e o colapso.

3.5 - Clima Atual na Região

Na classificação de Köppen, o clima atual na região do Distrito Federal enquadra-se entre os tipos "Tropical de Savana" e "Temperado Chuvoso de Inverno Seco", caracterizado pela existência bem nítida de duas estações: uma chuvosa e quente, entre os períodos de outubro a abril, e outra fria e seca, de maio a setembro (HIDROGEO, 1990).

Segundo EMBRAPA (1978). as precipitações variam entre 1.500 e 2.000 mm anuais, atingindo em janeiro o seu maior índice pluviométrico (320 mm/mês). Durante os meses de junho, julho e agosto, alcança a média mensal total da ordem de 50 mm.

A temperatura média anual varia entre 13° e 22° C. Nos meses quentes, setembro e outubro, a média varia entre 20° e 22° C. No mês de junho, o mais frio, a média fica entre 16° e 18° C.

Em relação à umidade relativa, durante os meses de janeiro a abril, os valores flutuam em torno de 75%. Em agosto atinge uma média mínima de 30%, porém durante alguns dias pode alcançar valores até 11%.

4 - METODOLOGIAS APLICADAS

4.1 - Coleta de Amostras

Para a realização do presente estudo, foram selecionadas duas toposseqüências em áreas distintas no Distrito Federal, onde foram amostrados 4 solos, sendo dois transportados (*mud flowe* coluvionar) e dois de origem residual.

Nos locais escolhidos, para os quatro diferentes solos, foram coletados uma amostra indeformada de cada, com dimensão aproximada de 300x300x300 mm.

Estes blocos foram parafinados, envolvidos com tecido do tipo "murim" e parafinados novamente para evitar trincamentos durante o transporte, prejudiciais a manutenção das condições naturais de umidade. Em seguida foram orientados de acordo com o campo e envolvidos por serragem umidecida e acondicionados em caixas de madeira para o transporte. Posteriormente foram armazenados em câmara úmida, com umidade relativa em torno de 95%.

4.2 - Estudos Físicos dos Solos

4.2.1 - Ensaio de Caracterização

Os ensaios de caracterização foram realizados no Laboratório de Geotecnia do Departamento de Engenharia Civil, seguindo fundamentalmente as normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT). Foram adotados os seguintes procedimentos:

Umidade Natural do Solo (W_n)

Determinada de acordo com a norma da ABNT NBR 6457/86.

Umidade Higroscópica (W_o)

Ensaio de acordo com a norma da ABNT NBR 6457/86

Peso Específico Natural (γ_o)

Ensaio pelo método da balança hidrostática ou método da parafina.

Massa Específica dos Grãos (G)

Ensaio de acordo com a norma da ABNT, NBR 6508/84.

Granulometria

Determinada segundo os procedimentos preconizados na norma da ABNT, NBR 7181/84

Peso Específico Aparente Seco (yd)

Calculada a partir da fórmula $y_d = y_o / (1 + W_n)$

índice de Vazios (e)

A partir da fórmula $e = (y_s / y_d) - 1$

Porosidade (n)

Calculada com a fórmula $n = e / (1 + e)$

Grau de Saturação (Sr)

Obtido pela fórmula $S_r = \frac{\gamma_s \cdot W_n}{\gamma_o \cdot e}$

4.2.2 - Ensaio Oedométricos

A partir da bibliografia pesquisada, constata-se que a utilização do ensaio oedométrico como critério de identificação e quantificação da colapsividade tem-se mostrado o mais usual no meio científico, e que além de determinar qualitativamente o fenômeno, fornecem informações quantitativas em relação a sua magnitude.

Algumas são as metodologias para a realização de ensaios oedométricos com o objetivo de analisar o colapso em determinados solos. Neste trabalho, foi escolhido o carregamento do corpo de prova com 100 kPa e posterior inundação da célula.

Foram realizados dois ensaios para cada solo. Um era interrompido sem que houvesse a inundação, ou seja, apenas com carregamento progressivo até 100 kPa. para que se recuperasse o corpo de prova, preparando-o e armazenando-o na câmara úmida, para posterior impregnação e confecção de lâminas. No segundo corpo de prova, o ensaio foi completo, carregamento progressivo até 100 kPa

seguido de inundação, e também recuperado para impregnação e confecção de lâminas.

O solo coluvionar, não se apresentou colapsível com o carregamento de 100 kPa e inundação posterior, exigindo a preparação de um novo corpo de prova e ensaio com carregamento progressivo até 800 kPa e inundação a seguir. Do mesmo modo, os dois corpos de prova, o primeiro apenas com carregamento de 800 kPa e o segundo com carregamento de 800 kPa e posterior inundação, foram recuperados para a impregnação e confecção de lâminas.

Esta metodologia de recuperação dos corpos de prova foi utilizada para realizar o estudo micromorfológico da evolução do colapso desde os solos naturais até o final deste processo.

Após os ensaios oedométricos, foram plotadas curvas de adensamento dos solos e feita a quantificação do colapso a partir dos coeficientes de subsidência definidos por Denisov (1951). Tais índices, valorizam a subsidência nos diferentes estágios do ensaio.

O coeficiente de subsidência com a inundação do corpo de prova em determinada tensão é conhecido como:

$$R_w = \frac{e_p - e_w}{1 + e_p} \quad \text{onde}$$

e_p - índice de vazios final sob a aplicação da pressão "p"

e_w - índice de vazios após a inundação sob a aplicação da pressão "p".

O coeficiente de subsidência devido somente ao carregamento (R_p):

$$R_p = \frac{e_o - e_p}{1 + e_o} \quad \text{onde,}$$

e_o - índice de vazios no estado natural do solo

E o coeficiente de subsidência total (devido ao efeito combinado de carregamento e saturação) (R_t):

$$R_t = \frac{e_o - e_w}{1 + e_o}$$

Vargas (1978) denomina de coeficiente de colapso estrutural " i ", o coeficiente de subsidência devido a inundação (R_w) definido por Denisov (1951), e considera como colapsíveis os solos com $i > 0,02$.

Os ensaios foram realizados no Laboratório de Geotecnia do Departamento de Engenharia Civil da Faculdade de Tecnologia - UnB.

4.3 - Estudo Químico-Mineralógico dos Solos

A caracterização mineralógica e química dos solos vem corroborar com o comportamento físico destes, inclusive durante todo o processo de colapsividade. Tais características são consequência da história geológica de cada solo e por isso apresentam resultados distintos.

4.3.1 - Difratomia de Raios-x

Foram realizados ensaios de difratometria de raios-x, para a determinação da composição mineralógica dos solos com o intuito de ser uma ferramenta nos estudos da gênese e das estruturas dos solos.

Os ensaios foram determinados para dois tipos diferentes de frações granulométricas:

- amostra natural (todas as frações)
- fração fina (argila)

Para a determinação de amostra natural, foram usados 10 g de solo triturado e passado em peneira 325 Mesh, colocada em lâmina escavada de 15 x 15 mm e levemente pressionada, de maneira a não gerar orientação preferencial dos minerais.

Para a fração fina foi usado o método de preparação desenvolvido por Alves (1987), onde ocorre orientação preferencial dos minerais. Os passos são os seguintes:

- a) 10 g de solo + 200 mL de água destilada.
- b) agitação em dispersor durante 10 a 15 minutos.
- c) centrifugação do preparado a 750 r.p.m., durante 7 minutos.
 - floculação completa - eliminação da água e acréscimo de 200 mL de defloculante (NaOH 0,1M), voltando ao item c.
 - floculação parcial - com a solução sobrenadante. Passar ao item d.
- d) centrifugação a 3.000 r.p.m. durante 30 a 45 minutos.
- e) preparação da lâmina orientada com o concentrado final, que representa a fração fina (argila).

A preparação das lâminas orientadas consistem em depositar o material concentrado em uma lâmina de vidro não escavada e com outra "esfregar e pressionar" o material em uma única direção preferencial, para posterior leitura no equipamento.

Além da análise qualitativa, foi realizado uma análise semi-quantitativa mineralógica, a partir do software Standard D/Max da Rigaku, acoplado ao equipamento de difração de Raios-x. Com esta análise pode-se ter uma idéia relativa das proporções mineralógicas encontradas em cada amostra analisada.

O equipamento utilizado foi o Difrátômetro de Raios-X da Rigaku, Sistema "Geiger Flex", série D-Max-B, controlado por computador, pertencente ao Laboratório de Difractometria de Raios-x do Instituto de Geociências da UnB.

4.3.2 - Análise Química Total

As amostras foram trituradas e analisadas para Si, Al, Fe, Ca, Mg e Ti utilizando procedimento de rotina do Laboratório de Geoquímica do Insitituto de Geociências - UnB.

A análise foi realizada a partir de alíquotas de 0,05 g de cada solo, fundidas com carbonato e tetraborato de sódio em cadinhos de porcelana e dissolvidas com ácido fluorídrico e "água régia" (HCl + HNO₃). A solução de ataque foi posteriormente analisada em espectômetro de emissão atômica com plasma indutivamente acoplado (ICP-EAS) para a quantificação dos elementos supracitados.

Os solos foram testados com padrão de rocha básica, por constituir uma química mais próxima das amostras de solo. O único ponto crítico dessa metodologia é a inexistência de padrões de solo no laboratório para a confirmação dos resultados. Entretanto os dados possuem erro ainda bastante pequenos e que não afetam a validade deste tipo de estudo.

Para a quantificação da água estrutural e (OH)- realizou-se o ensaio de perda ao fogo onde 1 g de solo seco ao ar é pesado em cadinho de porcelana, levado ao forno em temperatura de 1.000°C durante 4 horas e posteriormente repesados para quantificar os voláteis. O resultado final é a média de 3 determinações, onde o erro máximo é de 10⁻⁵ g.

4.3.3 - Extração dos Amorfos

A análise química a partir da extração dos amorfos é de fundamental interesse na identificação e quantificação dos elementos formadores dos produtos amorfos e/ou minerais de baixa cristalinidade. Estes são também considerados "cimentantes" dos solos.

A metodologia aplicada foi a de Schwertmann (1964), com algumas variações laboratoriais devido a falta de equipamentos específicos no Laboratório de Geoquímica, sem alterar contudo os resultados finais.

Cada amostra de solo natural (0,2 g) foi tratada com 10 mL de 0,2 M de oxalato de amónio a pH 3 e acondicionado em tubos de ensaio cobertos por folhas de alumínio, visto que o complexo de oxalato de ferro é fotosensível.

Os tubos foram colocados em agitador mecânico durante 8 horas. Após a filtragem, o sobrenadante foi analisado em tubos cobertos por folhas de alumínio para Si, Al, Fe, Ca, Mg, e Ti através do ICP-EAS.

A escolha deste método deve-se aos seguintes fatores:

- a extração dos amorfos é feita via complexação em vez de dissolução, como no caso do pirofosfato, sendo que esta última pode dissolver além dos amorfos e minerais de baixa cristalinidade, outros minerais (Borggaard, 1988).

- simplicidade do método em relação a outros encontrados na bibliografia.
- especificidade do método, onde é colocado em solução os elementos existentes nos minerais amorfos e de baixa cristalinidade, importantes no estudo da cimentação.

A utilização de amostras naturais deve-se à possibilidade da existência dos amorfos em todas as frações granulométricas.

4.3.4 - Ensaio de pH

O potencial hidrogeniônico (pH) dos solos é de grande importância neste estudo, pois este é um fator que influencia fortemente na agregação das partículas e conseqüentemente na distribuição estrutural entre vazios e sólidos do solo.

O método utilizado foi o potenciométrico, cuja determinação do pH é quantitativa e mede somente a concentração efetiva ou ativa do hidrogênio. O aparelho empregado denomina-se potenciômetro; possui um eletrodo de vidro, cheio de solução de KCl 0,1 N e tendo um fio de platina em seu interior e, o outro eletrodo chamado de referência. O princípio do aparelho é baseado na concentração dos íons de hidrogênio na solução do solo, com a qual o eletrodo está em contato, criando um potencial através da membrana de vidro. Este potencial é medido contra o eletrodo de referência e o aparelho indica a concentração de hidrogênio na solução do solo, em valores de pH.

Na preparação, a amostra de solo é levada aos eletrodos na forma de pasta, usando como líquido água destilada, na proporção de 2:1. Todo este procedimento foi realizado no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UnB.

4.4 - Estudo Micromorfológico dos Solos

Neste trabalho a metodologia empregada para a caracterização das diversas relações de trama se baseia em estudos micromorfológicos, através da microscopia ótica (MO) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) a partir de lâminas delgadas (LD) de amostras de solo impregnadas com resina plástica.

4.4.1 - Confeção de Lâminas Delgadas

Após os ensaios oedométricos, iniciou-se o processo de impregnação das amostras ensaiadas e amostras naturais, que possuíam todas as medidas dos anéis oedométricos, ou seja, a altura de 25 mm e o diâmetro de 65 mm.

As amostras, em número de 12, foram impregnadas com resina plástica, cujas proporções dos materiais usados em solos porosos é de 1 (uma) porção de resina de poliéster + 1/2 (meia) porção de monômero de estireno. O objetivo da impregnação é o de manter a estrutura original e dar resistência ao material, possibilitando o corte para a confecção de lâminas delgadas.

Neste sentido, foi produzida uma caixa de impregnação inédita com 25x90x90 cm (Figura 4.1), em processo de patenteamento, com desenho adequado para receber cerca de 50 amostras dispostas em recipientes de alumínio (525 mL) (Figura 4.2) e que permite a aplicação de vácuo (até 15 centibares) com o propósito de aumentar a eficiência da impregnação com retirada das bolhas de ar, sem que haja a destruição da estrutura deste tipo de solo.

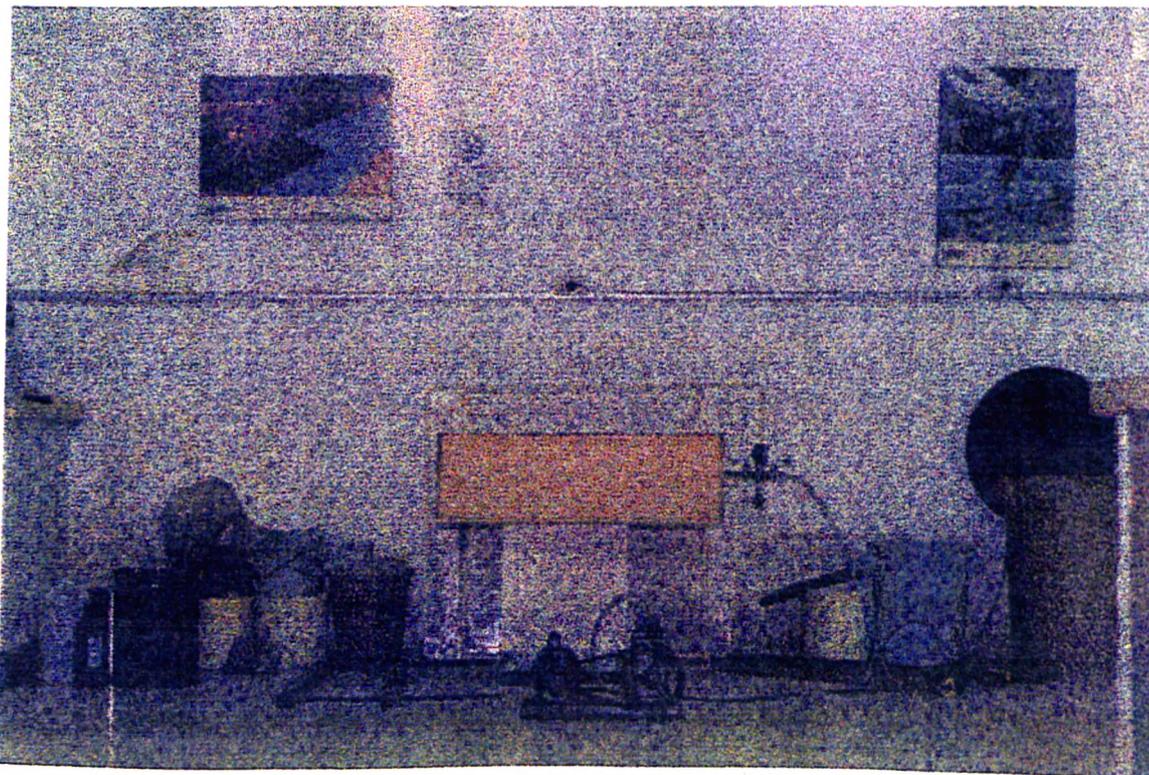


Figura 4.1 - Caixa para impregnação de amostras de solos

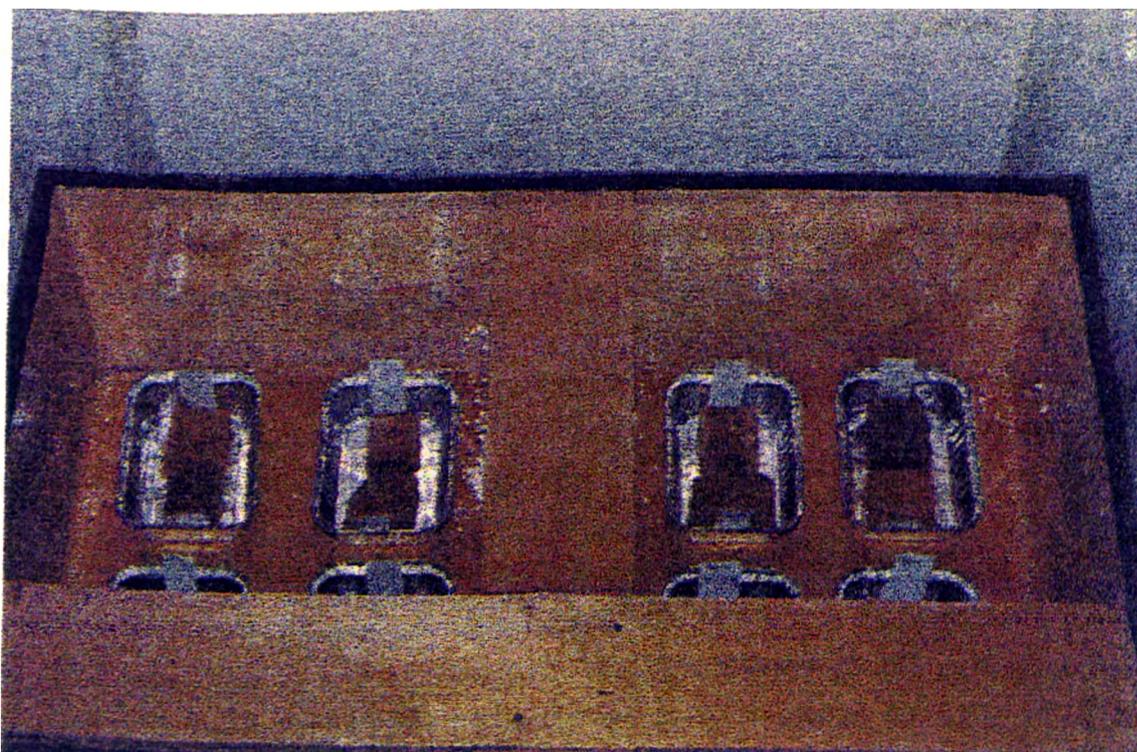


Figura 4.2 - Amostras de solo em recipientes de alumínio durante o processo de impregnação

O processo de impregnação foi bastante lento para que a estrutura não fosse alterada. A cada dia adicionou-se por duas vezes 25 mL de resina plástica em vácuo constante durante sete dias.

Após a impregnação as amostras foram levadas a estufa por um dia com temperatura máxima em 50°C para a secagem final. Daí, dirigidas ao Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências - UnB, cortadas, polidas e coladas em lâminas de vidro (1x25x45 mm), que sofreram o desbaste e polimento até atingir espessura em torno do 30 fim, suficientemente fina para que a luz possa atravessá-la.

Essa mesma metodologia, originada na França, é utilizada em laboratórios de vários centros de pesquisa brasileiros, como por exemplo USP, UFRGS, UFBA, SNLCS-EMBRAPA, porém este trabalho introduz como inovação a caixa de impregnação que acelera bastante o processo devido suas dimensões.

4.4.2 - Microscopia Ótica

A descrição micromorfológica foi realizada em microscópio polarizador ótico de luz transmitida, também conhecido como microscópio petrográfico, que permite a obtenção de características morfológicas, morfométricas e óticas de feições pedológicas e mineralógicas.

O microscópio de polarização foi construído originalmente para o exame petrográfico de seções delgadas de rochas, mas em anos recentes assumiu importância crescente em diversos campos.

O microscópio de polarização difere de um microscópio composto comum por possuir uma platina circular graduada e giratória, que serve de base para a lâmina delgada; um dispositivo de polarização situado abaixo da platina, denominado polarizador, e outro semelhante colocado acima da objetiva, de nome analisador. Pode-se referir ao polarizador e ao analisador simplesmente como *polars* superior e inferior, sendo fabricados de prismas de calcita ótica transparente, cortados e cimentados novamente, ou ainda de discos de polaróide. Os prismas de polarização de calcita chamam-se comumente prismas de Nicol, mas os prismas usados na maioria dos microscópios de polarização modernos diferem radicalmente, no desenho dos prismas construídos por Nicol. Cada polarizador ou analisador transmite ondas de luz que vibram somente em uma direção e, para a maioria das finalidades, o polarizador e o analisador estão orientados de tal forma que seus planos de vibração são perpendiculares entre si, e paralelos aos fios do retículo da ocular do microscópio. Quando o polarizador e o analisador estão cruzados, nenhuma luz se transmite pelo microscópio.

A partir desses princípios físicos, quando a luz polarizada atinge ao material que se encontra na lâmina delgada, esta é refratada com ângulos diferentes para cada material cristalino, e com isso ao chegar aos olhos do observador apresentam cores e tonalidades diferentes correspondentes aos ângulos refratados, nos permitindo identifica-los e classifica-los.

Além disso, podem ser usados alguns outros acessórios para produzirem vários efeitos sobre a luz transmitida e que servem principalmente para a produção de diferenças em recursos sob condições controladas.

A microscopia ótica, é raramente usada em estudos de mecânica dos solos com propósitos geotécnicos. Porém, talvez seja entre todos os métodos microscópicos aplicados aos solos, o que melhor define as relações estruturais entre as tramas parciais, onde o poder de resolução prático está em torno $200 \mu\text{m}$.

O microscópio utilizado neste estudo foi o Grande Microscópio de Florescência da ZEISS, pertencente ao Laboratório de Microscopia do Instituto de Geologia da UnB.

4.4.3 - Microscopia Eletrônica de Varredura

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) é o método que na prática mais vem sendo utilizado para o estudo da micromorfologia de solos colapsíveis em todo o mundo.

No microscópio eletrônico de varredura, um feixe de elétrons acelerado por um campo elétrico é dirigido através de vácuo próximo à 10^{-4} torr, para a superfície da amostra em observação. Esse feixe de elétrons, ao se chocar com a superfície da amostra, é distribuído irregularmente, onde os elétrons que penetram a uma pequena profundidade da superfície sejam defletidos de volta a superfície da amostra com energia suficiente para escaparem dela. Certa parte destes elétrons são recebidos por um coletor e transformados em energia luminosa por um cintilador. A luz proveniente do cintilador é levada a um fotomultiplicador e um amplificador de vídeo que transforma esta energia luminosa em energia elétrica. Finalmente, o tubo de raios catódicos reproduz a imagem da área observada da amostra, em função da varredura do feixe de elétrons na superfície da mesma.

De modo diferente ao realizado em vários estudos em MEV para solos colapsíveis, neste trabalho não foi utilizado torrões milimétricos de solo, mas sim as mesmas lâminas delgadas da microscopia ótica que sofreram um tratamento de metalização com carbono antes da observação, para evitar o carregamento eletrostático, bem como proporcionar uma boa condução do feixe de elétrons por toda superfície da amostra e possibilitando a obtenção de boa qualidade das fotografias e da análise.

Além das imagens de elétrons secundários, pode-se obter imagens de elétrons retroespalhados, onde é realçado variações composicionais devido às diferenças na densidade atômica onde os elementos de maior densidade apresentam maior brilho.

A microscopia eletrônica de varredura foi utilizada simplesmente para solucionar dúvidas deixadas pela microscopia ótica, devido principalmente a grande vantagem do microscópio eletrônico de varredura em possuir mais alto poder de resolução.

Para o presente trabalho foi utilizado microscópio eletrônico de varredura JSM 840A, fabricado pela JEOL e pertencente ao Instituto de Biologia da UnB.

5 - ORIGEM DOS SOLOS ESTUDADOS

O presente capítulo assume um ponto de vista geológico dos solos, entendendo-os como materiais produzidos na superfície continental através da interação da litosfera, hidrosfera, biosfera e atmosfera. Esta visão tem como meta a origem e evolução destes materiais, baseados, aqui, em dados recolhidos em campo, durante o 2º semestre de 1993.

5.1 - Solos da Topossequência de Águas Claras

Esta topossequência possui extensão de 6,5 Km e direção aproximada W-E, entre Taguatinga e o Córrego Vicente Pires, na região de Águas Claras (Figura 5.1), por onde estão desenvolvidos cortes do Metrô de Brasília e galerias de águas pluviais de profundidades de 5 a 15 metros.

Martins *et al* (1994) resumem dados obtidos em estudos de campo, assumindo um modelo genético dos solos para a região, dividindo-a em 5 séries, que representam compartimentos com perfis característicos (Figura 5.2). Estas séries são marcadas por um truncamento brusco pela linha de pedras, que separa duas histórias bem distintas de evolução dos perfis e limita os horizontes mais superficiais de uma grande complexidade e variação dos produtos intempéricos ao longo da topossequência estudada. Neste trabalho, a discussão é sobre os materiais abaixo da linha de pedras. Dentre os vários solos estudados foram selecionados três tipos diferenciados quanto a origem e gênese para o estudo de colapsividade, sendo dois de origem residual e um *mudflow*.

Romão (1995) apresenta o mapeamento geotécnico da região de Águas Claras em uma escala de 1:50.000, cujos resultados são importantes na confecção deste capítulo.

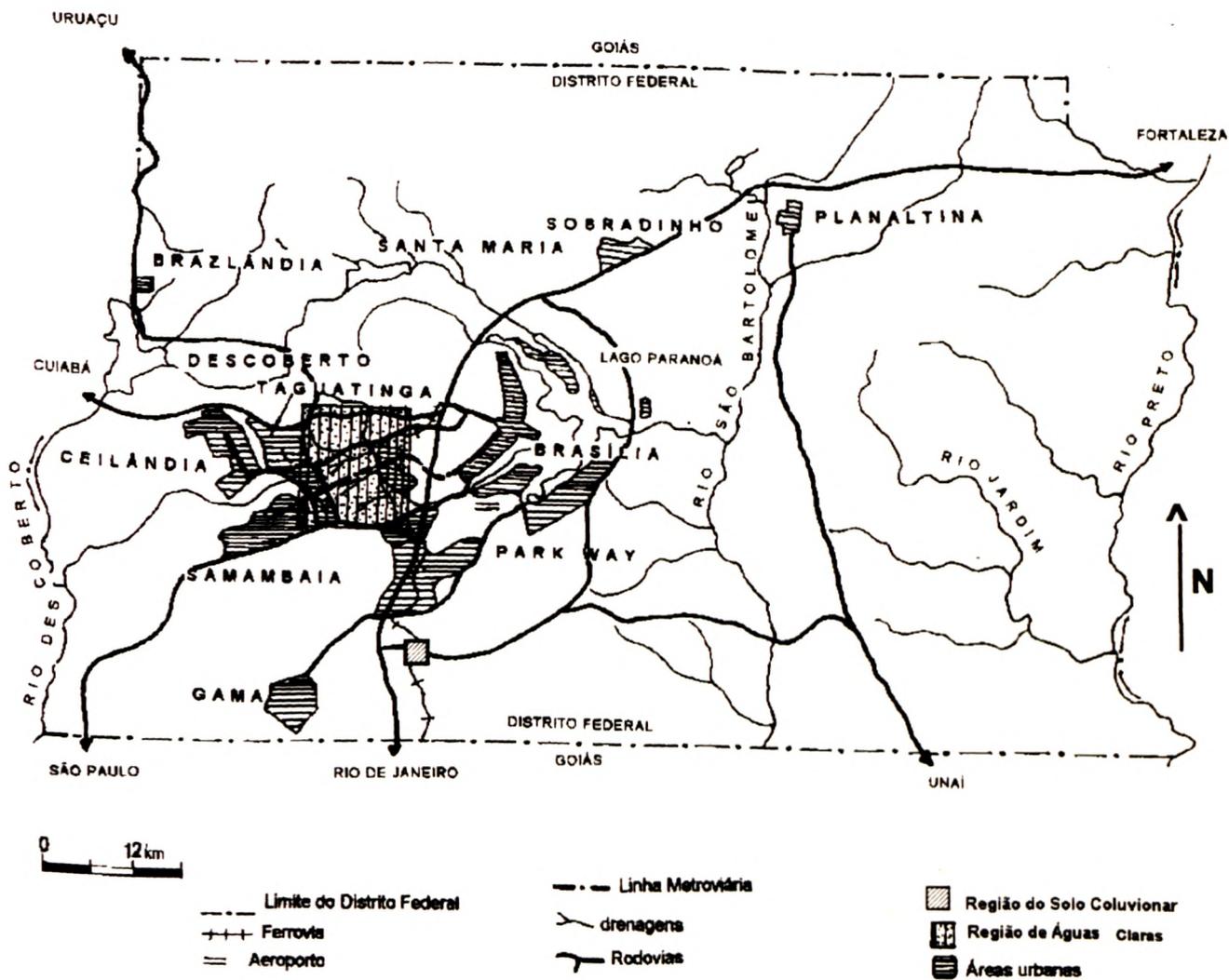


Figura 5.1 - Localização e acesso às áreas de estudo - regiões de Águas Claras e do solo coluvionar (modificado - Romão, 1995)

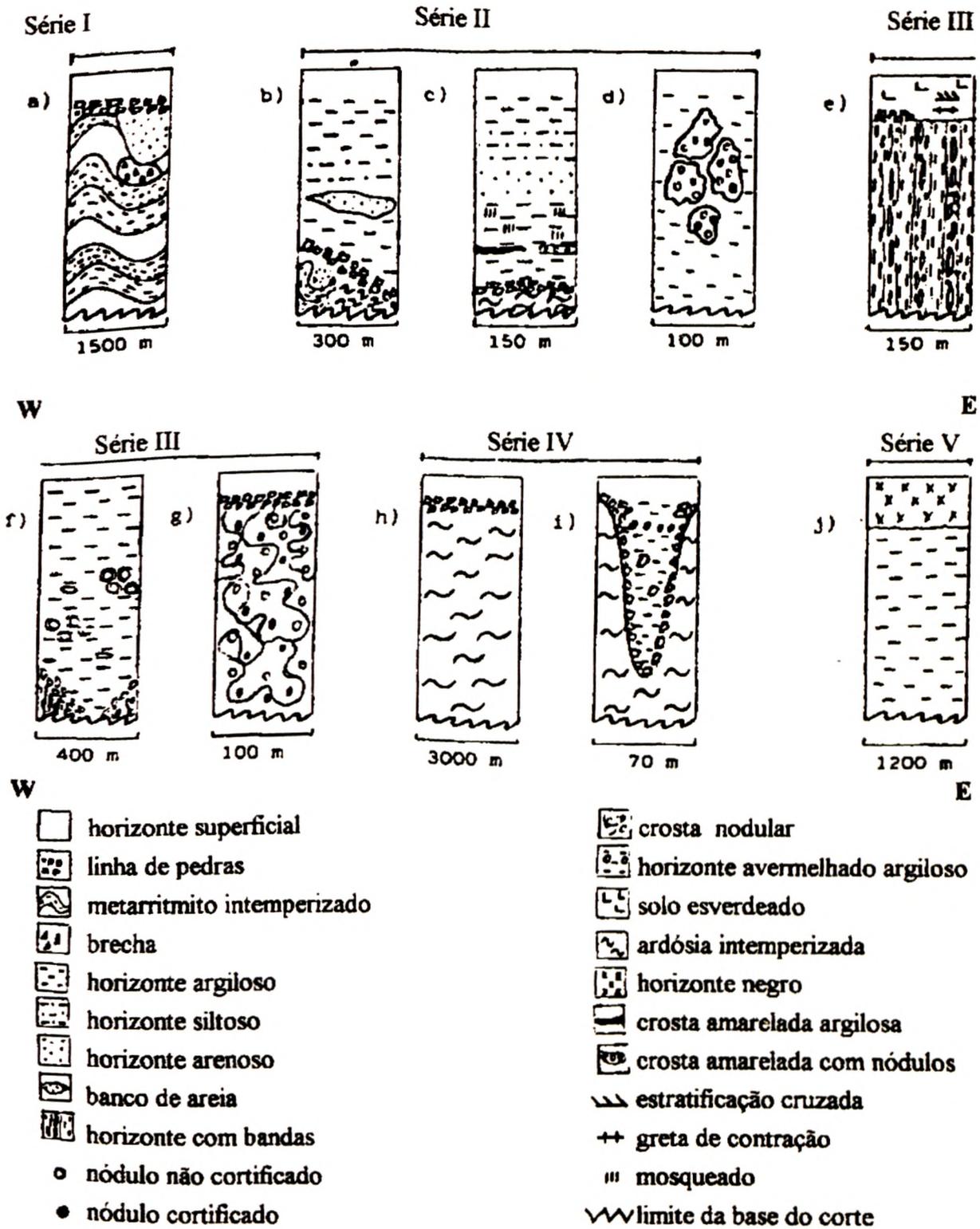


Figura 5.2 - Perfis de intemperismo típicos da toposseqüência de Águas Claras
(apud Martins *et al*, 1994)

5.1.1 - Solos Residuais

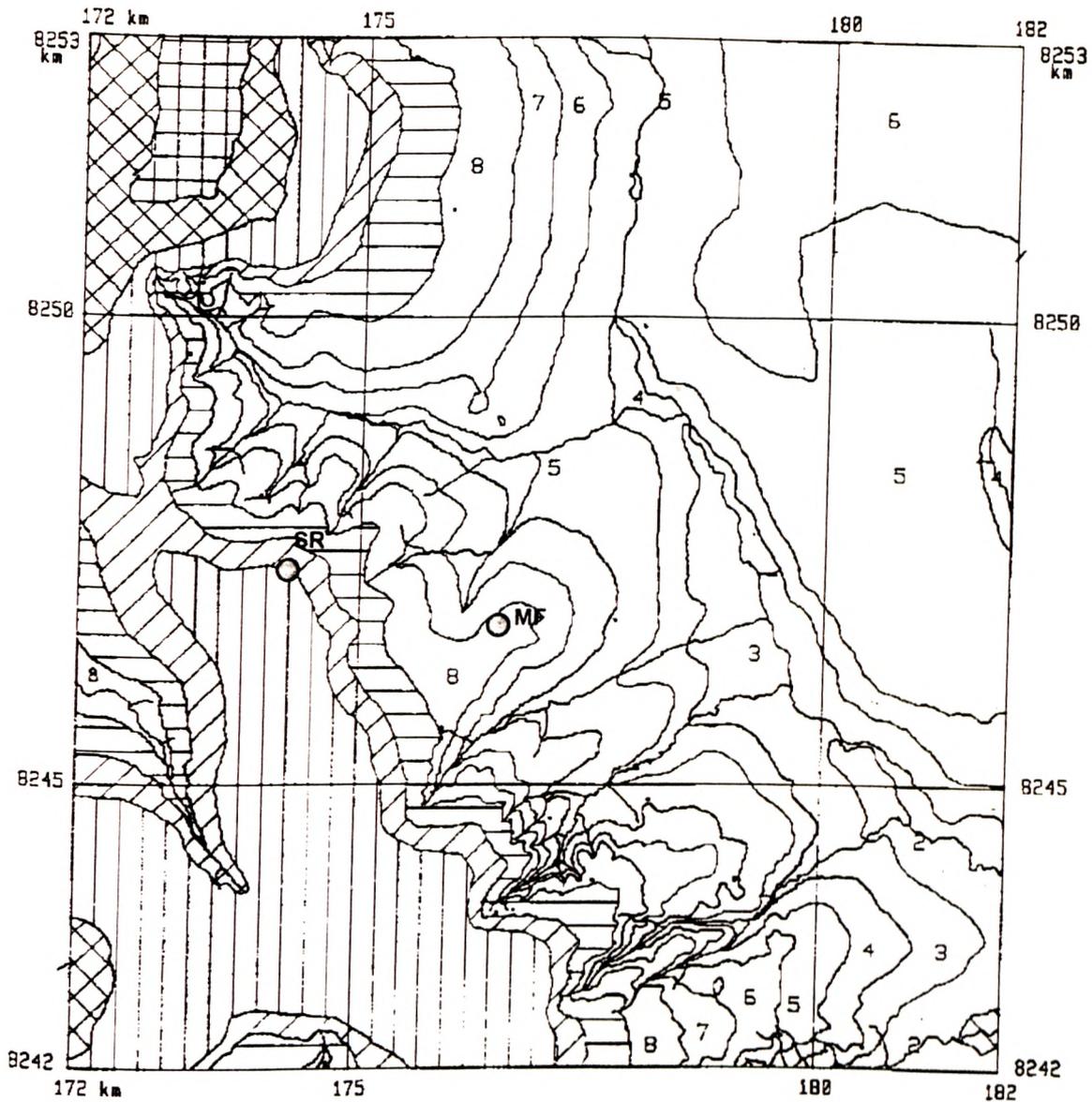
São solos que se desenvolveram sobre os metarritmitos dobrados da unidade B do grupo Paranoá, na série I da toposseqüência (Martins *et al*, 1994). Nesta área, os metarritmitos (Figuras 5.3, 5.4 e 5.5) apresentam alternâncias centimétricas a métricas de material arenoso, siltoso e argiloso. São representados por perfis dominados por solos saprolíticos nos anticlinais, formados por intemperismo diferencial dos níveis com composição e granulometrias distintas do metarritmito, e por solos residuais lateríticos nos sinclinais das dobras, gerados por uma drenagem mais eficiente e uma maior acepção de águas que nos anticlinais.

O intemperismo diferencial é um processo de decomposição e desintegração diferenciados nos metarritmitos devido as composições e resistências variadas, e tipicamente de clima tropical semi-úmido.

A terminologia empregada para classificar solos residuais deste trabalho, baseia-se na proposta terminológica para descrição de perfis de intemperismo de Pastore (1995).

Nos anticlinais das dobras dos metarritmitos na série I, ocorre um predomínio de bancos quartzíticos, ou seja, a composição mineralógica traduz uma maior preservação do material original, resultando em solos saprolíticos, onde inclusive apresentam estruturas primárias bem preservadas como a foliação e estratificações (Figura 5.6). Nos sinclinais, ocorre um predomínio de materiais argiloso e siltoso que são mais propensos à alteração mineralógica, resultando em solos residuais lateríticos cujas estruturas primárias não são mais distingüidas à olho-nu (Figura 5.6).

Estes solos são representados dentro da classificação morfo-genética como sendo os horizontes B latossólico (solo residual laterítico) e C (solo saprolítico) do Latossolo Vermelho-Escuro.



Legenda:

- | | | |
|---|---|--|
|  Cotas de 1015 à 1020 m. |  Cotas de 1140 à 1150 m. |  SR - Solos Residuais |
|  Cotas de 1020 à 1040 m. |  Cotas de 1150 à 1180 m. |  MF - Mud Flow |
|  Cotas de 1040 à 1060 m. |  Cotas de 1180 à 1200 m. | |
|  Cotas de 1060 à 1080 m. |  Cotas de 1200 à 1220 m. | |
|  Cotas de 1080 à 1100 m. |  Cotas de 1220 à 1240 m. | |
|  Cotas de 1100 à 1120 m. |  Cotas de 1240 à 1249 m. | |
|  Cotas de 1120 à 1140 m. |  drenagens | |



Figura 5.3 - Carta hipsométrica de Aguas Claras e localização dos solos amostrados (modificado - Romão, 1995)

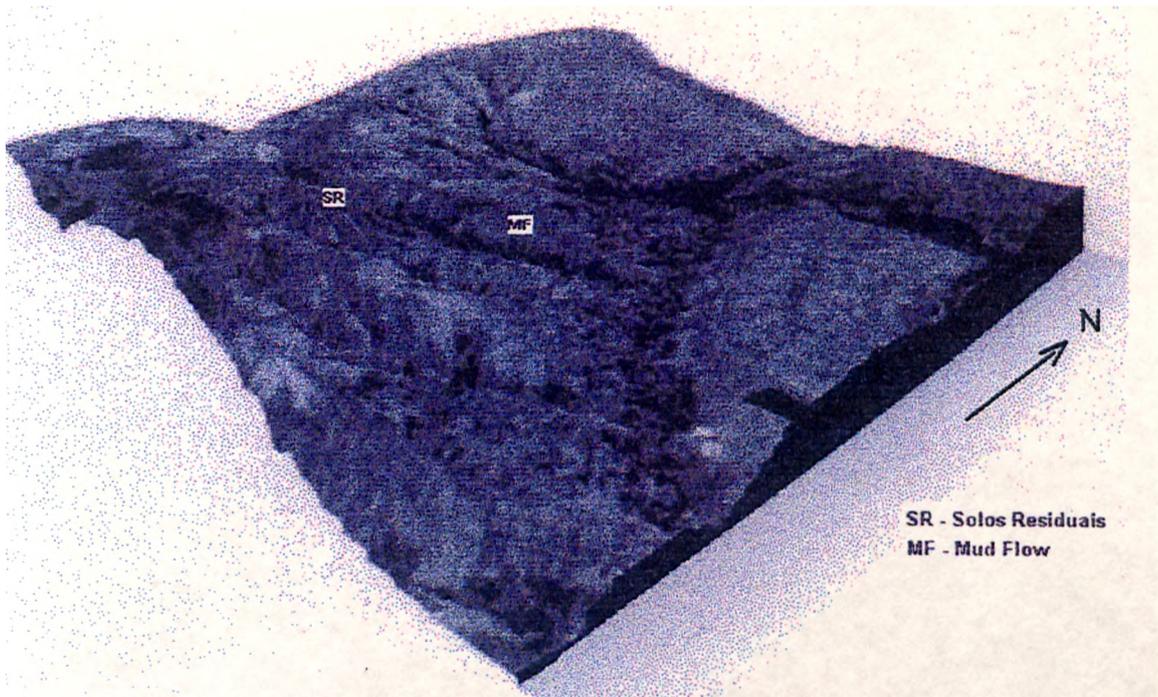


Figura 5.4 - Foto da imagem sintética da região de Águas Claras e localização topográfica dos solos amostrados. O observador situa-se à sudeste da área (modificado - Romão, 1995)



Figura 5.5 - Foto da vista geral dos solos residuais da toposseqüência de Águas Claras (Talude sul do metrô). As porções esbranquiçadas representam o solo saprolítico.

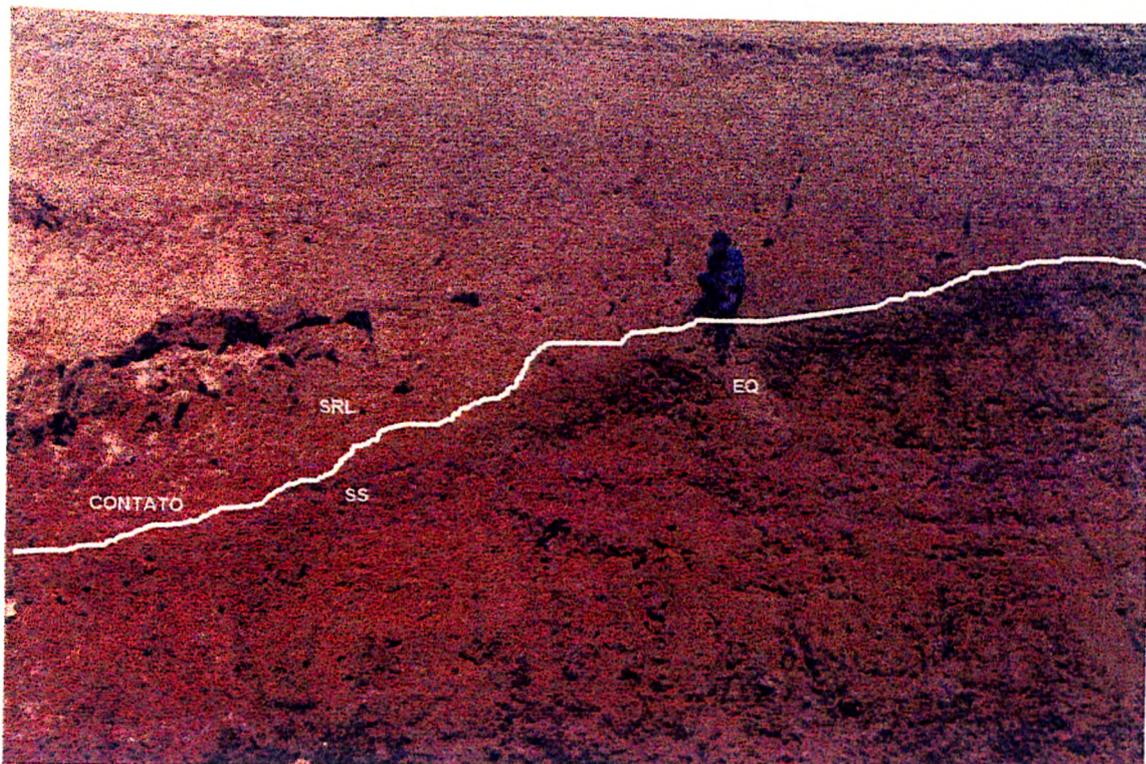


Figura 5.6 - Contato entre os solos residual laterítico (SRL) e saprolítico (SS) em Águas Claras. Notar a preservação de estratos quartzíticos (EQ).

Em termos geomorfológicos, a série I está localizada na área de dissecação intermediária da Depressão do Paranoá, bastante próxima a borda da Chapada da Contagem, onde as cotas variam de 1140 a 1200 metros de altitude, e declividade inferior a 8%. Romão (1995) apresenta a curva hipsográfica (Figura 5.7) de Águas Claras, onde as áreas em cotas próximas a 1.190 m e 1.090 m estão acima do nível de base local mostrando que a maior parte dos solos pertencentes à série I, incluindo os coletados, sofrem atualmente o processo de denudação. Outro fator que deve ser salientado é a pequena espessura do perfil de intemperismo acima do saprólito.

Devido a todas estas características, associadas ao intemperismo diferencial ocorrido sob os metarritmitos, verifica-se que os solos selecionados nesta série são muito provavelmente atuais, já que os três períodos anteriores, ocorridos no final do Pleistoceno e durante o Holoceno são caracterizados como semi-árido e tiveram duração superior a 45.000 anos, praticamente eliminando uma gênese para estes solos associada ao 3º Pluvial (Sangamon) (Vide Figura 3.4).

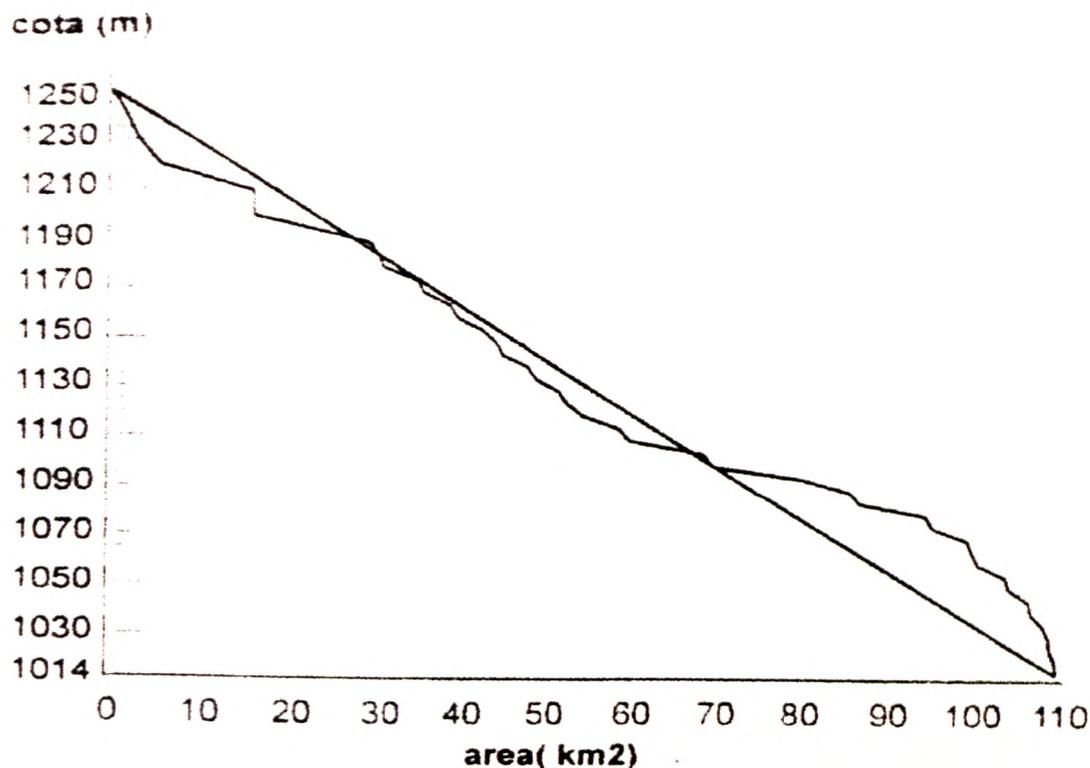


Figura 5.7 - Curva Hipsográfica da região de Águas Claras (apud Romão, 1995)

5-1.2 - *Mud Flow* (Corrida-de-Lama)

Segundo Mendes (1984), trata-se de um solo que possui o mesmo nome do Processo gravitacional subaéreo que o origina. Este é caracterizado por Movimentos gravitacionais de dispersões muito concentradas de partículas argilosas em fluido e em curta duração de tempo. Nestas dispersões concentradas, a força é amplamente exercida pelas próprias partículas e o fluido funciona apenas como um lubrificante entre o material sólido. É um fenômeno típico das regiões de clima árido e semi-árido, onde o transporte e a deposição do solo ocorrem em curtos períodos chuvosos, porém com grande intensidade.

Na topossequência de Águas Claras existem solos do tipo *mud flow* nas séries III e IV, contudo em nossos estudos foi selecionado apenas o da série III (figura 5.3 e 5.4). Neste existem características típicas que comprovam sua origem:

- i) o solo apresenta composição praticamente argilosa, servindo de matriz para Pequenos seixos, que variam de 0,5 a 4 cm, o que demonstra um mal selecionamento (heterogeneidade dimensional). Estes seixos são geralmente angulosos a sub-angulosos, significando um transporte rápido e de pequenas extensões (Figura 5.8).

- ii) o perfil completo é bastante homogêneo, sem identificação de estruturas primárias de transporte (descaracterizando ambiente fluvial), a não ser em um ponto próximo ao topo do perfil, são encontrados pequenas estratificações cruzadas sub-horizontais de material grosseiro e argiloso, indicando posicionar-se na fácies distal (Figura 5.9 e 5.10).
- iii) a presença de gretas de contração preservadas em diferentes níveis entre as estratificações cruzadas, demonstra que houve uma sucessão de frentes de corridas-de-lama (Figura 5.11).
- iv) o contato entre o *mud flow* e o substrato é brusco e apresenta baixa declividade, que é típico neste modelo (Figura 5.12).

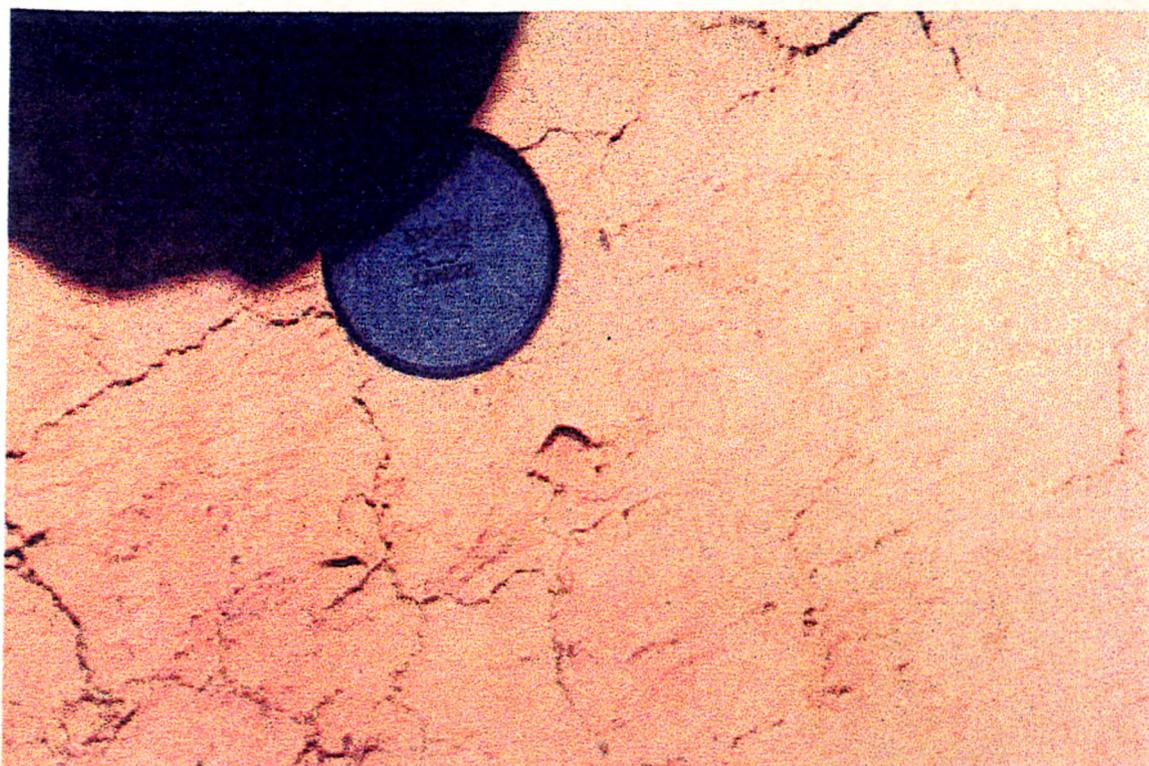


Figura 5.8 - Foto de um seixo anguloso em matriz argilosa do *mud flow*.

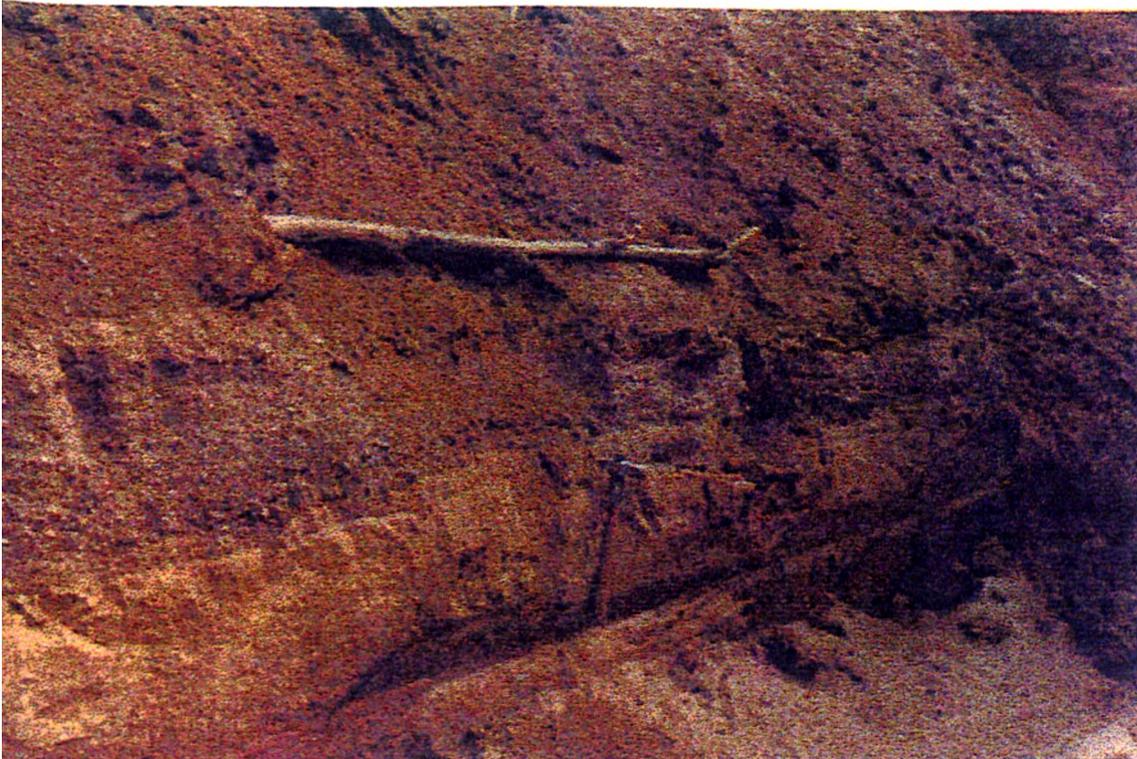


Figura 5.9 - Foto da pequena porção com estratificações cruzadas do *mud flow*.

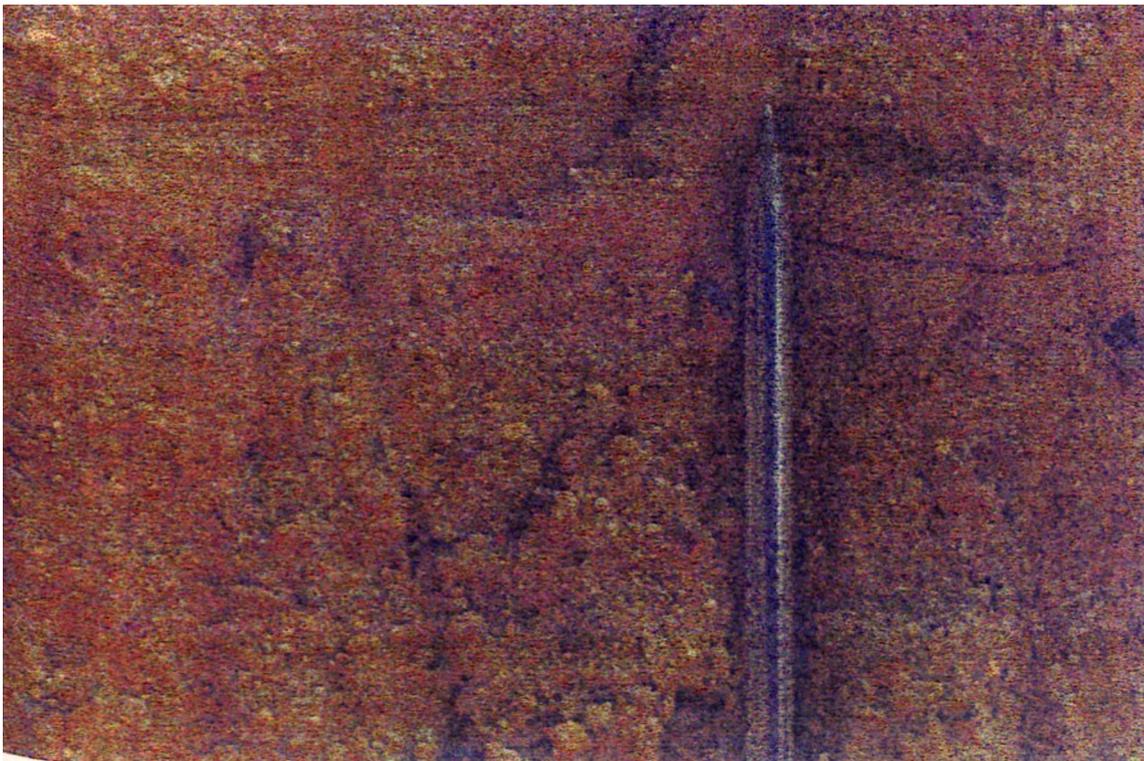


Figura 5.10 - Detalhe das estratificações cruzadas formadas por material grosseiro e argiloso no *mud flow*.



Figura 5.11 - Greta de contração preservada entre estratificações cruzadas do *mud flow*.

Os seixos encontrados no interior do *mud flow*, possuem duas origens distintas. Um tipo de seixo possui a mesma composição da matriz, isto é, significam fechas intraformacionais. O outro é formado por fragmentos de lateritos provindos do substrato (Figura 5.8).

Martins *et al* (1994) descrevem o substrato referente ao *mud flow* como perfis lateríticos (Figura 5.13) mostrando nódulos estriados (Figura 5.14) e morfologias em bandas verticais de composições distintas (Figura 5.15), cuja origem é controversa. Estes podem representar cataclasitos contemporâneos à ocorrência de basculamentos pliocênicos que geraram a Depressão do Paranoá. Pode-se constatar nestes perfis lateríticos bandados que as falhas possuíam direção geral aproximadamente NS, mostrando ser uma reativação de linhas de fraqueza pré-cambrianas. Com isso o material detrítico, movimentado em direção às calhas de drenagem e aplainado por erosão lateral durante o pliopleistoceno, deu origem a um extenso pediplano embutido, com inclinação geral para leste em direção ao vale do Rio Paranoá.

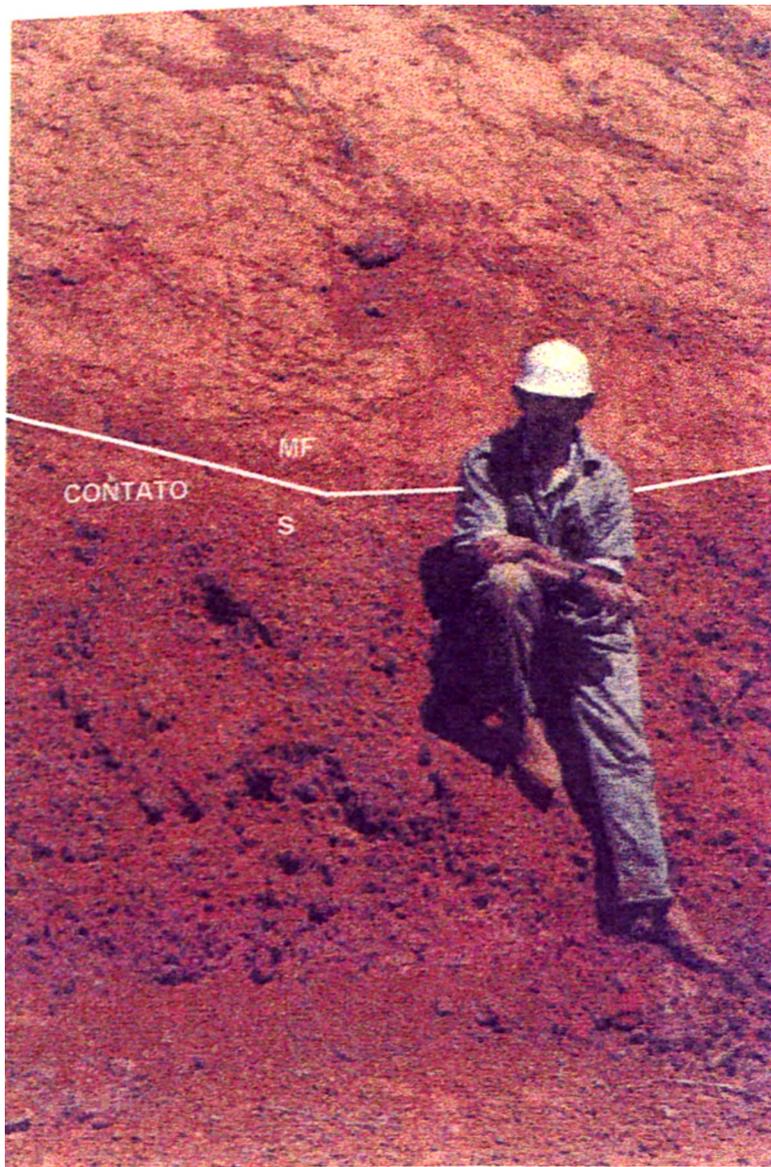


Figura 5.12 - Contato entre o *mud flow* (MF) e o substrato (S)

Segundo Novaes Pinto (1986), durante todo o Pleistoceno, esse pediplano sofreu retrabalhamento. Localmente, vales foram preenchidos por material proveniente de antigos perfis de intemperismo, e muito possivelmente estes *mud flows* das séries III e IV possuem origem associada a este processo. Tal fato, provavelmente ocorreu no período Altitermal (Holoceno), ou ainda em um dos dois últimos períodos pleistocênicos (terminal do Pleistoceno, Interpluvial), que foram fases com climas árido e semi-árido (Vide Figura 3.4)

Este solo representa o horizonte B latossólico do Latossolo Vermelho-Amarelo.



Figura 5.13 - Substrato (perfil laterítico) do *mud flow*.

- Solo Coluvionar

Este constitui o único solo estudado não coletado na região de Águas Claras (figura 5.16). Ele é encontrado na porção sudoeste do Distrito Federal, a cerca de 9 Quilômetros a leste do Gama, nos taludes da ferrovia da R.F.F.S.A., junto ao seu entroncamento com a rodovia BR-251 (Figura 5.1).



Figura 5.14 - Nódulos estriados sub-verticalmente no substrato do *mud flow*.

O solo coluvionar é formado por material transportado de um lugar para outro, principalmente por efeito da gravidade. Os processos gravitacionais subáereos de transporte e de deposição de sedimentos, segundo Suguio (1980), Podem assumir as seguintes formas: a) quedas de rochas ou avalanchas, b) deslizamentos ou escorregamentos e c) corridas-de-lama ou de areia. A diferença entre estes processos envolvem principalmente o aumento gradual no conteúdo de água durante o transporte e a diminuição da declividade da encosta, na seqüência descrita acima.

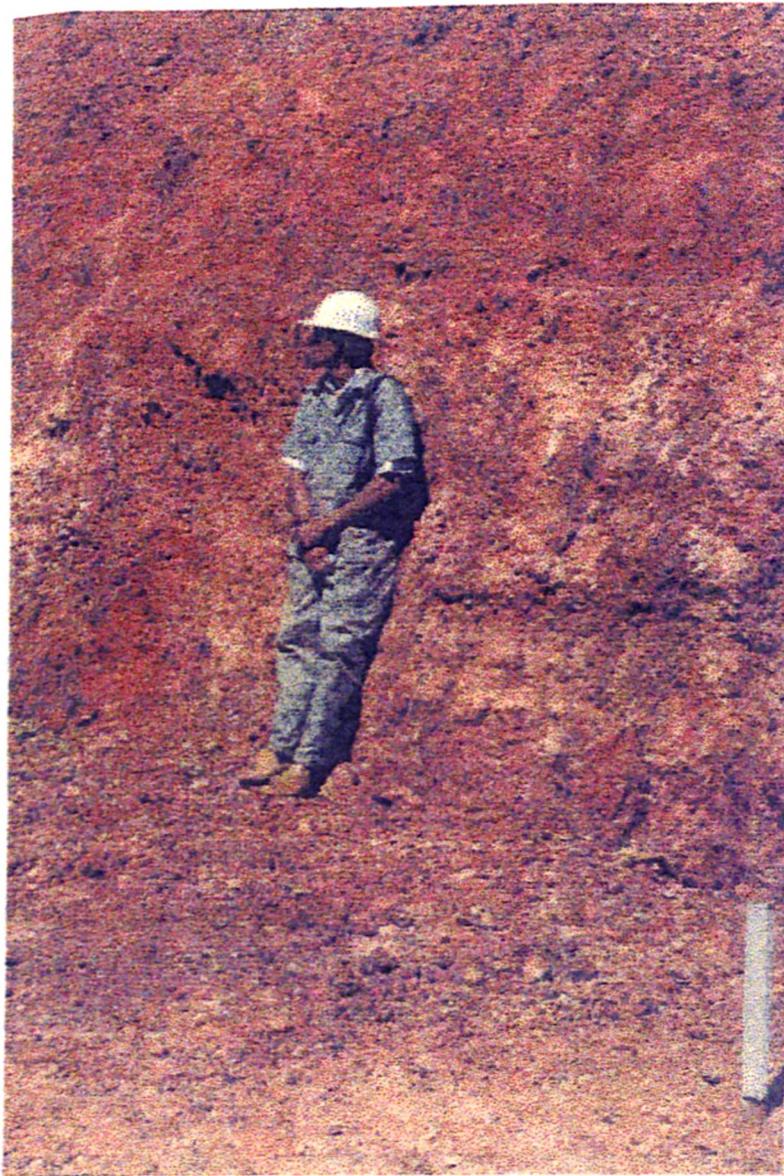


Figura 5.15 - Bandamento vertical de distintas composições do perfil laterítico do substrato do *mud flow*.

O solo estudado parece possuir características mais próximas as condições de deslizamentos ou escorregamentos:

- i) a "linha de pedras" (*stone-line*) não contínua (Figura 5.17) é estreita (centimétrica), formada por fragmentos de rocha (quartzitos, quartzitos teterizados e ardósias) geralmente de tamanhos centimétricos a decimétricos, e fragmentos de quartzo hialino e leitoso subédricos e que certamente possuem sua origem em "veios de quartzo" que cortam o substrato (saprólito do quartzito). Todos estes fragmentos são angulosos, demonstrando transporte em pequena extensão (Figura 5.18, 5.19 e 5.20).



Figura 5.16 - Foto da vista parcial do solo coiuviônico

- ii) o contato entre o solo e o saprólito do quartzito, que é realizado por essa linha de pedras não contínua (Figura 5.21) apresenta-se com superfície bastante irregular e declividade variada, não sendo característica típica de corridas-de-lama (*mud flow*).
- iii) o solo depositado apresenta pequenas estratificações sub-horizontais logo sob o contato, que demonstra fluxo pelo menos nesta fase inicial de deposição. Também pode-se verificar que o selecionamento do material ocorre de maneira sub-horizonta, onde existem porções mais arenosas e outras mais argilosas. Deve-se também salientar a ausência de seixos ou matações no interior do solo. Todas estas características não são comuns em avalanchas.

Em termos geomorfológicos, este solo coiuviônico foi depositado no interior da Chapada da Contagem, em cotas médias de 1200 metros. Este caso, representa uma anormalidade nos etchiplanos da região; porém essa deposição pode ser explicada devido a um basculamento nesta porção, gerando esta pequena bacia no interior da chapada, com um raio em torno de 250 metros, provavelmente na última fase de reativação tectônica que ocorreu no Plioceno. A partir daí inicia-se no Pleistoceno uma fase de período semi-árido frio que possivelmente pode ser representado pela linha de pedras. Posteriormente ocorre a deposição deste solo, e essa pequena bacia juntamente com o etchiplano foram remodelados em condições

ambientais pleistocênicas. Não foi possível determinar sob o talude a profundidade máxima do depósito, porém ela não deve ser inferior a 15 metros.



Figura 5.17 - Linha de pedras bastante estreita no solo coiuviolar



Figura 5.18 - Fragmento anguloso de ardósia no interior da linha de pedras do solo coiuviolar

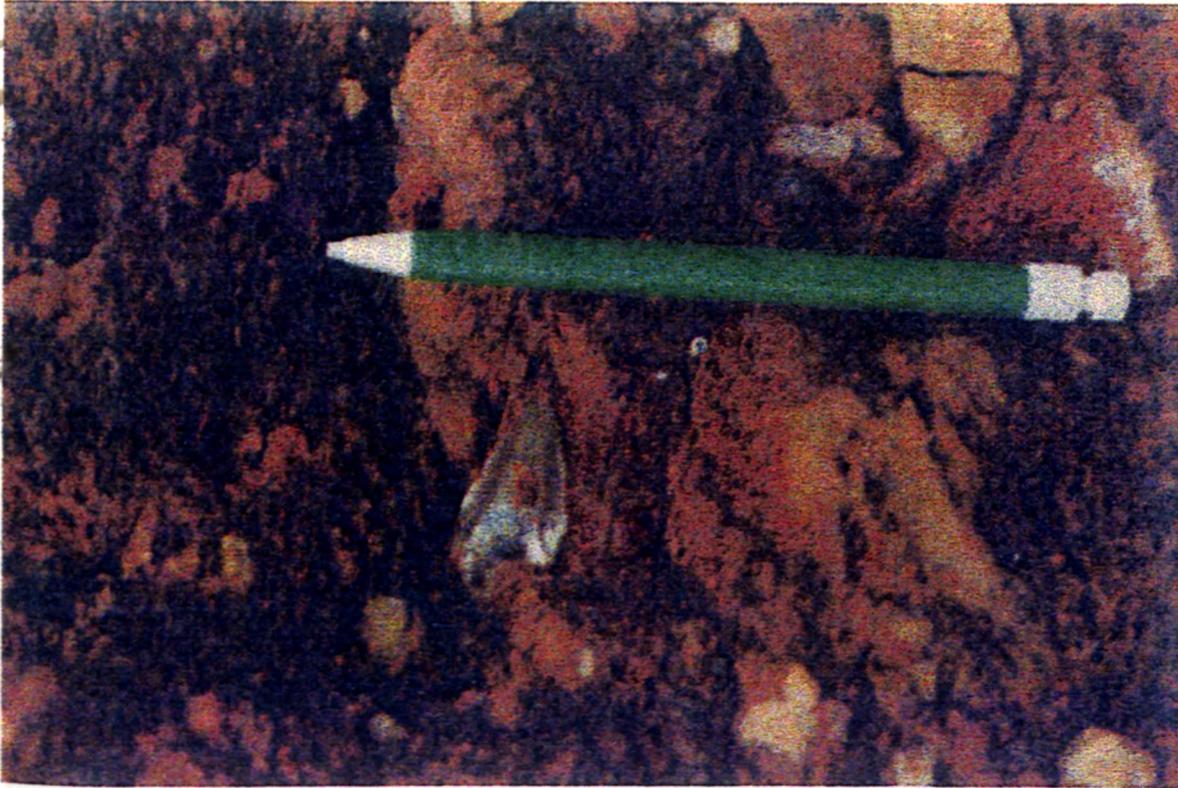


Figura 5.19 - Fragmento de quartzo hialino subédrico no interior da linha de pedras do solo coiuviolar

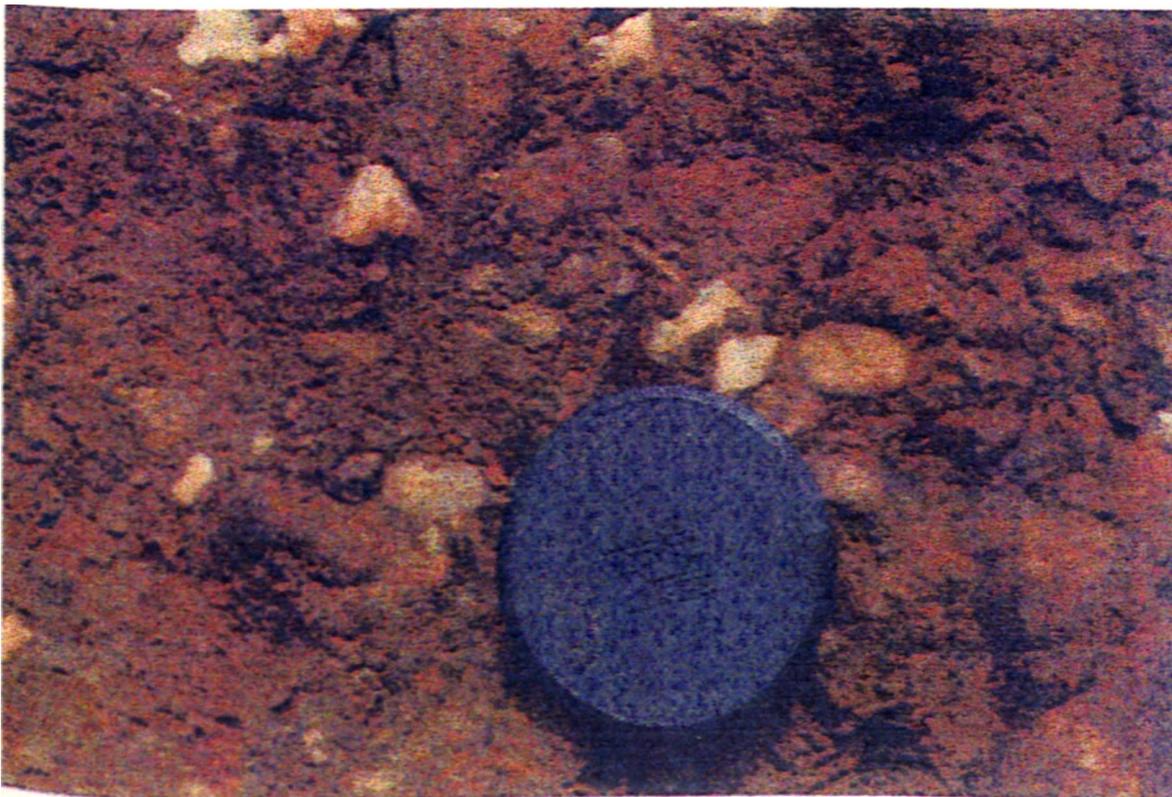


Figura 5.20 - Fragmentos de quartzo leitoso na linha de pedras do solo coiuviolar

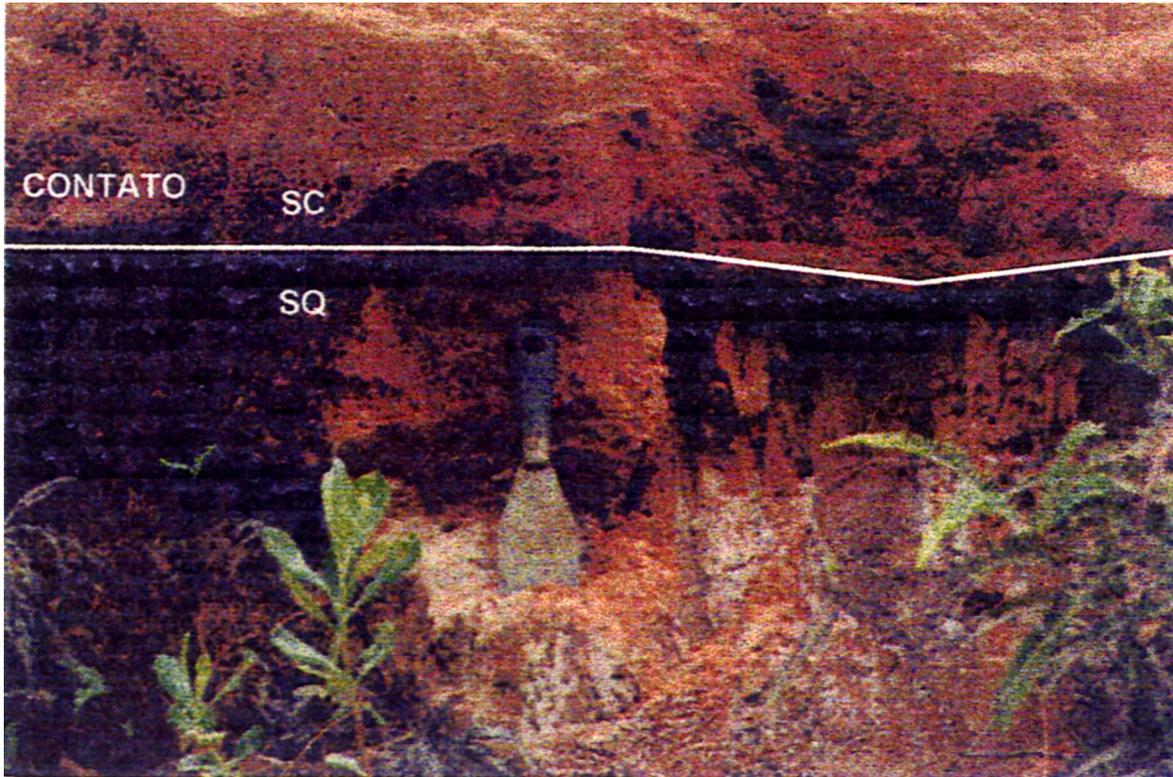


Figura 5.21 - Contato entre o solo coiuivonar (SC) e o substrato rochoso, representado pelo saprólito de quartzito (SQ). Observar a inexistência da linha de pedras neste ponto.

Uma característica importante neste solo e facilmente observável a olho nu, é a grande influência das bioturbações na porosidade e boa drenagem. A origem deste processo parece ser em vários organismos diferentes e inclusive em diferentes épocas devido aos seus "entrelaçamentos" e preenchimentos.

Em relação a classificação morfo-genética. este solo representa o horizonte **B** latossólico do Latossolo Vermelho-Escuro.

6 - APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS PARÂMETROS FÍSICOS, QUÍMICOS E MINERALÓGICOS DOS SOLOS

Este capítulo apresenta e analisa os resultados obtidos em laboratórios (Laboratório de Solos da Geotecnia, Laboratório de Geoquímica e Laboratório de Difractometria de Raios-x), cujas características aferidas são de caráter físico, químico e mineralógico.

6.1 - Caracterização Física

De acordo com o objetivo do trabalho e sendo os solos de Brasília de características particulares e ainda pouco conhecidos geotecnicamente, optou-se pela realização dos ensaios laboratoriais apresentados no capítulo 4 (metodologias aplicadas) para a determinação de suas propriedades físicas.

Deve ser salientado que com a construção do metrô de Brasília, deu-se início na Universidade de Brasília, principalmente no Departamento de Engenharia Civil, a execução de uma série de ensaios indo de caracterização física a ensaios especiais, os quais vieram ampliar o conhecimento geotécnico dos solos da região.

As propriedades físicas e as curvas granulométricas destes solos encontram-se resumidas, respectivamente na Tabela 6.1 e Figura 6.1.

Tabela 6.1 - Propriedades Físicas dos Solos Naturais Estudados

Propriedades Físicas Solos	Granulometria			Wo (%)	γ_n (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	G	e	n	S _r (%)	Profund. (m)
	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)								
Mud Flow	62	8	30	33,6	11,57	8,73	2,63	1,969	0,66	44,9	3
Solo Residual Laterítico	43	17	40	15,2	12,45	9,91	2,61	1,387	0,58	28,8	3
Solo Saprolítico	25	15	60	23,1	16,18	13,14	2,69	1,008	0,50	61,5	4
Solo Coluvionar	49	6	45	19,1	17,16	14,42	2,63	0,789	0,44	63,6	9

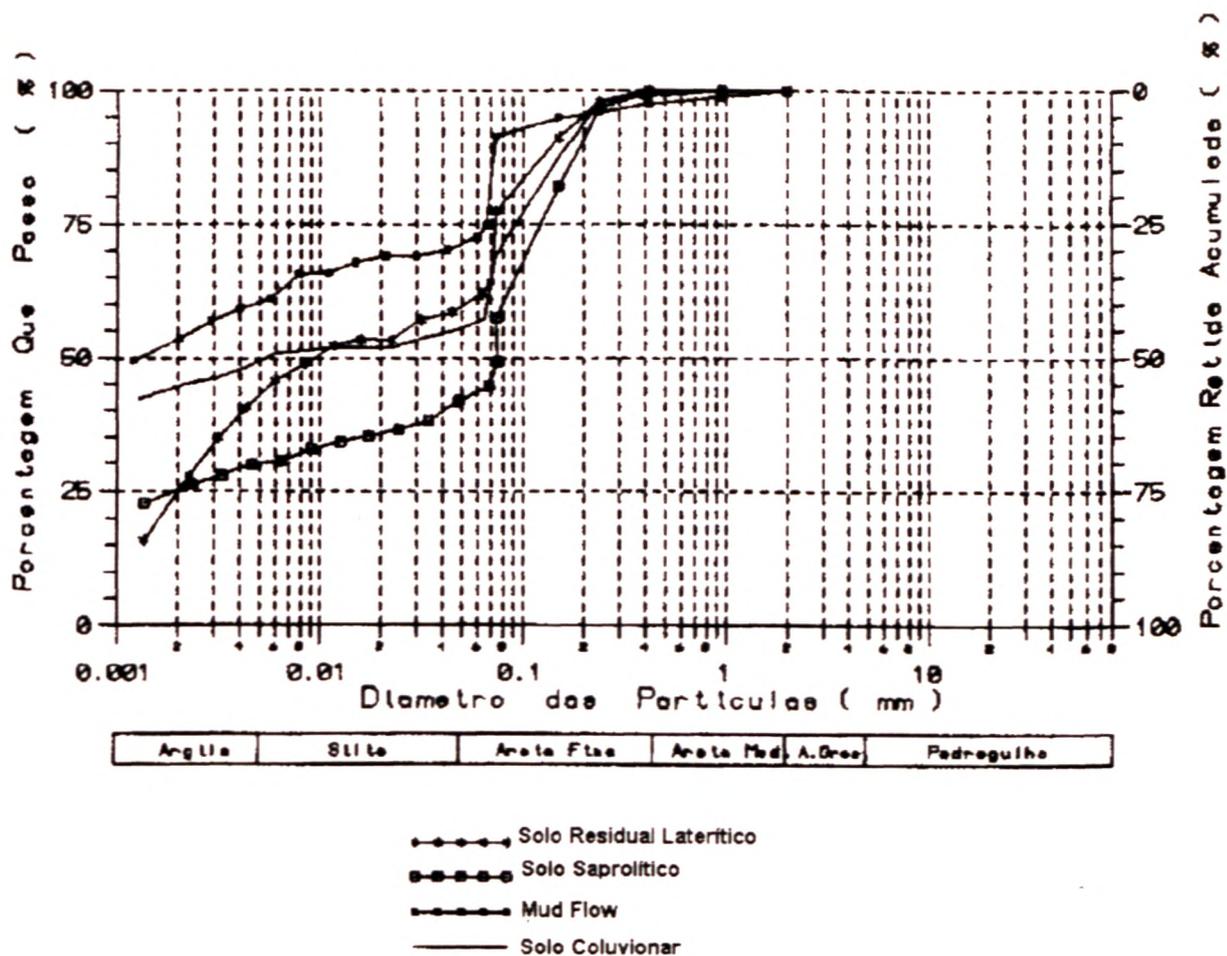


Figura 6.1 - Curva granulométrica dos solos estudados

6.2 - Ensaios Oedométricos

Os ensaios oedométricos tiveram como objetivo o adensamento ou a geração de colapso por inundação nos solos selecionados e sua quantificação, a partir dos índices R_w , R_p e R_t definidos no item 4.2.2. Deste modo foi possível relacionar o colapso com os dados obtidos a partir dos estudos físicos, químicos, mineralógicos e micromorfológicos

Com base nos dados gerados a partir dos ensaios oedométricos de colapso, foram obtidas as curvas de índice de vazios (e) x logaritmo da carga aplicada (σ) (Figura 6.2) e variação do índice de vazios (Ae) em relação percentual ao índice de vazios ($Ae/1+e_0$) x logaritmo da carga aplicada (σ), para cada solo (Figura 6.2).

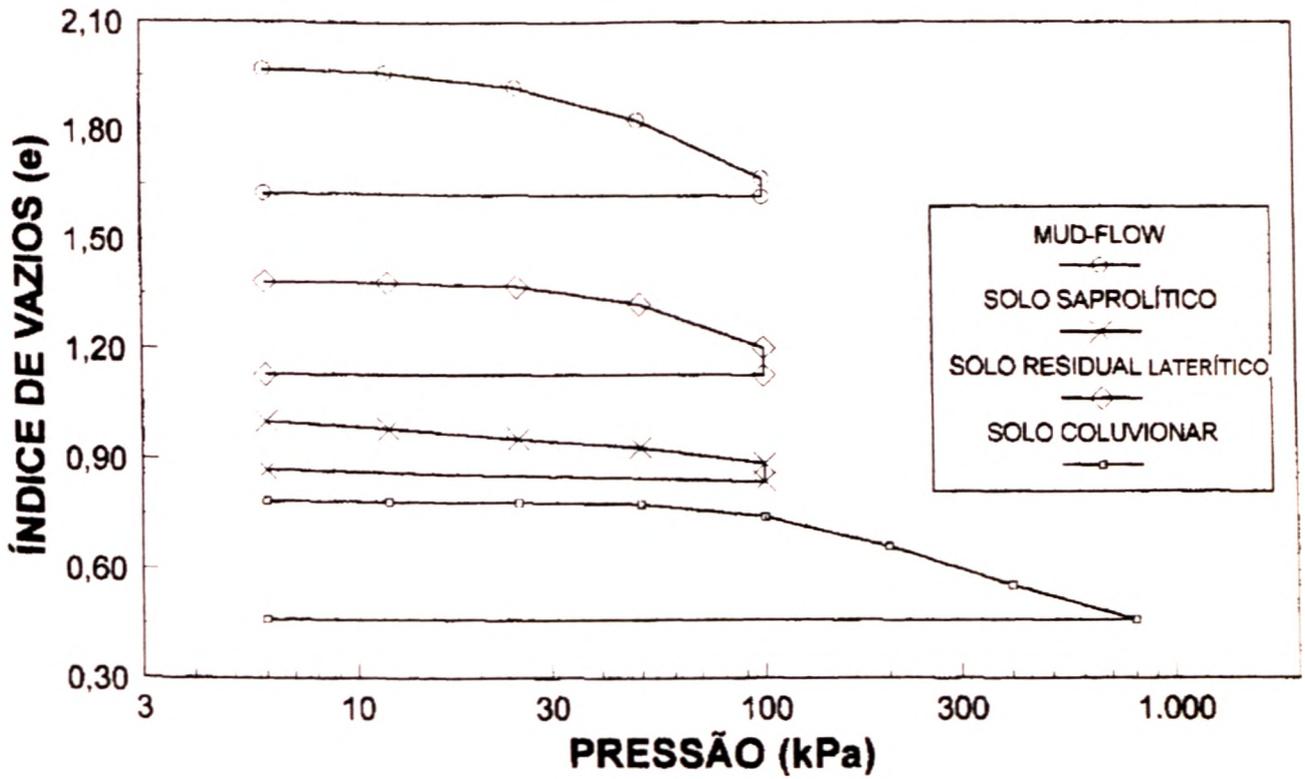


Figura 6.2 - Curvas de adensamento e x log σ

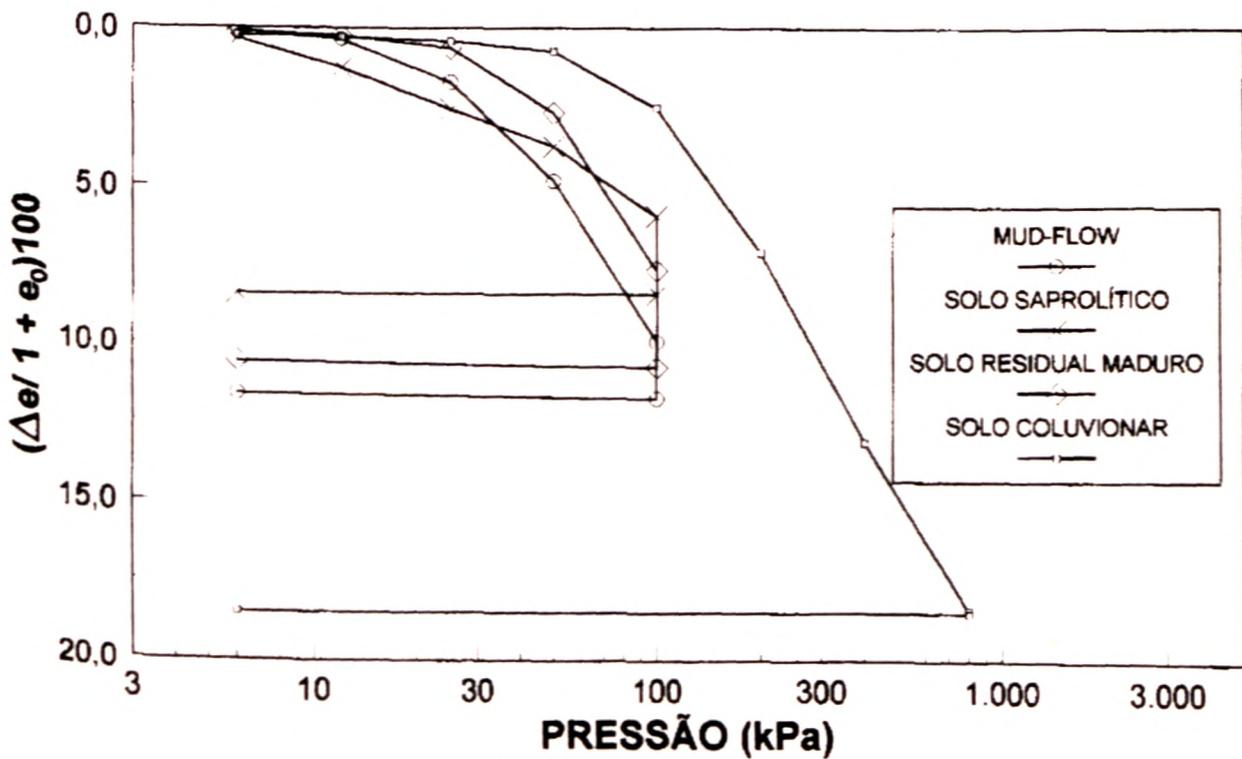


Figura 6.3 - Curvas de adensamento $(\Delta e / (1 + e_0)) \cdot 100$ x log σ

A partir dos ensaios de caracterização física e oedométricos, pode-se obter os índices R_w , R_p e R_t para cada solo. cuja principal vantagem é a quantificação do colapso ao fim do carregamento (R_p), do colapso devido a inundação (R_w) e do colapso total após ao carregamento e inundação (R_t). Estes resultados são apresentados na Tabela 6.2. juntamente com os valores do grau de saturação e índices de vazios nos solos

Tabela 6.2 - Propriedades Físicas dos Solos Colapsados

Valores de Colapso Solos	Rp-100kPa (%)	Rp-800kPa (%)	Rw (%)	Rt-100kPa (%)	Rt-800kPa (%)	ep	ew	Srp (%)	Srw (%)
Mud Flow	9,94	-	2,01	11,75	-	1,674	1,620	52,8	100
Solo Residual Laterítico	7,67	-	3,33	10,74	-	1,204	1,131	32,9	100
Solo Saprolítico	5,94	-	2,62	8,42	-	0,888	0,839	70,0	100
Solo Coluvionar	2,53	18,38	0,01	-	18,48	0,460	0,456	100	100

6.3 - Caracterização Mineralógica e Química

A análise mineralógica realizada por difratometria de raios-x neste estudo, além de qualitativa, apresenta resultados semi-quantitativos, devido a interpretação sobre os difratogramas da intensidade dos picos característicos de cada mineral (Tabela 6.3).

Tabela 6.3 - Mineralogia dos Solos Colapsados

Mineralogia Solos	Quartzo	Gibbsita	Caolinita	Illita	Esmectita	Anatásio	Goethita
Mud Flow	traço	abundante	presente	ausente	ausente	traço	presente
Solo Residual Laterítico	abundante	ausente	freqüente	ausente	ausente	traço	presente
Solo Saprolítico	abundante	traço	presente	traço	traço	traço	presente
Solo Coluvionar	abundante	ausente	freqüente	ausente	ausente	traço	presente

ausente (0%)
 traço (<2%)
 presente (2 a 15%)
 freqüente (15 a 30%)
 abundante (>30%)

A análise química total foi realizada na forma de óxido de Si, Al, Fe, Ti, Mg e Ca que são os mais encontrados em solos tropicais profundamente intemperizados (Tabela 6.4). Os dados de perda ao fogo e pH estão na mesma tabela.

Tabela 6.4 - Química Total dos Solos

Química Total Solos	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Perda ao Fogo (%)	Total (%)	pH
Mud Flow	15,15	1,94	35,60	10,98	0,13	0,24	28,33	92,37	4,45
Solo Residual Laterítico	61,10	1,01	22,11	7,86	0,50	0,19	17,92	110,69	5,32
Solo Saprolítico	68,50	0,94	17,94	7,00	0,45	0,21	11,26	106,30	5,37
Solo Coluvionar	66,10	0,94	17,19	5,41	0,12	0,03	9,11	98,90	5,72

A apresentação dos amorfos foi feita nas forma metálica e de óxidos (Si, Al, Fe, Ti, Mg e Ca) para as Tabelas 6.5 e 6.6.

Tabela 6.5 - Química de Amorfos (Óxidos) dos Solos

Química Amorfos(ppm) Solos	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Total
Mud Flow	409,07	23,16	5.978,30	1.557,86	302,86	187,40	8.458,37
Solo Residual Laterítico	261,96	15,33	3.356,56	1.675,00	65,19	36,18	5.410,28
Solo Saprolítico	373,60	18,0	2.900,39	1.582,14	92,21	42,5	5.008,84
Solo Coluvionar	631,82	16,48	1.253,28	1.405,00	317,67	91,62	3.715,88

Tabela 6.6 - Química de Amorfos (Forma Metálica) dos Solos

Química Amorfos(ppm) Solos	Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Total
Mud Flow	190,90	13,90	3.165,00	1.090,50	182,45	133,88	4.776,63
Solo Residual Laterítico	122,25	9,20	1.777,00	1.172,50	39,31	25,84	3.146,10
Solo Saprolítico	177,35	10,79	1.535,50	1.107,50	55,60	30,38	2.914,12
Solo Coluvionar	294,85	9,89	663,50	963,50	191,55	65,45	2.208,74

A partir da análise química dos solos pode-se confeccionar diagramas ternários que demonstram o grau de mtemperismo químico de cada solo. além de observar correlações importantes com a gênese e outros fatores (Figura 6.4)

6.4 - Discussão dos Resultados

A partir da análise dos dados mineralógicos (Tabela 6.3) e químicos (Tabelas 6.4, 6.5 e 6.6) dos solos estudados, verifica-se que os resultados são bastante confiáveis quando comparados um ao outro. Além disto, mostram que são solos tropicais em diferentes estágios de intemperismo.

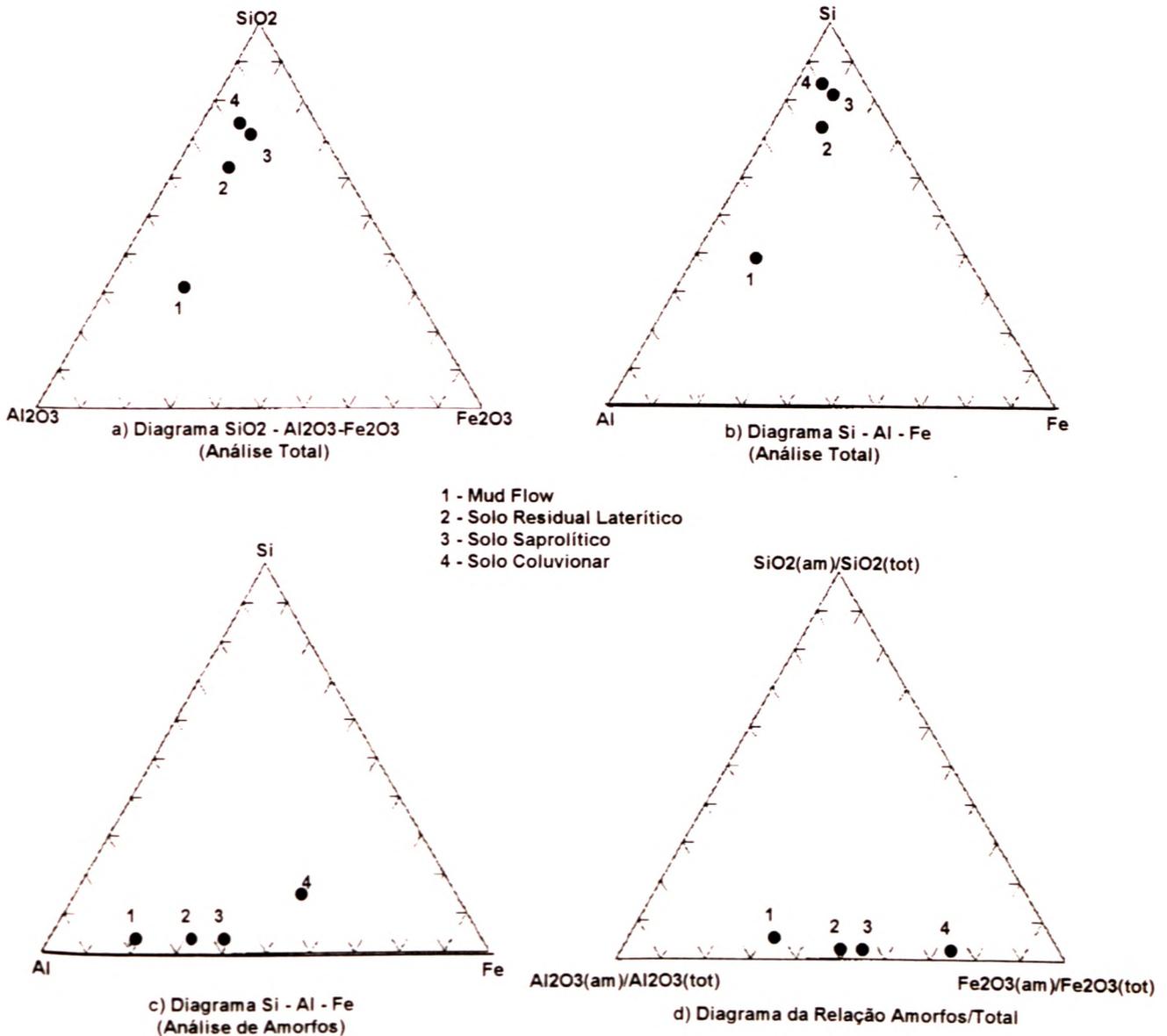


Figura 6.4 - Diagramas ternários da química dos solos

Como se sabe, em solos de regiões tropicais com o predomínio do intemperismo químico, os alcalis e alcalino-terrosos (K, Mg, Na, Ca, etc) são os primeiros a serem lixiviados. Os elementos comuns mais imóveis, devido principalmente a maior valência, são na ordem Al, Fe e Si. Tanto a análise química

total quanto a análise química de amorfos (Tabelas 6.4, 6.5 e 6.6) demonstram um alto grau de intemperismo para os quatro solos estudados, devido ao grande enriquecimento destes em Al, Si e Fe sendo que para os amorfos predominam o Al e Fe. Outro fato observado, são os distintos graus intempéricos em que cada solo se encontra. É possível considerar o *mud flow* (1) como solo mais intemperizado; seguindo nesta ordem vem o solo residual laterítico (2), posteriormente o solo residual saprolítico (3) e finalmente o solo coiuviolar (4).

Ao se analisar a mineralogia (Tabela 6.3), é facilmente observado que são abundantes os minerais de argila e óxidos e hidróxidos típicos de solos tropicais. A evolução mineralógica dos solos tropicais é associada ao grau de intemperismo, como demonstra a Figura 6.5.

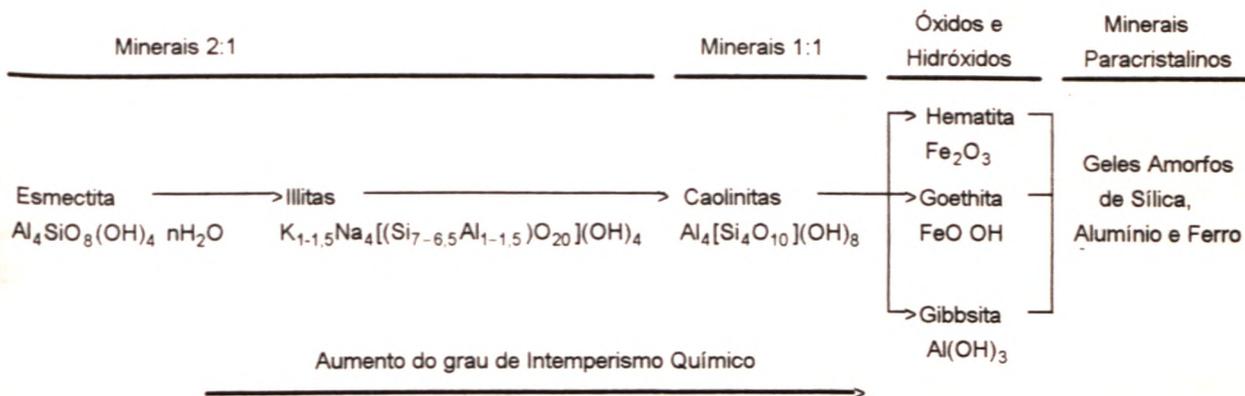


Figura 6.5 - Evolução Mineralógica devido ao Intemperismo Químico

Assim, a partir da semi-quantificação mineralógica, a relação que se teve em função do grau de intemperismo segue a mesma obtida na análise química, ou seja, o grau de intemperismo decrescente ordena os solos em 1 → 2 → 3 → 4

Uma importante confirmação do grau de intemperismo é a análise qualitativa dos elementos químicos amorfos formadores de minerais paracristalinos nos solos (Tabelas 6.5 e 6.6). O maior teor dos elementos amorfos imóveis (Al, Fe, Si) é Produto final da lixiviação ocorrida nos solos e desta forma indicam o grau de intemperismo. Assim, constata-se a ordem decrescente do intemperismo sofrido nos solos de 1 → 2 → 3 → 4

Com os diagramas ternários associados a uma interpretação da mineralogia, pode-se ter uma ideia da evolução químico-mineralógica destes solos

Na interpretação da Figura 6.4, verifica-se a existência de um *trend* (direção química) em todos diagramas que se refere ao grau de intemperismo dos solos estudados, cuja ordem é a mesma nas análises químicas e mineralógicas, mencionadas anteriormente. Observa-se o enriquecimento de Al e da razão Al_2O_3 (amorfo) / Al_2O_3 (total) na direção dos solos 4 \rightarrow 1.

Nas Tabelas 6.5 e 6.6 constata-se o baixo teor de Si amorfo nos materiais da topossequência de Águas Claras, provavelmente devido a pequena quantidade de minerais 2:1 e caolinita nestes solos e sua maior mobilidade comparativamente ao Fe e Al. Com base nas mesmas tabelas, no solo coluvionar (4) ocorre o maior teor de Si entre os solos. Talvez isto deve-se a maior quantidade de caolinita e quartzo conferida para este solo e mostra o mais baixo grau de intemperismo em relação aos solos da topossequência de Águas Claras.

Ao se comparar os diagramas da Figura 6.4c e 6.4d, ou seja, a relação entre amorfos e amorfos/total, percebe-se que o Fe amorfo apresenta proporcionalmente maior concentração entre todos os solos em relação ao Al e Si. Isto mostra que o grau de intemperismo é bastante elevado, porém não a ponto do Fe ser completamente lixiviado.

Através da curva granulométrica (Figura 6.1), observa-se que entre os solos da topossequência de Águas Claras, o *mud flow* é o mais argiloso, enquanto o solo saprolítico possui maior teor de areia. Isto ocorre pois o *mud flow* como solo mais intemperizado, possui maior quantidade de argilo-minerais como produto deste processo. O solo saprolítico, além de ser gerado em porções quartzíticas do metarritmito, possui menor produção de minerais tamanho argila (Tabela 6.3).

Todos os fatores químicos, mineralógicos e físicos descritos neste capítulo, associados aos processos geomorfológicos e ao relevo atual, corroboram na questão da origem dos solos da topossequência de Águas Claras. O *mud flow* como produto de material transportado e que sofreu maior intemperismo, possivelmente pode ter sido gerado nas regiões mais elevadas da topossequência durante o final do Pleistoceno ou ainda Altitermal (Holoceno) sob clima semi-árido, e onde atualmente está sendo formado os solos saprolítico e residual laterítico.

O grau de intemperismo sofrido por estes solos é a principal causa na formação de suas características químico-mineralógicas (produtos, pH). Tais fatores são de vital importância na composição estrutural dos solos e conseqüentemente

em suas características de comportamento mecânico, incluindo o fenômeno de colapsividade, que foi quantificado através dos índices de colapso desenvolvidos por Denisov (1951) (Tabela 6.2).

A análise mineralógica (Tabela 6.3) mostra a existência de uma grande quantidade de hidróxidos como gibbsita e goethita nestes solos. Além disto, a análise química de amorfos (Tabelas 6.5 e 6.6) demonstra a ocorrência de Al, Fe e Si em teores bastante razoáveis. Tais elementos amorfos podem apresentar-se em minerais de baixa cristalinidade, que dificilmente são identificados na difratometria de raios-x, como a alofana (geles de composição variável, consistindo essencialmente sílica, alumina e água) e a ferridrita (hidróxido paracristalino rico em Fe). Como foi demonstrado anteriormente, os solos mais intemperizados são aqueles que em uma ordem direta possuem maiores quantidades de hidróxidos (gibbsita e goethita) e produtos amorfos de Al, Fe e Si.

Estes constituintes determinam ações de ligação físico-química fraca, mas forte cimentação. Sabe-se que os hidróxidos de ferro e alumínio funcionam apenas como agente cimentante quando o pH do solo é inferior ao ponto isoelétrico, abaixo do qual não têm carga efetiva negativa. A Tabela 6.7 mostra os pontos isoelétricos destes constituintes (Van Schuylenborgh *et al.* 1949).

Tabela 6.7 - Pontos Isoelétricos de Alguns Óxidos e Hidróxidos

Mineral	Ponto Isoelétrico pH
Gibbsita	4,8
Geles amorfos de Al e Si	8,3
Goethita	3,2
Geles amorfos de Fe	8,5

Assim, verifica-se que o *mud flow* (pH=4.45) que é bastante rico em gibbsita, traz este mineral como agente cimentante. Os demais solos, onde o hidróxido mais importante é a goethita, os pH's (Tabela 6.4) estão acima do ponto isoelétrico deste mineral e com isso além da função de cimentação, a goethita exerce a ação de ligação físico-química, porém fraca. No caso dos amorfos, estes exercem somente a função de agente cimentante nos quatro solos estudados.

Como foi demonstrado, a cimentação dos solos é reflexo do grau de intemperismo. Desta forma, quanto mais intemperizado for o solo, maior será a cimentação. Porém ao se analisar os índices de colapso (Tabela 6.2), percebe-se

que o *mud flow* apesar de possuir maior cimentação ainda apresenta maiores R_p e R_t dentre todos os solos. O solo coluvionar possui menor teor de agentes cimentantes, contudo os valores de R_p e R_t são menores. Desta maneira, observa-se que o colapso total e por carregamento sofrido nos solos apresentam uma ordem inversa com a ação cimentante. Esta relação mostra que a cimentação não é o fator mais importante no comportamento mecânico da colapsividade. Outros fatores, oriundos do intemperismo, são mais relevantes na associação estrutura do solo e colapso e que realmente devem definir condições bem apropriadas para que ocorra subsidência.

Se no caso a cimentação que é resultante do intemperismo não se apresenta como fator tão importante na resistência ao colapso, outro condicionante, o índice de vazios dos solos (Tabela 6.1) mostra uma correlação direta com os valores R_p e R_t , ou seja, quanto maior o índice de vazios natural (porosidade), maior o colapso total e durante o carregamento. Este fato pode ser explicado a partir da análise dos dados químico-mineralógicos dos solos.

Em solos tropicais profundamente intemperizados, os vazios são controlados pela agregação das partículas que é uma consequência da química e mineralogia destes e, que por sua vez é consequência do grau de intemperismo.

Para a formação dos agregados, segundo Botelho Costa (1973), são necessárias ações de ligação entre partículas individuais, e ações de separação e estabilização de conjuntos de partículas.

A flocculação dos minerais é sem dúvida o principal fator nas ações de ligação, e é afetada pela magnitude do potencial eletronegativo que depende do número de cargas negativas por unidade de superfície nos argilo-minerais; da existência de cargas positivas e da sua proporção em relação às negativas, e finalmente do grau de neutralização das cargas por íons de sinal contrário (Botelho Costa. 1973).

No caso das argilas dos grupos da montmorilonita, illita e caolinita, que possuem número de cargas negativas por unidade de superfície expressivos, o controle da flocculação realiza-se quando o meio tiver maior número de cargas positivas, ou seja, quando o pH diminui. Então, a flocculação destes minerais de argila é tanto mais fácil quanto mais ácido for o pH do solo.

Para os hidróxidos de alumínio (gibbsita) e oxi-hidróxidos de ferro (goethita), a facilidade de floculação será tanto maior quanto mais próximo estiver o pH do ponto isoelétrico (Tabela 6.7).

A partir deste conhecimento é possível observar que o *mud flow* apresenta maior facilidade de floculação tanto para seus minerais de argila quanto para os hidróxidos, pois possui o pH mais baixo e também mais próximo do ponto isoelétrico do seus hidróxidos mais abundantes, a gibbsita e a goethita.

Os três solos restantes também seguem este mesmo raciocínio, mostrando uma tendência de floculação na mesma direção (maior floculação para o solo com PH mais baixo e mais próximo dos pontos isoelétricos da gibbsita e goethita).

A formação dos agregados implica não só em ligação de partículas, mas também na separação de conjuntos de partículas acompanhada ou seguida de estabilização mais ou menos perfeita desses conjuntos.

Russel & Russel (1950) em ensaios de laboratório verificam que em pastas de argilas aluminosas e cálcicas, (cátions de troca Al e Ca), ambas floculadas, fendilham muito ao secar, dividindo-se em pequenos pedaços. Ao contrário, pastas de argilas sódicas (cátions de troca Na), defloculadas, fendilham muito pouco ao secar. Pastas de argilas magnésicas ou potássicas (cátions de troca Mg e K), ao secarem apresentam em geral aspecto intermédio entre as duas anteriores. Esta característica é consequência da valência e por conseguinte da troca catiônica destes elementos.

Desta forma, o *mud flow* que apresenta maior teor em Al é o que possui maior disposição na individualização de conjuntos de partículas entre todos os solos. O solo coluvionar apresenta a menor disposição e os outros são intermediários.

Como se pode verificar, a floculação e a individualização dos conjuntos de partículas, que são responsáveis pela agregação do solo e como consequência pelo índice de vazios, mantêm relação direta com os índices de colapso R_t e R_p . Porém a análise e confirmação dos fenômenos de cimentação e de agregação só poderão ser realizados no capítulo de micromorfologia dos solos.

Já o colapso sofrido pelos solos após o carregamento e saturação é definido pelo coeficiente R_w e depende especialmente da maior ou menor estabilidade dos agregados em água.

Segundo Russel & Russel (1950), tal como quanto à formação de agregados, no que se refere à estabilidade dos agregados de argila em água, o Al e Ca são bastante mais estáveis que o Mg, K e Na, ou seja, o enriquecimento de Al e/ou Ca causa menor dispersão das partículas de solo quando ocorre a saturação.

Com estes conhecimentos pode-se observar que no caso do *mud flow*, onde R_w é o menor entre os solos da topossequência de Águas Claras, provavelmente a dispersão das argilas também será menor com a saturação, devido a maior estabilidade dos agregados como consequência do mais alto teor de Al entre os solos.

No caso dos outros dois solos desta mesma região, os teores de Al são bastante próximos, e outros fatores devem ter maior importância para determinação do potencial de colapso. Por exemplo, o grau de saturação dos solos no momento anterior a inundação (Tabela 6.2) mostra valor bem superior para o solo saprolítico ($S_r = 70\%$) em relação ao solo residual laterítico ($S_r = 33\%$). Segundo Camapum de Carvalho *et al* (1987), estudando solos colapsíveis do Distrito Federal, o coeficiente de colapso i (Vargas, 1978), que é igual ao R_w (Denisov, 1951), será tanto maior quanto menor apresentar o grau de saturação. Desta maneira é coerente os valores de R_w para estes dois solos.

Sabe-se que o grau de saturação dos solos é de vital importância no fenômeno da colapsividade. Contudo, neste trabalho não pôde-se avaliar tão fortemente sua influência, pois os solos possuem características químico-mineralógicas, físicas e genéticas distintas entre eles.

Um outro fator não analisado, foi a influência da profundidade do solo coletado, já que neste trabalho não utilizou-se a técnica de um estudo em perfil, mas sim em topossequência.

7 - MICROMORFOLOGIA DOS SOLOS ESTUDADOS

Como foi descrito no Capítulo de Revisão Bibliográfica (Capítulo 2), a micromorfologia é o estudo das características morfológicas do solo em um nível que necessita auxílio de instrumentos óticos, sendo, como tal, uma extensão das observações e descrições de campo.

Desta forma, a micromorfologia, essencialmente uma técnica de laboratório, não pode ser separada do estudo prévio de campo, da paisagem, dos perfis e dos horizontes. É uma técnica de apoio que permite resolver, no mínimo parcialmente, os problemas levantados nas ciências do solo. É assim, uma técnica complementar que intervem após os estudos de campo e as análises físicas, químicas e mineralógicas globais.

Em geotecnia, esta técnica ainda é muito pouco usada, principalmente no Brasil. Talvez isso ocorra, porque os pesquisadores acreditem que esta metodologia que se inicia com o estudo de campo e posteriores análises laboratoriais com importantes conotações químicas e mineralógicas, e concluindo nas descrições micromorfológicas, seja bastante complexa. Nas pesquisas geotécnicas, a micromorfologia pode ser uma ferramenta valiosa para o estudo de processos como evolução da porosidade, formação de agregados, ou ainda em trabalhos experimentais de avaliação do comportamento mecânico e hidráulico dos solos.

Para cada solo foram confeccionadas lâminas delgadas (LD) em seções vertical e horizontal de amostras de solo natural, de amostras com carregamento progressivo (100 kPa) sem inundação, e com carregamento progressivo (100 kPa) e inundação posterior, produzindo um total de 24 LD. O objetivo desta metodologia é o de descrever a evolução micromorfológica do processo de colapso desde os solos naturais até o final do fenômeno e apresentar análises complementares aos resultados do capítulo anterior.

7.1 - *Mud Flow*

O estudo micromorfológico deste solo apresentou a organização da associação plasma-esqueleto (APE) do tipo granular-intertéctica, com plasma aséptico e praticamente inexistente (Figura 7.1).

Os agregados perfazem quase a totalidade do material sólido, sendo constituídos por grânulos com forma esferoidal, lisos a pouco rugosos e orientação inexistente. O tamanho geral é de 0.04-2.0 mm (Figura 7.2). Pode-se observar dois tipos de agregados, um mais abundante de cor vermelha-clara e outro vermelha-escura (Figura 7.1). Neste último tipo verifica-se por MEV uma maior concentração de micronódulos de oxi-hidróxidos de ferro ao ponto de formar com frequência películas externas. Nota-se a presença de fragmentos de dimensão silte dispersos nos agregados e pontes de argila. Alguns destes fragmentos foram confirmados como oxi-hidróxidos de ferro, porém boa parte possui constituição não identificada (Figura 7.3).

Os nódulos são típicos com forma arredondada a subangular, isotrópicos sem a presença de fraturamentos e orientação. Não perfazem 1% do total da amostra e possuem dimensão entre 0,5 - 1,0 mm. Pelas suas características, tais nódulos são compostos por oxi-hidróxidos de ferro. Entretanto, o processo de "plasmificação" é bastante intenso (Figura 7.4 e 7.5). Tal processo consiste na substituição química na estrutura de tratos pedológicos de elementos mais instáveis ao intemperismo por outros mais estáveis, determinando a maturidade dos solos. No caso, é possível que seja um processo de passagem dos oxi-hidróxidos de ferro para gibbsita ou hidróxidos paracrystalinos de alumínio.

Além destes nódulos maiores, observa-se em MEV a presença de micronódulos de oxi-hidróxidos de ferro de tamanhos argila e silte, em grande quantidade, dispersos homogeneamente no interior dos agregados e pontes de argila (Figura 7.6).

Os grãos de quartzo perfazem cerca de 3% do total da amostra. Possuem tamanho médio em tomo de 0.12 mm e em geral são subangulosos a angulosos. Não apresentam fraturamento e orientação. Seus contornos evidenciam forte "corrosão" (Figura 7.7). Estes grãos de quartzo são encontrados no interior de agregados, mas principalmente em contato com os agregados a partir de pontes de argila (Figura 7.7).

Os contatos entre todos os elementos estruturais são realizados através de Pontes de argila, e na grande maioria, facilmente perceptíveis na microscopia ótica (Figura 7.8 e 7.9). Porém existem contatos que apenas são observados em MEV balizados através de finíssimas películas de argila, conhecidas como "filmes de

argila" (Figura 7.10).

Os vazios ocupam cerca de 66% do total. São dos tipos vazio compacto simples e composto determinando um grau de pedalidade fortemente a moderadamente desenvolvido (Figura 7.11). As LD com corte vertical e horizontal apresentam as mesmas características, demonstrando a homogeneidade do solo.

As LD referentes às amostras carregadas (100kPa) apresentam grandes mudanças. Os agregados mostram uma quebra intensa (Figura 7.12, 7.13 e 7.14), resultando na diminuição do tamanho médio original (0,1 - 0,3 mm). Porém os agregados vermelho-escuros mantêm-se com as mesmas dimensões encontradas anteriormente (Figura 7.15). Observa-se ainda a geração de agregados do tipo blocos sub-angulosos e com superfície rugosa (Figura 7.16 e 7.17).

Os nódulos e grãos de quartzo mostram um leve fraturamento. Foi ainda evidenciada uma compactação de pequenos agregados em torno destes (Figura 7.18). As pontes e filmes de argila tornam-se cominuídas por uma grande quebra, observando-se a interpenetração de agregados, ainda que raro (Figura 7.19).

A redução dos vazios é bastante significativa, ocorrendo aumento dos vazios compactos compostos em relação aos vazios compactos simples, e surgindo nesta fase os vazios compactos complexos e mais raramente canais. O grau de Peadalidade torna-se moderadamente desenvolvido. Apesar das variações observadas, não ocorre mudança no tipo de organização da trama (Figura 7.20 e 7.21).

As LD da terceira fase (carregamento e inundação) evidenciam uma acomodação maior entre os agregados (Figura 7.22). Inicia-se um processo de dispersão de argilas provenientes dos agregados e possivelmente de pontes de argila. Estes são caracterizados pela sua menor rugosidade, sendo gerados agregados do tipo grumos.

O volume de vazios diminui ainda mais, com predomínio dos vazios compactos complexos e o desaparecimento dos vazios compactos simples. O grau de pedalidade torna-se de fracamente a moderadamente desenvolvido (Figura 7.23).

Em pequenas porções das LD são observadas o aparecimento da APE aglomeroplásmica (Figura 7.23).

Nestas duas últimas fases, as LD verticais mostram características micromorfológicas que evidenciam maior deformação nesta direção durante os carregamentos em relação as LD horizontais.

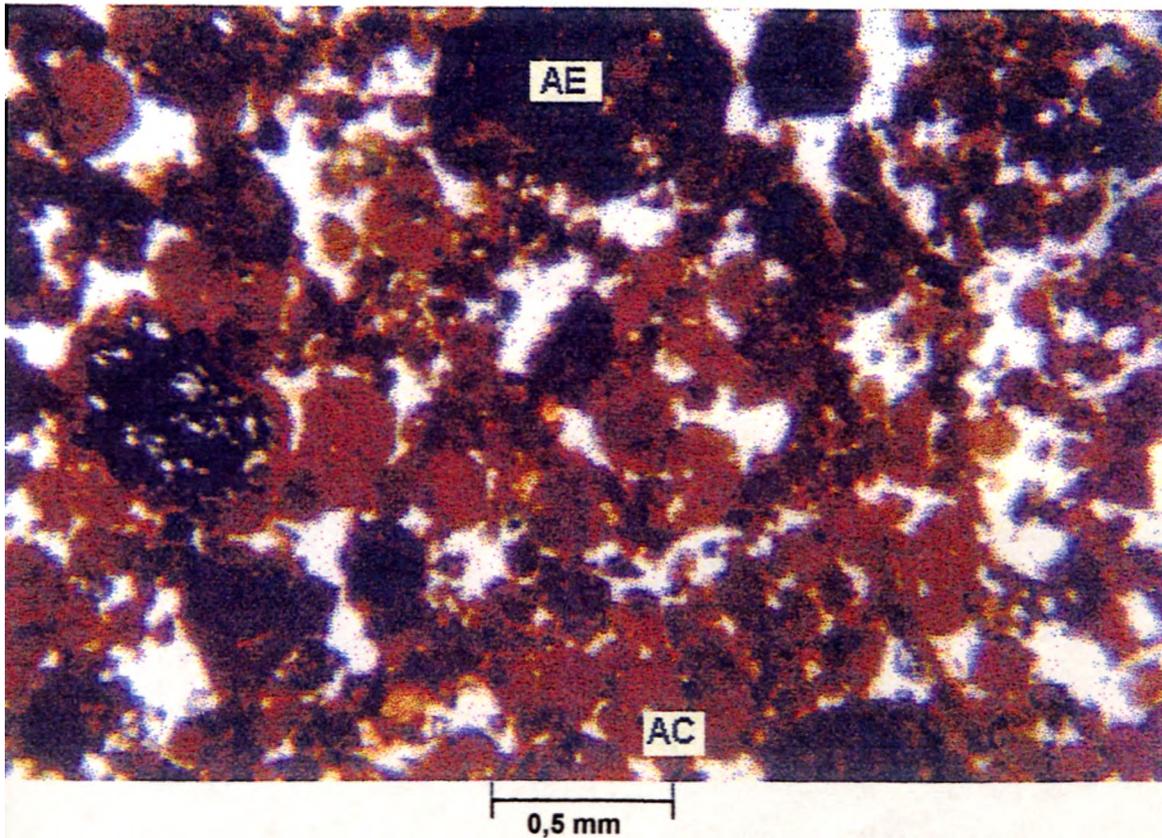


Figura 7.1 - Fotomicrografia da APE do tipo granular-interxtéctica com plasma aséptico praticamente inexistente. Observar dois tipos de agregados: um de cor vermelha-clara (AC) e outro de vermelha-escura (AE). Solo *mud flow*. Aumento : x 37 (MO).

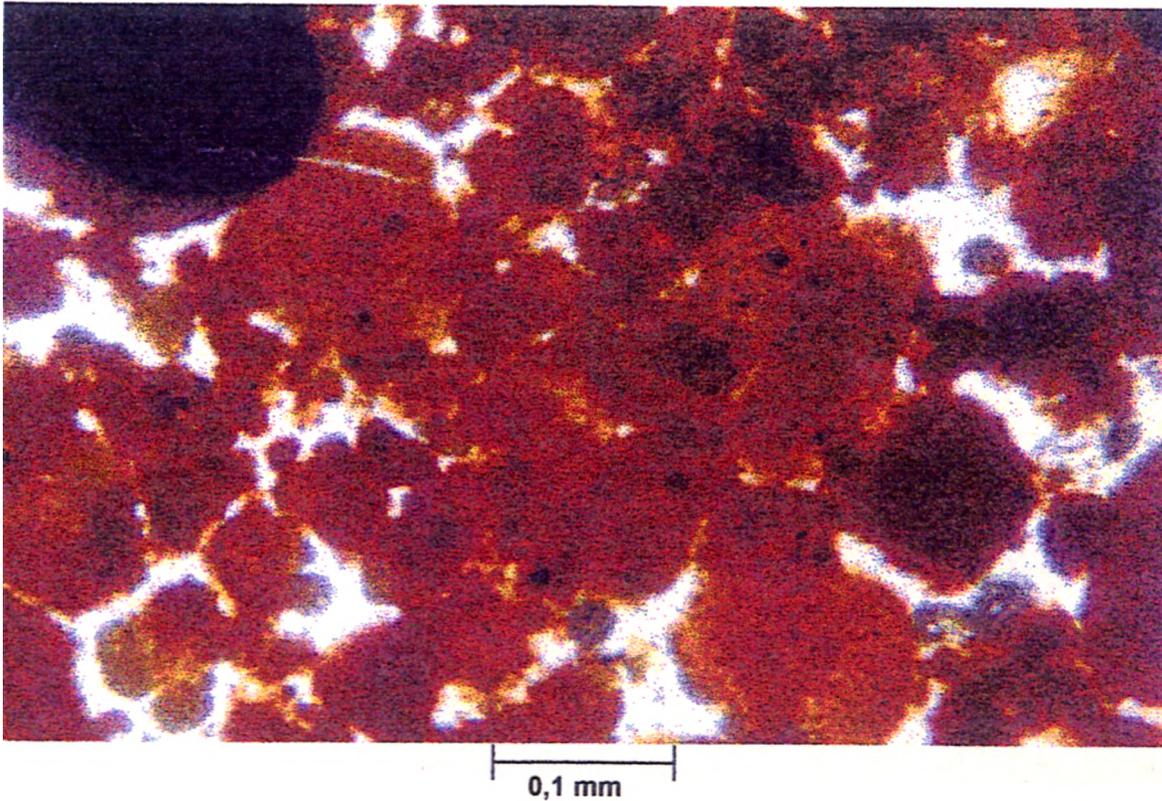


Figura 7.2 - Agregados do tipo grânulos com forma esferoidal, lisos a pouco rugosos. *Mud flow*. Aumento: x 94 (MO).

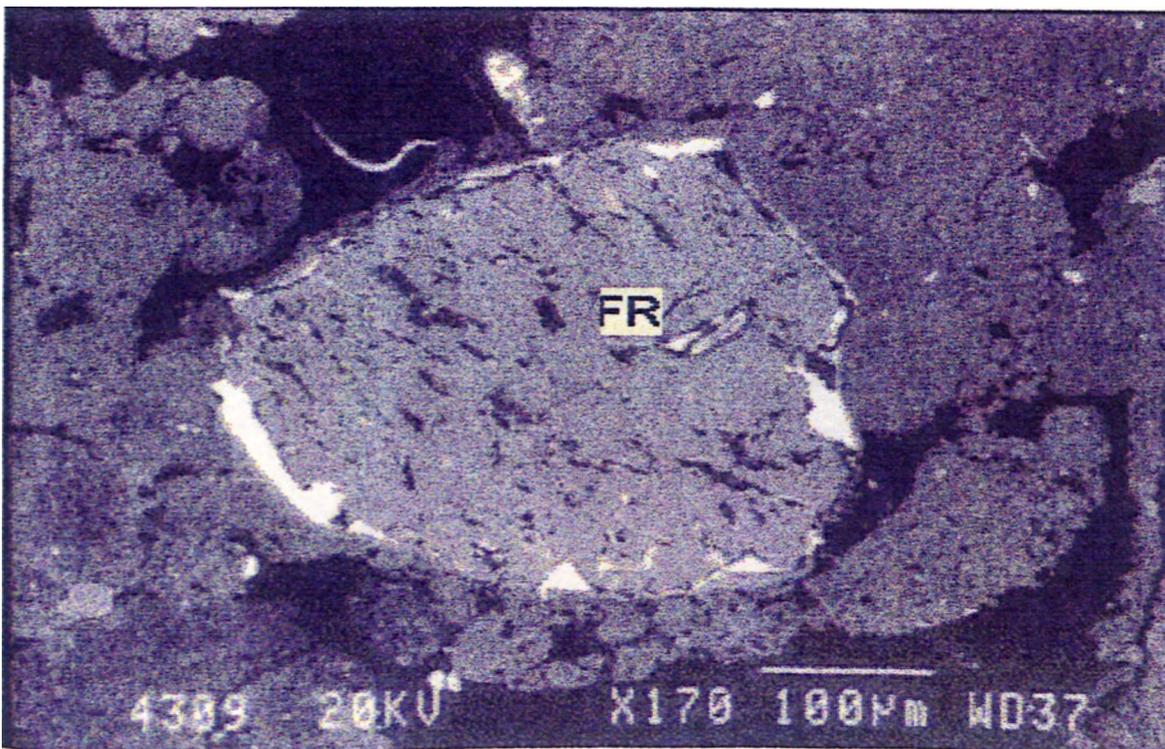


Figura 7.3 - Fotomicrografia mostrando fragmentos (FR) de composição não identificada no interior do agregado. *Mud flow*. (MEV - retroespalhado).

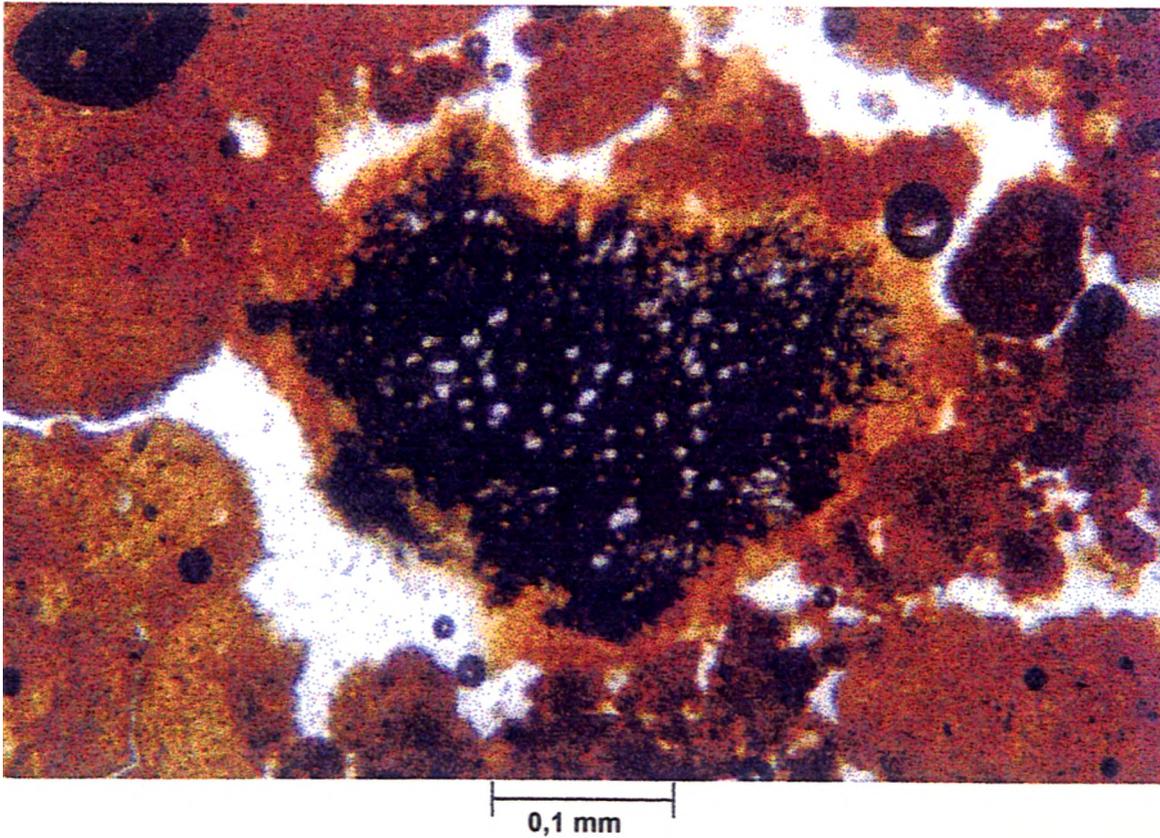


Figura 7.4 - Fotomicrografia de um nódulo do *mud flow* com o processo de "plasmificação" bastante desenvolvido. Aumento: x 94 (MO)



Figura 7.5 - Fotomicrografia de um nódulo com o processo de plasmificação bastante desenvolvido. *Mud flow* (MEV).

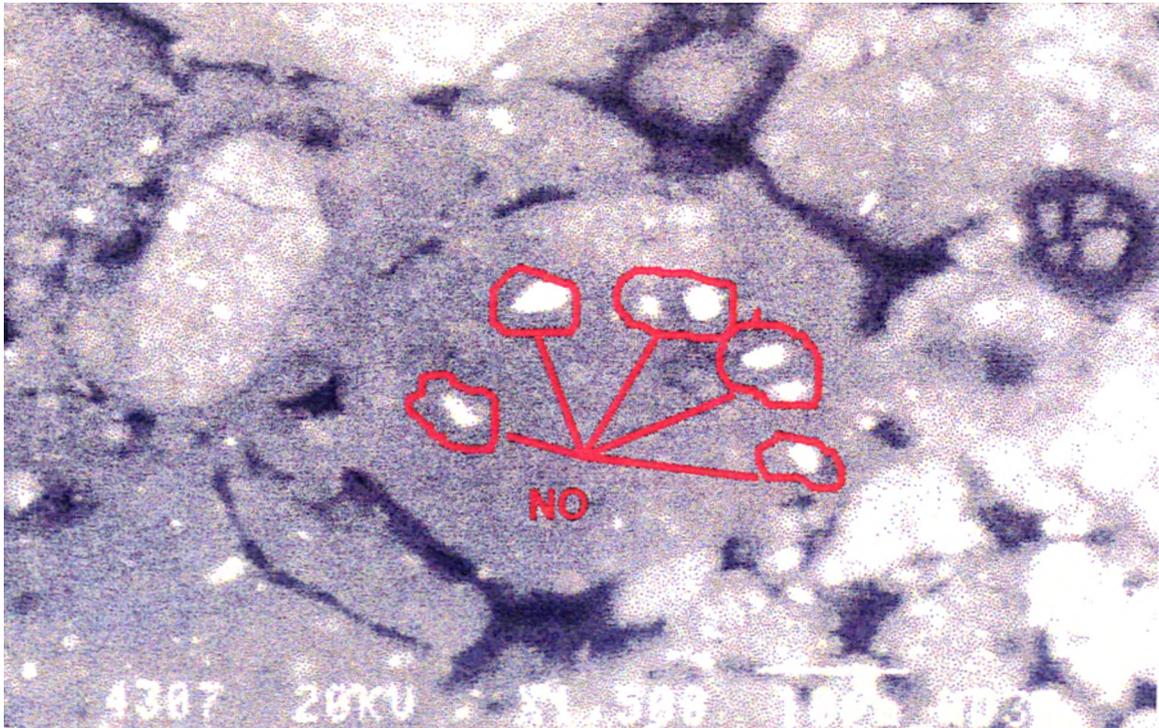


Figura 7.6 - Fotomicrografia mostrando micronódulos (NO) de oxi-hidróxidos de ferro no interior de um microagregado do *mud flow* (MEV - retroespalhado).

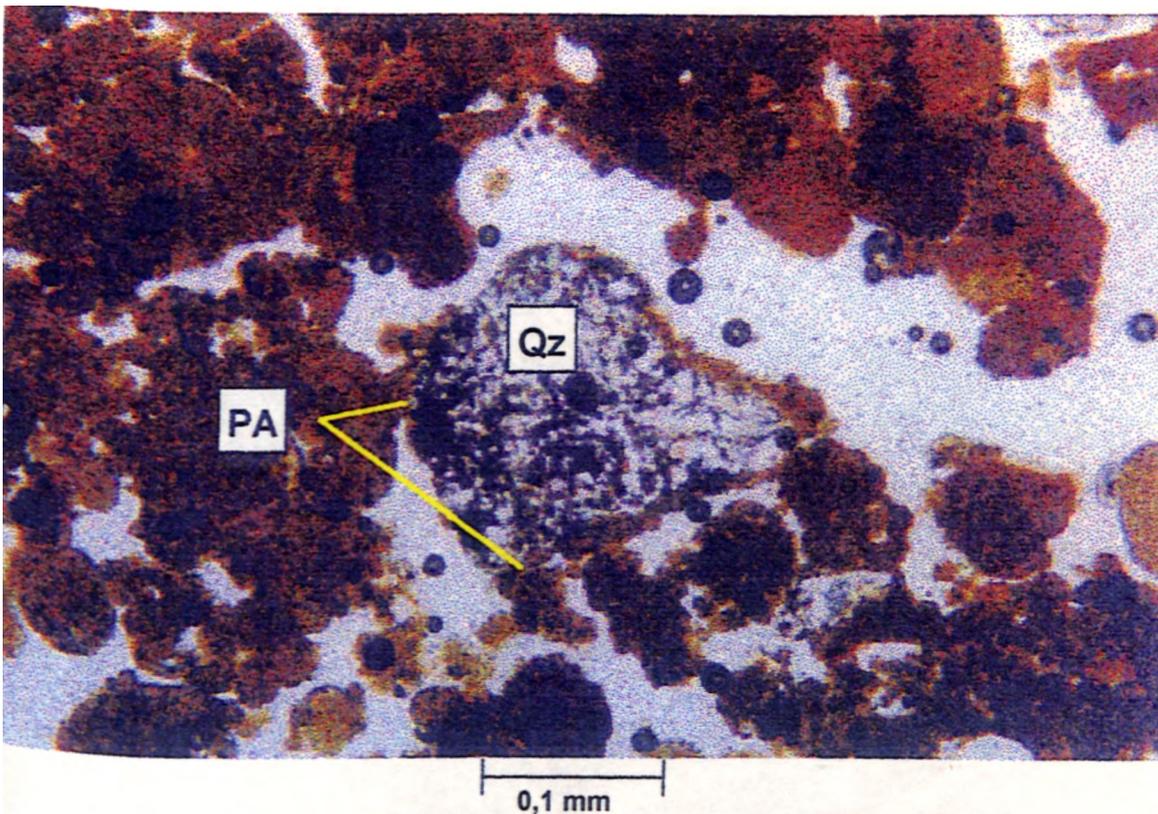


Figura 7.7 - Fotomicrografia de um grão de quartzo (QZ) subanguloso evidenciando forte corrosão. Observar pontes de argila (PA) entre as estruturas. Aumento: x 94 (MO).

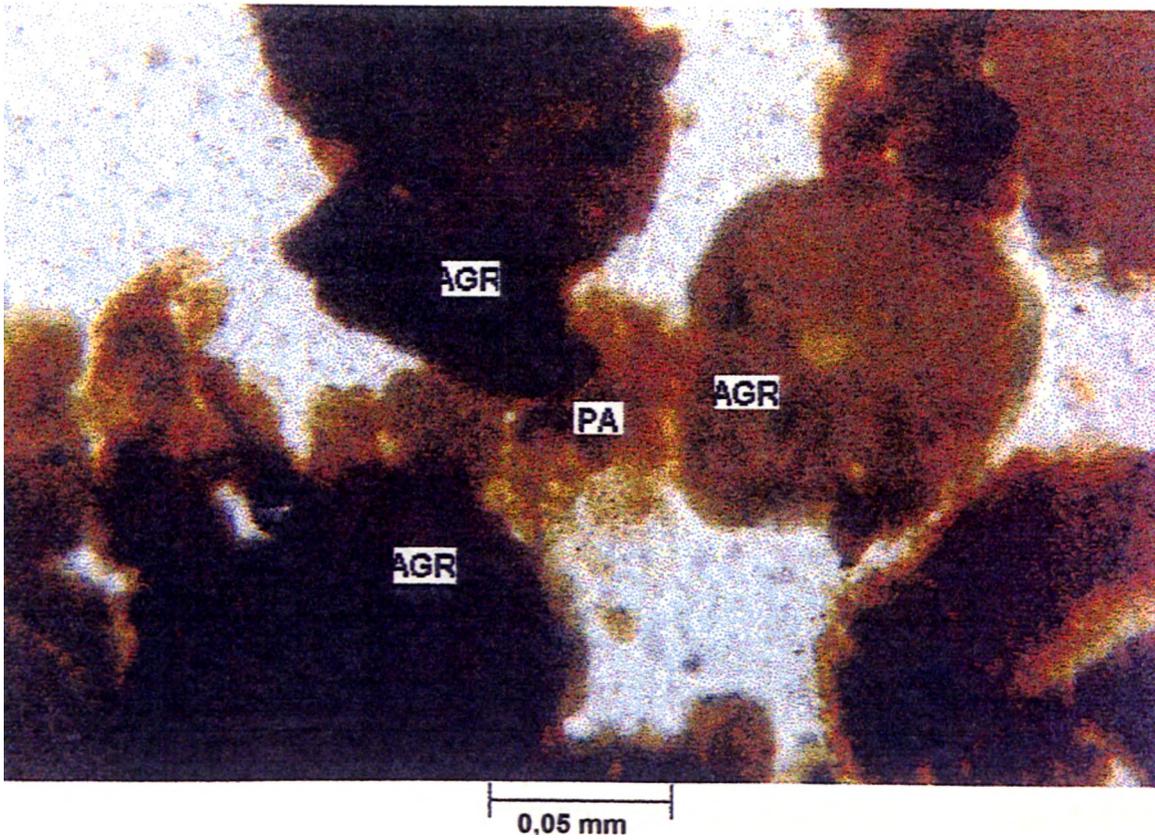


Figura 7.8 - Ponte de argila (PA) entre agregados (AGR) do *mud flow*. Aumento: x 240 (MO).

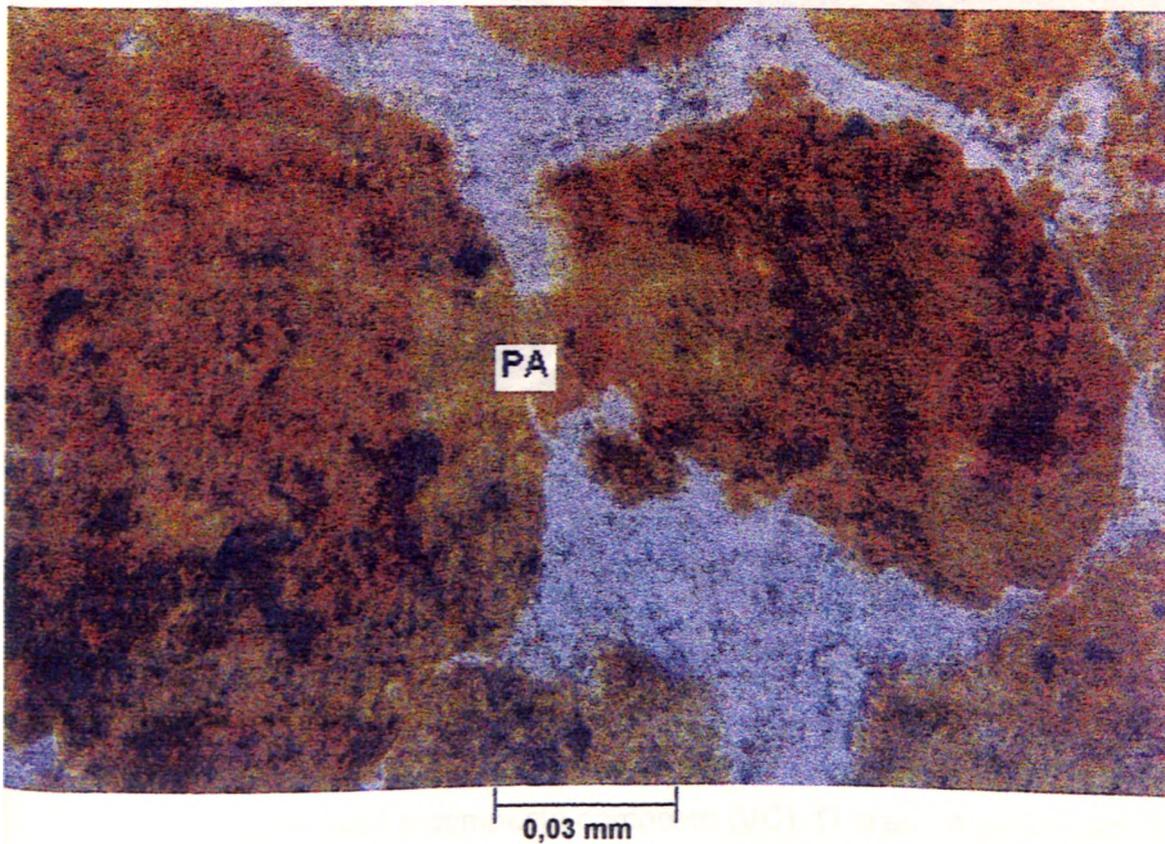


Figura 7.9 - Fotomicrografia de uma ponte de argila (PA) entre dois agregados. Aumento: x 370 (MO).

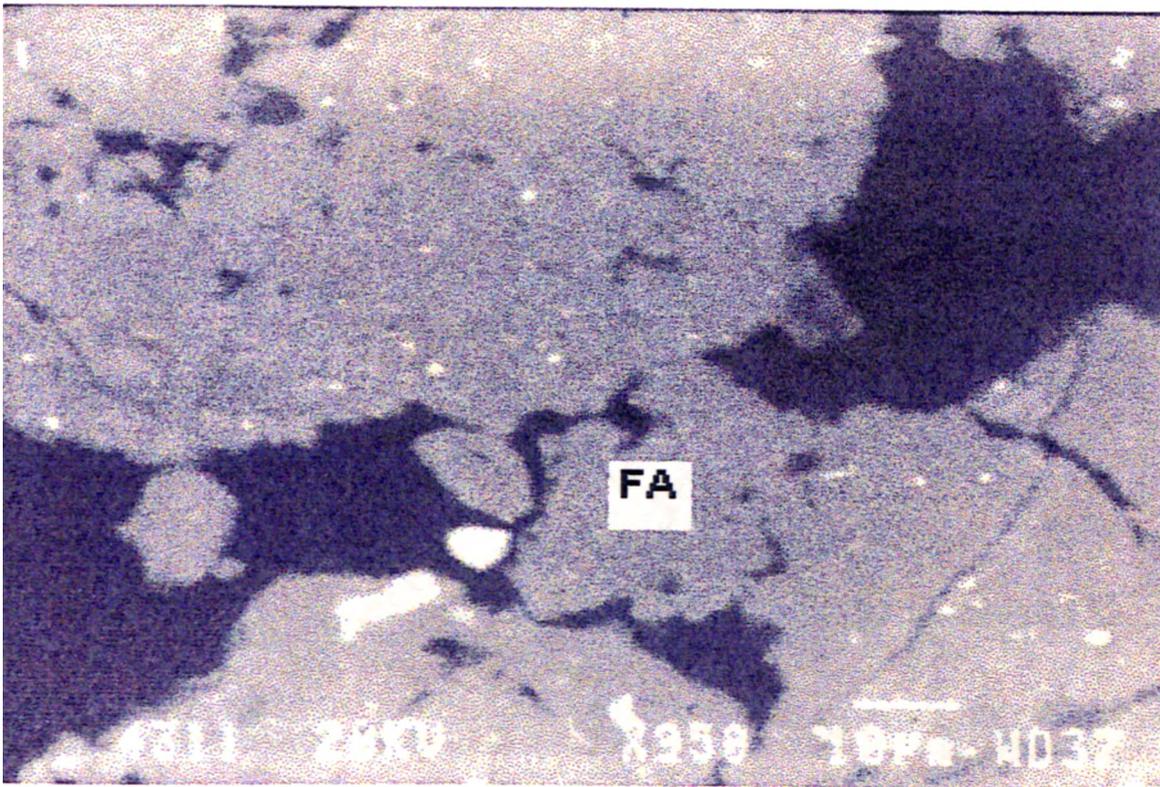


Figura 7.10 - Filme de argila (FA) entre dois microagregados do *mud flow* (MEV).

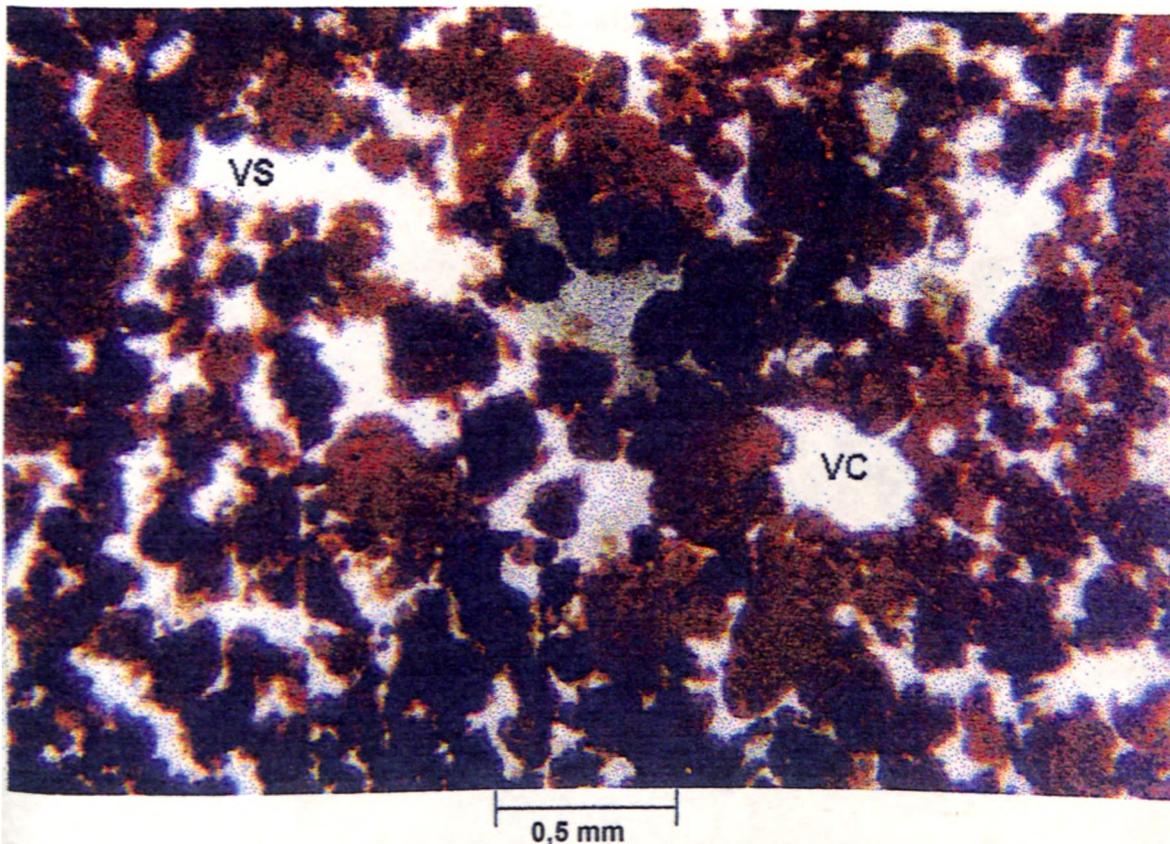


Figura 7.11 - Fotomicrografia do *mud flow* mostrando vazios do tipo compacto simples (VS) e compacto composto (VC). O grau de pedalidade é de moderadamente a fortemente desenvolvido. Aumento: x 37. (MO)

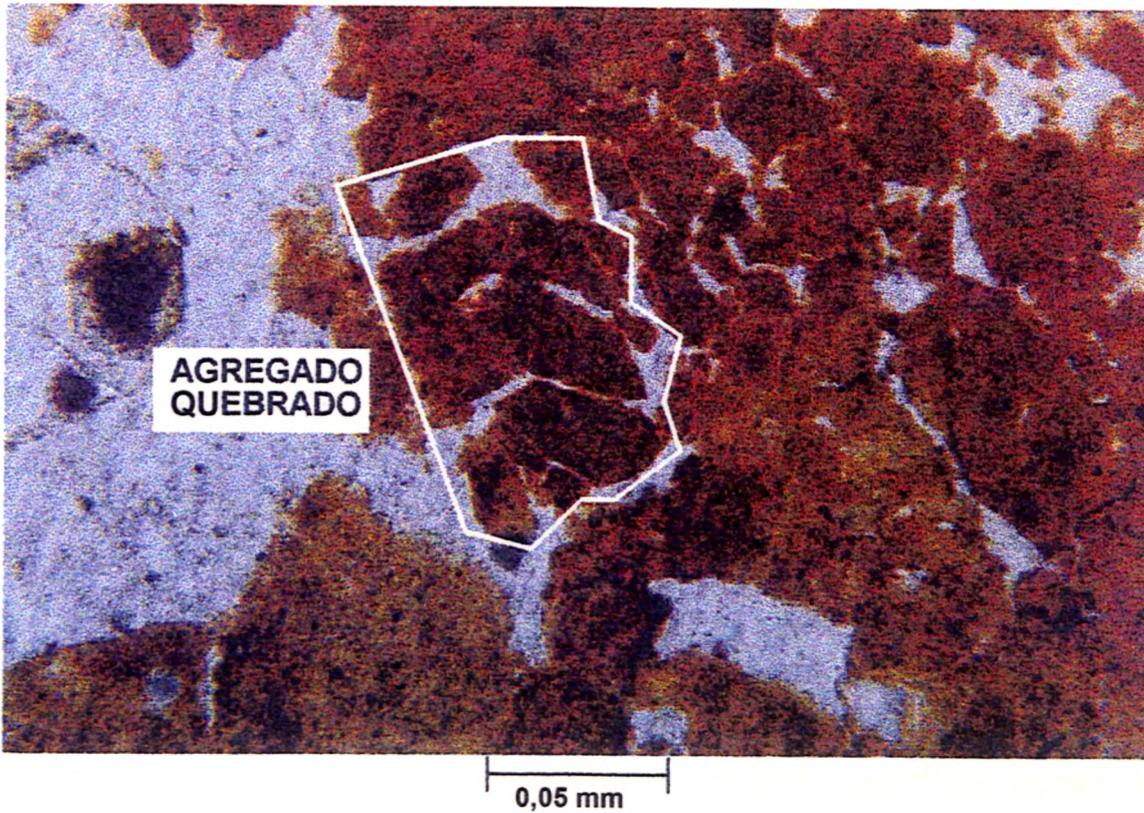


Figura 7.12 - Fotomicrografia mostrando a quebra de um agregado com o carregamento de 100kPa. *Mud flow*. Aumento: x240 (MO).

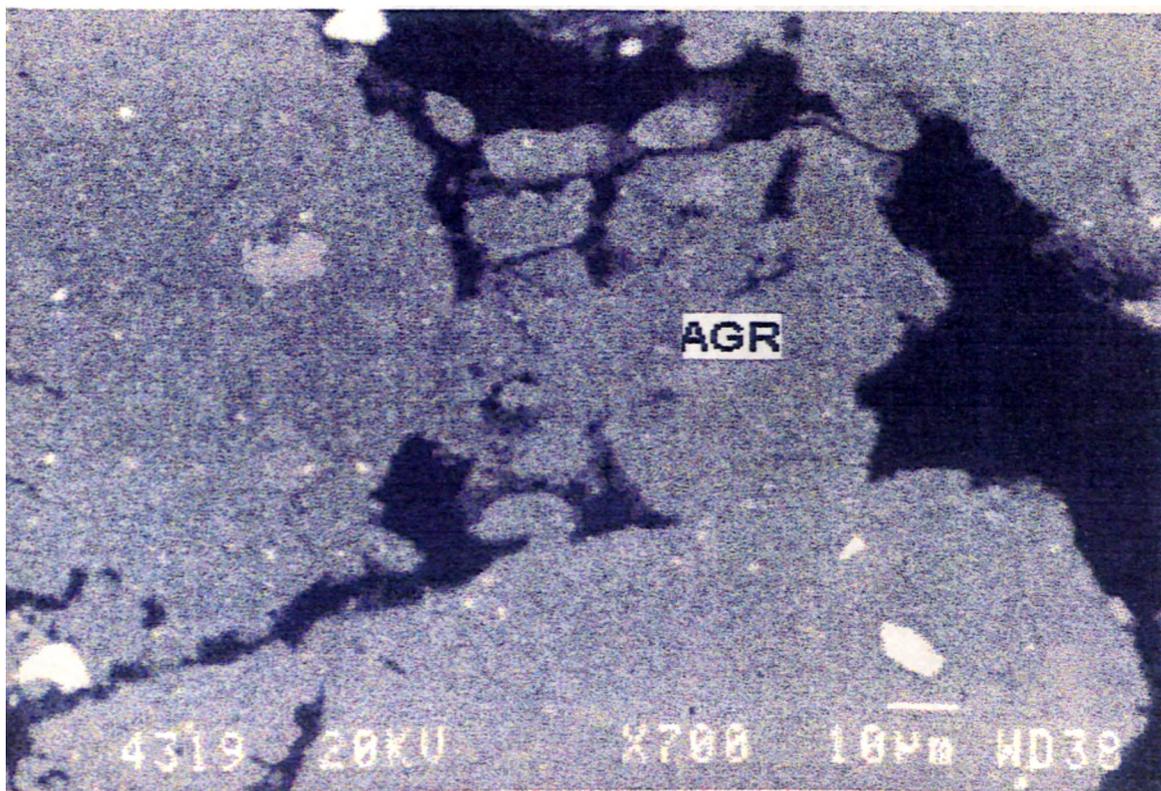


Figura 7.13 - Quebra intensa de microagregados (AGR) no centro da figura. *Mud flow* (MEV).

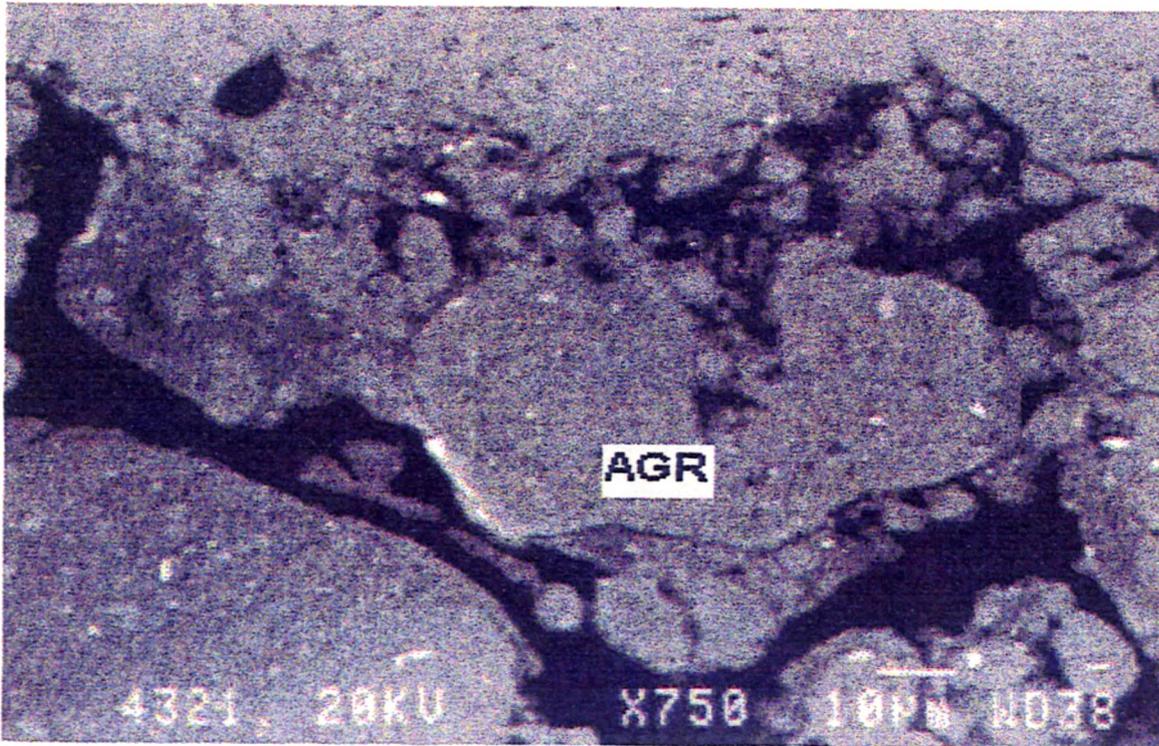


Figura 7.14 - Quebra intensa de microagregado, gerando superfície rugosa. *Mud flow* (MEV).

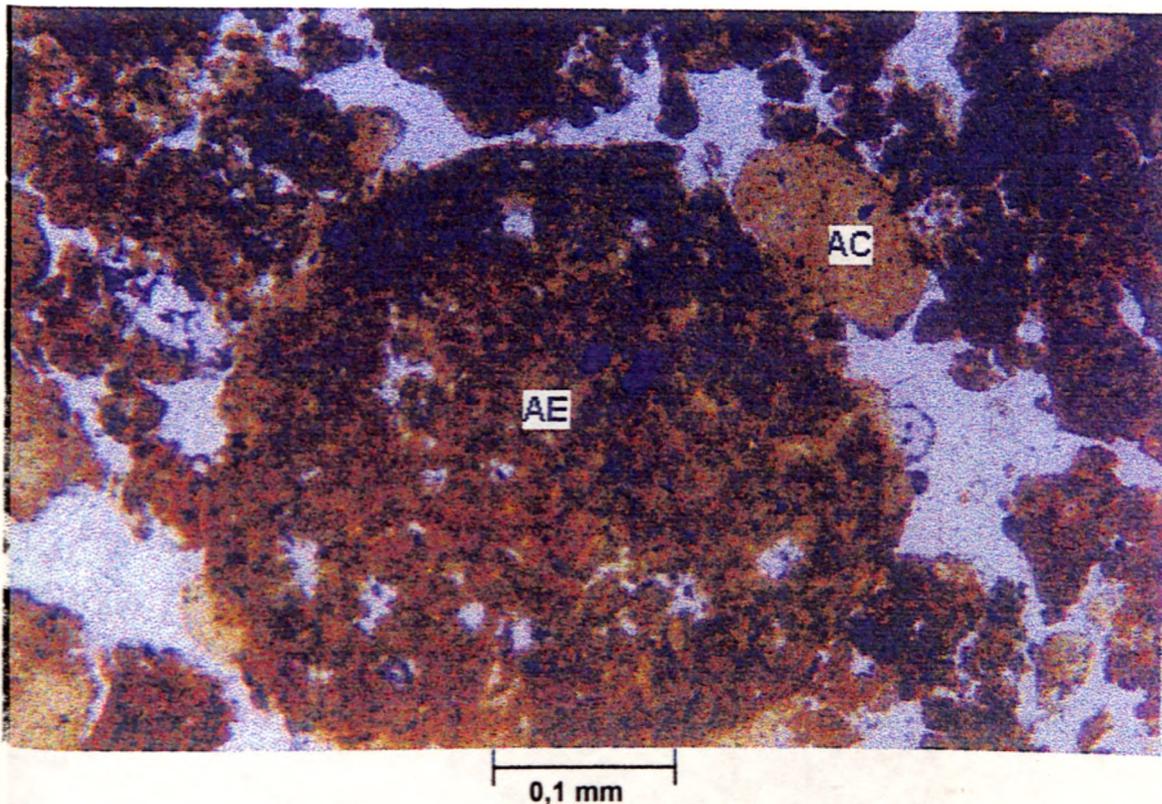


Figura 7.15 - Fotomicrografia mostrando agregado vermelho-escuro (AE) com dimensão superior ao agregado vermelho-claro (AC) após o carregamento com 100kPa. *Mud flow*. Aumento: x 94 (MO).

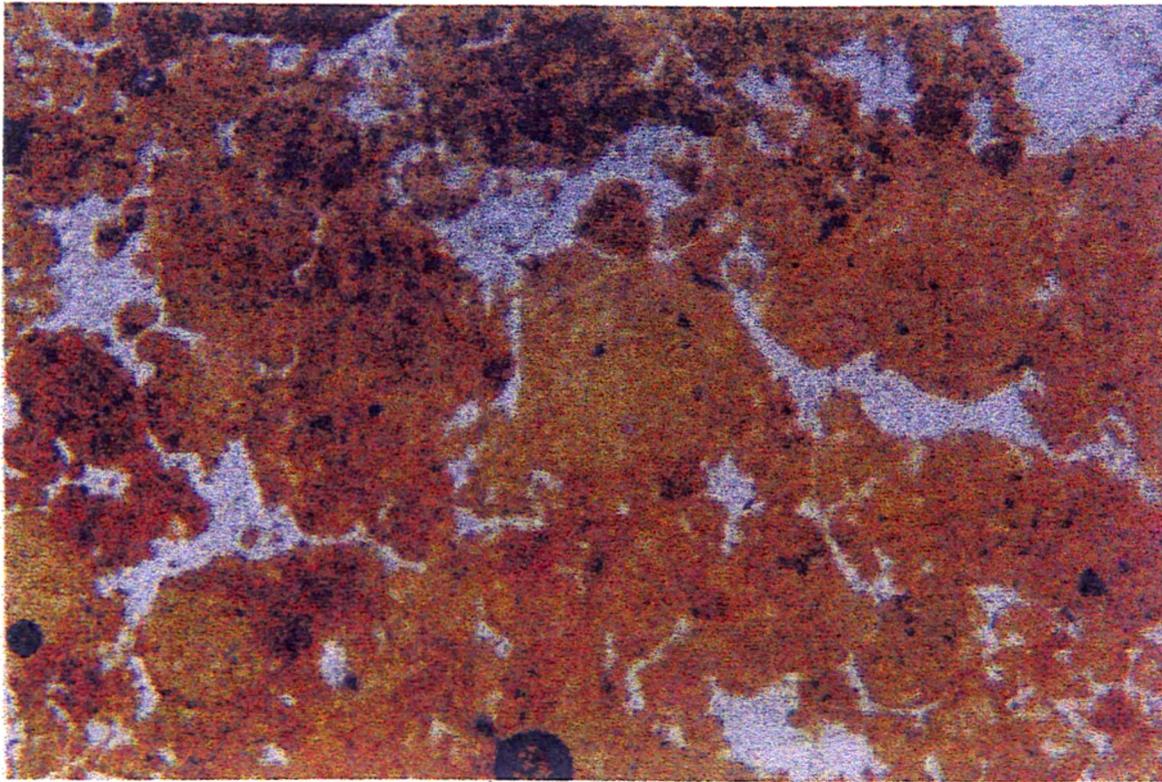


Figura 7.16 - Surgimento de agregados do tipo bloco subanguloso e com superfície rugosa. *Mud flow*. Aumento: x 94 (MO).

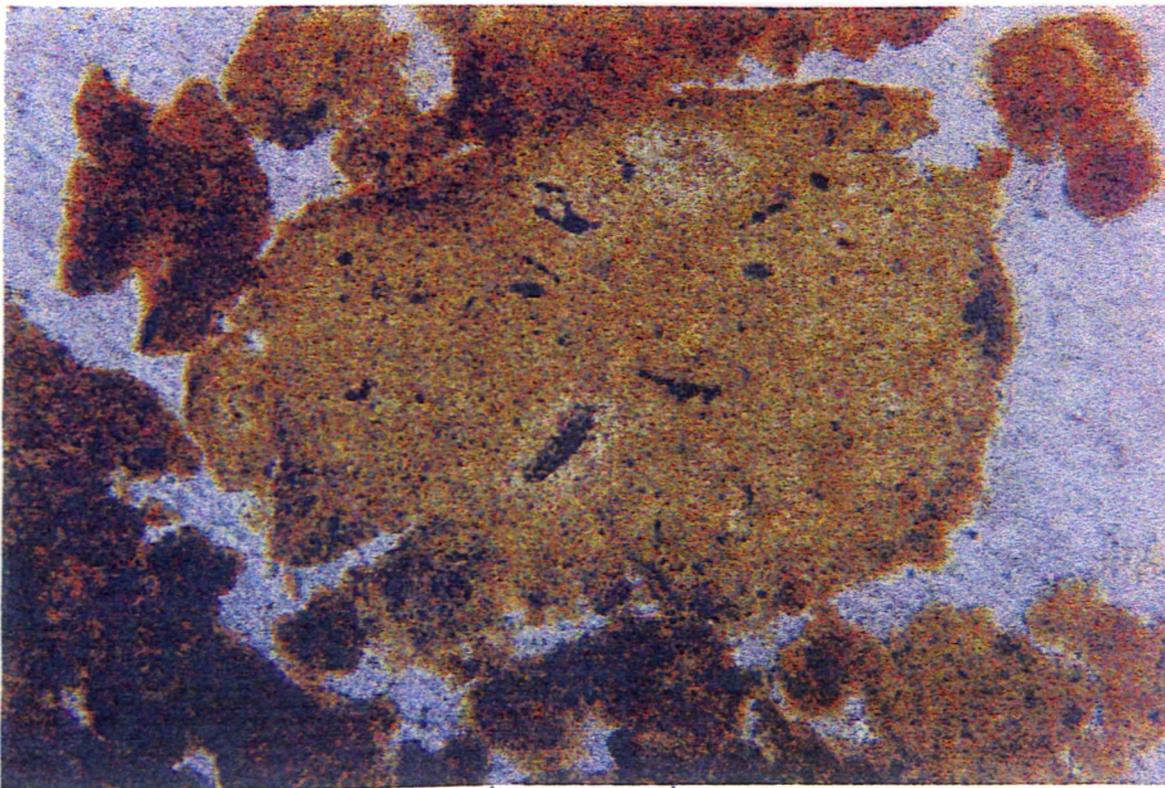


Figura 7.17 - Agregado do tipo bloco com superfície rugosa após o carregamento. *Mud flow*. Aumento: x 240 (MO).

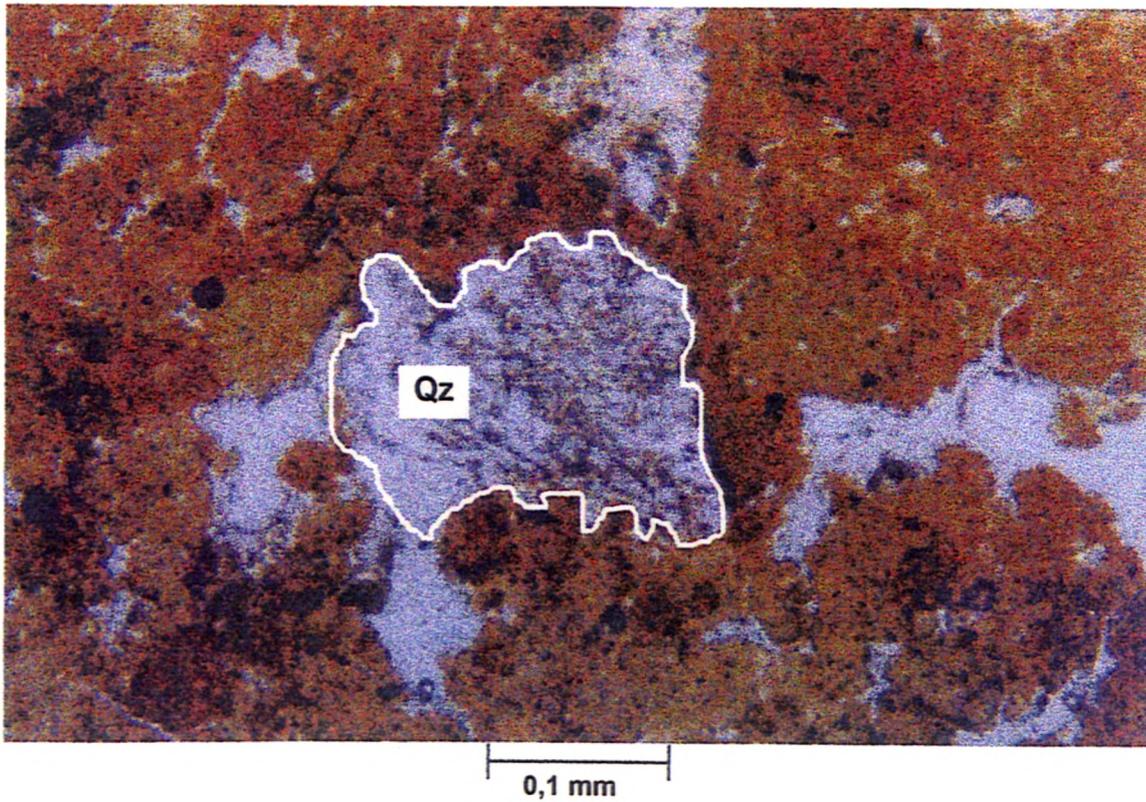


Figura 7.18 - Compactação de pequenos agregados em torno de um grão de quartzo (Qz) devido ao carregamento *mud flow*. Aumento: x 94 (MO).

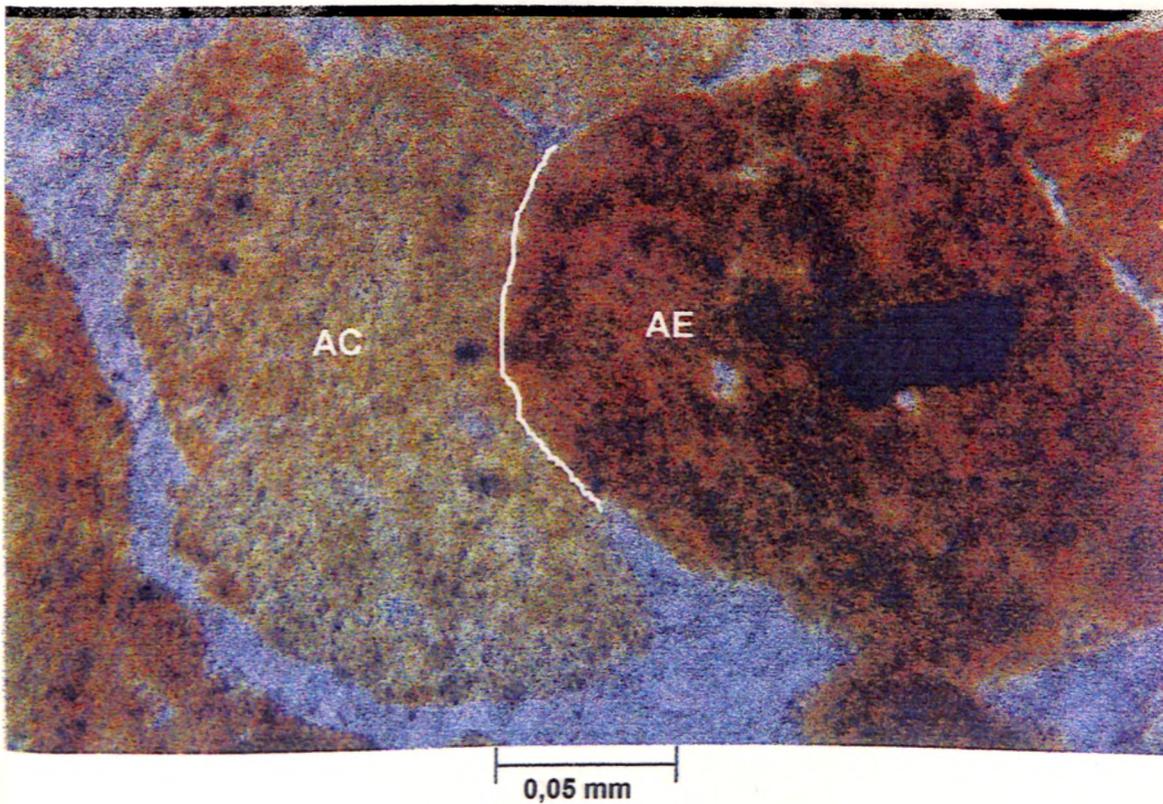


Figura 7.19 - Interpenetração de agregado vermelho-escuro (AE) em agregado vermelho-claro (AC) após o carregamento da amostra referente ao *mud flow*. Aumento: x 340 (MO).

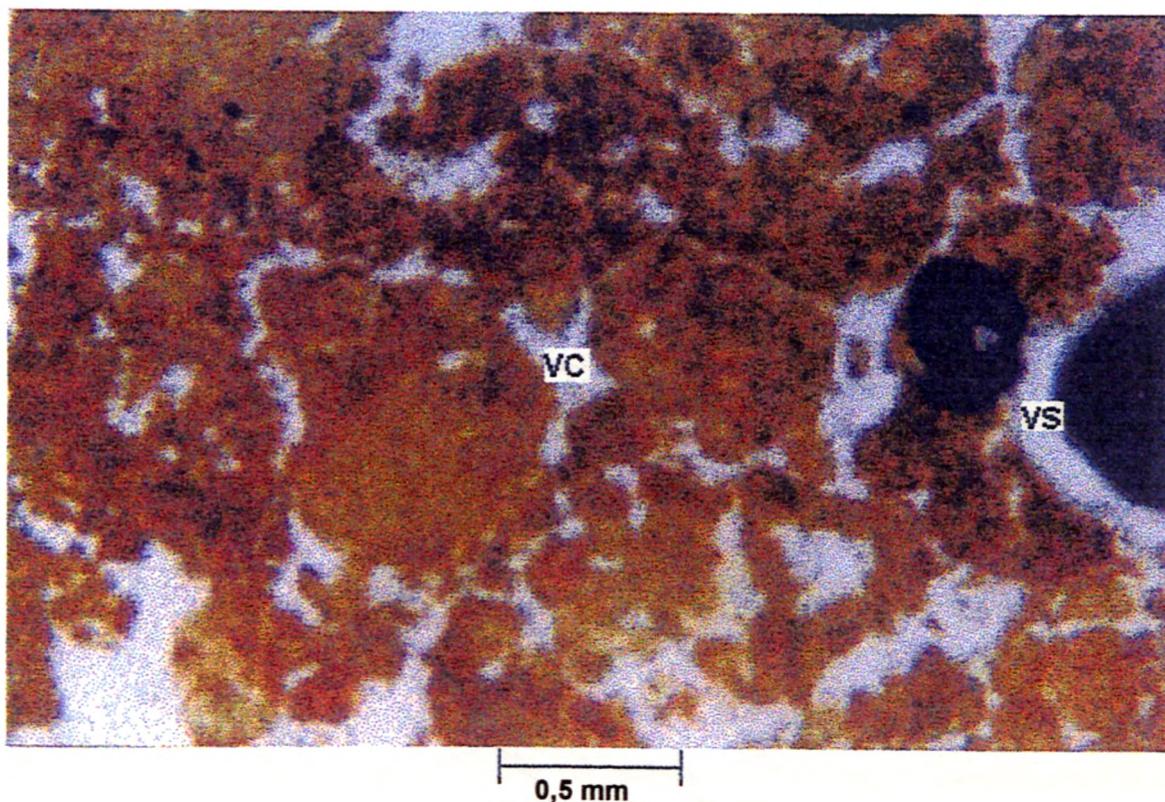


Figura 7.20 - Domínio dos vazios compactos compostos (VC) sobre os compactos simples (VS) e grau de pedalidade moderadamente desenvolvido no *mud flow* após o carregamento. Aumento: x 37 (MO).

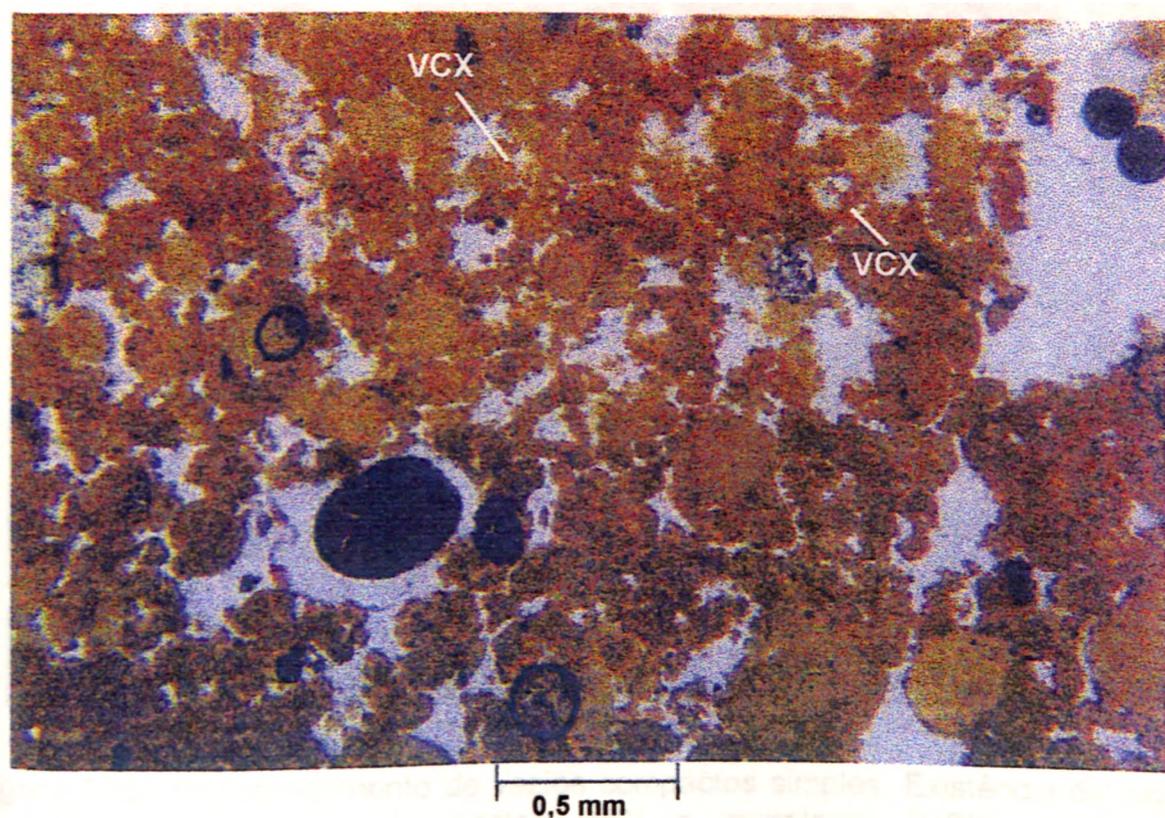


Figura 7.21 - Fotomicrografia mostrando o aparecimento de pequenos vazios compactos complexos (VCX) e grau de pedalidade moderadamente desenvolvido. *Mud flow* após o carregamento. Aumento: x 37 (MO).

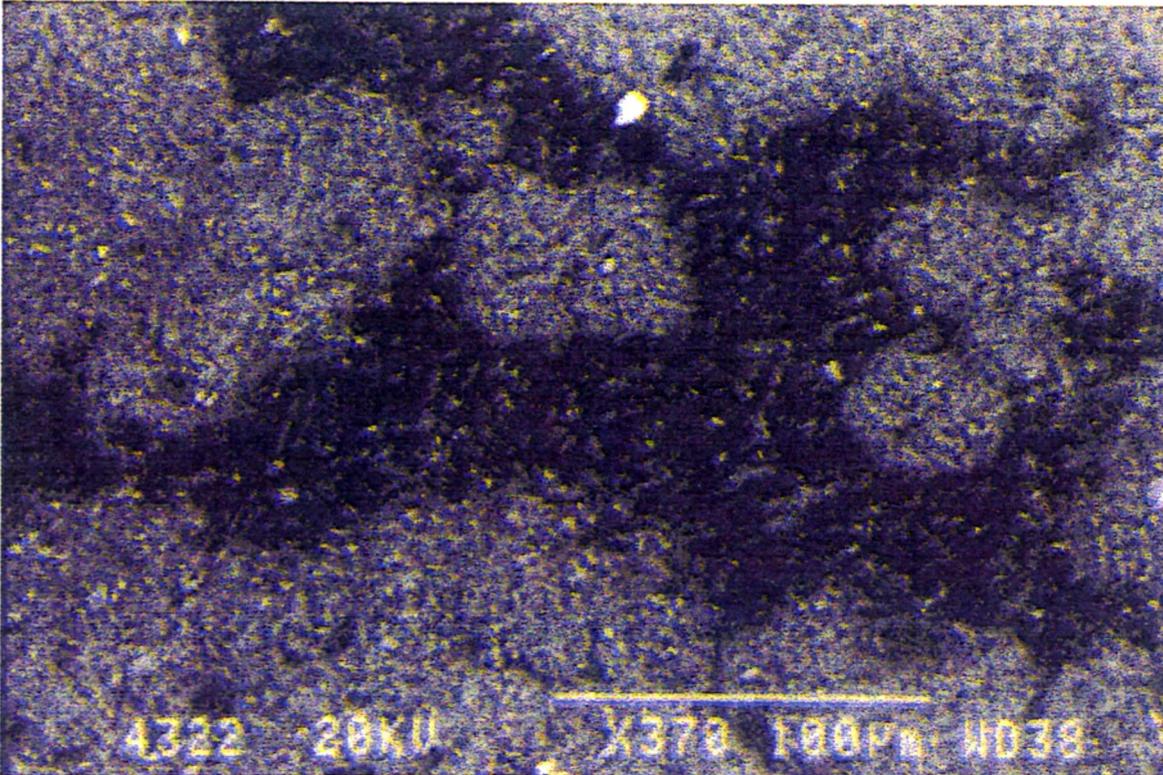


Figura 7.22 - Dispersão de argilas e aparecimento de grumos pouco rugosos na 3ª fase. *Mud flow* (MEV).

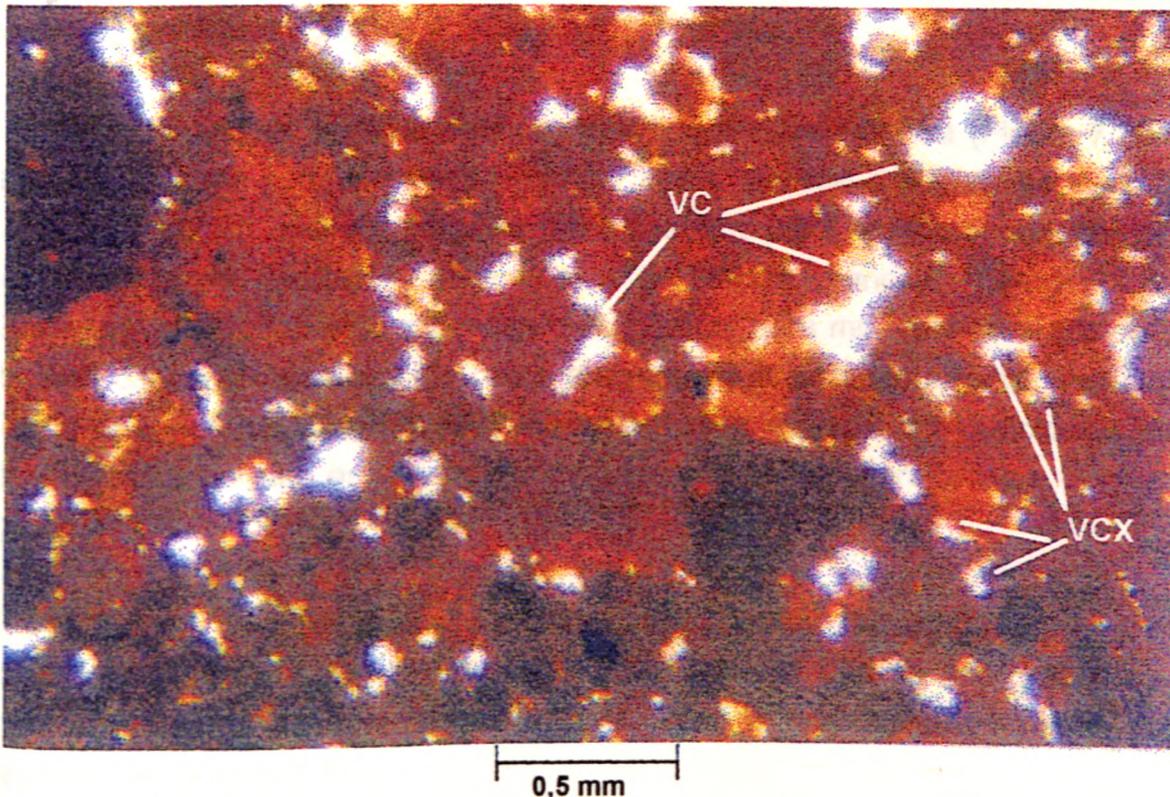


Figura 7.23 - Desaparecimento de vazios compactos simples. Existência de vazios compactos compostos (VC) e complexos (VCX) e grau de pedalidade fracamente desenvolvido. Observar que os agregados são menos rugosos que na fase anterior, devido a dispersão de argilas *Mud flow* inundado. Aumento: x 37 (MO).

7.2 - Solo Saprolítico

Este possui ainda algumas características da rocha original, como as intercalações de material arenoso e argiloso (Figura 7.24). Desta forma a descrição micromorfológica é feita em duas partes.

A análise do solo natural para a parte arenosa apresenta APE dos tipos granular-intertéctica (Figura 7.25) e em pequenas porções aglomeroplásmica (Figura 7.26). O plasma é aséptico e não ocorrem agregados de argila e nódulos.

Os grãos de quartzo ocupam a grande maioria do material sólido. Possuem dimensão média em torno de 0.1 mm e em geral são subarredondados a subangulosos. São lisos e não apresentam orientação, fraturamento e sinais de corrosão (Figura 7.25 e 7.26). Os contatos são realizados através de pontes e filmes até micrométricos de argila, evidenciados por MEV (Figura 7.27 e 7.28)..

Os vazios são muito abundantes e dos tipos vazios compactos simples e compostos determinando um grau de pedalidade fortemente a moderadamente desenvolvido (Figura 7.25).

Na intercalação argilosa verifica-se APE aglomeroplásmica (Figura 7.29a) e nienos comumente porfiroquéllica (Figura 7.30). O plasma é abundante e aséptico na maioria, porém existem porções insépticas que são produtos pedogenéticos Possivelmente da passagem mineralógica de "micas brancas" (Figura 7.29a e 7.29b), originadas durante o processo metamórfico, para minerais de argila do tipo illita e/ou caolinita e que desta forma mantiveram a orientação original, segundo a foliação dos metarritmitos. Em MEV observam-se a existência de micronódulos e grãos de tamanho silte espalhados homogeneamente nos agregados e pontes de argila.

Em geral, os agregados são bastante reduzidos em tamanho (0.02 - 1.0 mm) e quantidade (15%), quando comparados ao *mud flow*. São do tipo grânulos com forma esferoidal e mais raramente blocos, lisos e não possuem orientação e faturamentos (Figura 7.31).

Os grãos de quartzo são abundantes, com dimensões entre 0.1 a 0.3 mm, sendo subangulosos a angulosos, sem orientação e levemente fraturados (Figura 7.32).

Os nódulos são típicos e pseudomórficos, com forma subarredondada, lisos e não apresentam orientação e fraturamento. São raramente observados.

Os elementos estruturais fazem contatos entre si por pontes de argila, ou estão imersos no plasma (Figura 7.33).

Os vazios são reduzidos em relação a porção arenosa, sendo na maioria canais e câmaras (Figura 7.30), e menos comumente, vazios compactos compostos. O grau de pedalidade é de moderadamente a fracamente desenvolvido.

Na segunda fase (carregamento) observa-se mudanças importantes, evidenciando o aparecimento de zonas onde ocorrem uma homogeneização dos materiais (Figura 7.34), ou seja, não existindo mais a distinção entre as porções arenosas e argilosas (Figura 7.24).

A quebra dos agregados ocorre de maneira menos intensa em relação ao *mud flow*, porém aparecem blocos subangulosos com superfície rugosa.

A acumulação de pequenos agregados em torno do grãos de quartzo (Figura 7.35) e a quebra de pontes de argila também são verificadas. Ocorre, porém raramente, interpenetração de agregados.

Os vazios apresentam grande redução, com predomínio de canais e câmaras (Figura 7.36). O grau de pedalidade é fracamente desenvolvido. A APE torna-se aglomeroplásmica/porfiroquélicas (Figura 7.34).

A observação das LD para a terceira fase (carregamento e inundação) mostra a dispersão, acomodação e grande fluxo de argilas de forma superior ao ocorrido com o *mud flow*, tornando-se inclusive difícil o reconhecimento dos agregados (grumos), que nesta fase são menos rugosos (Figura 7.37).

A redução dos vazios é bastante importante, ocorrendo apenas canais e câmaras quando observado em MO (Figura 7.37). Em MEV são identificados microvazios no interior da trama, que nesta fase torna-se porfiroquélica.

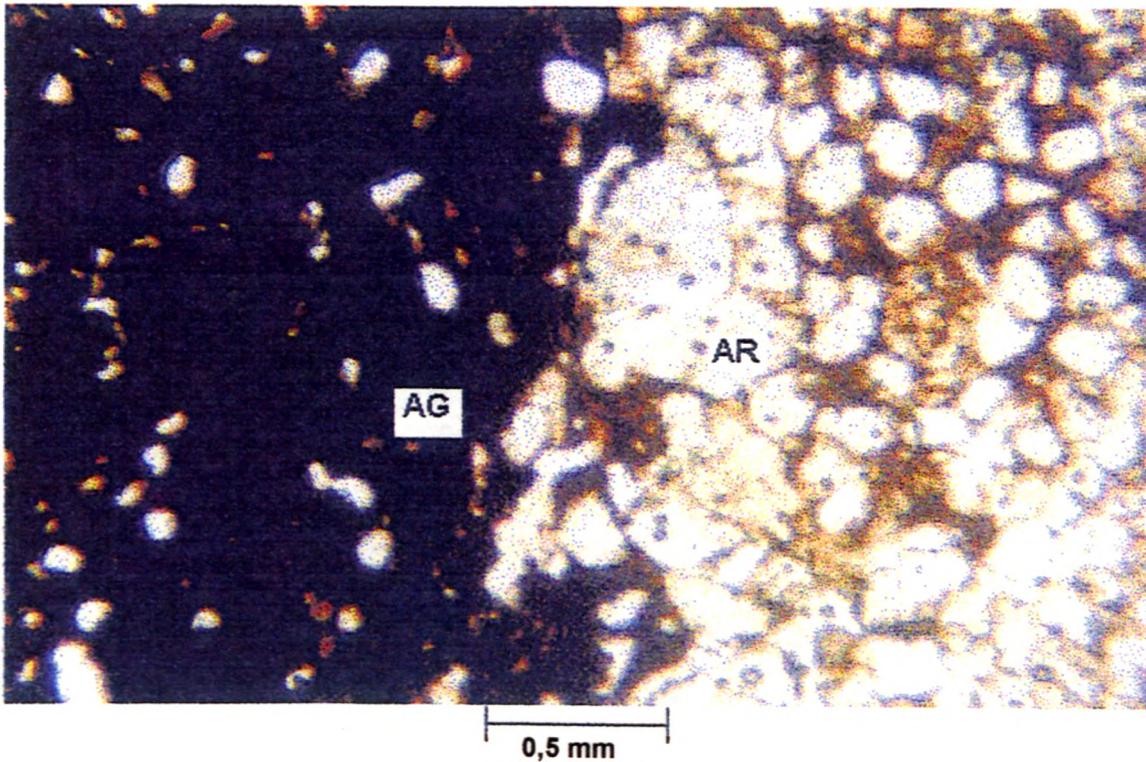


Figura 7.24 - Fotomicrografia de um contato entre as intercalações de materiais arenoso (AR) e argiloso (AG) do solo saprolítico. Aumento: x 37 (MO).

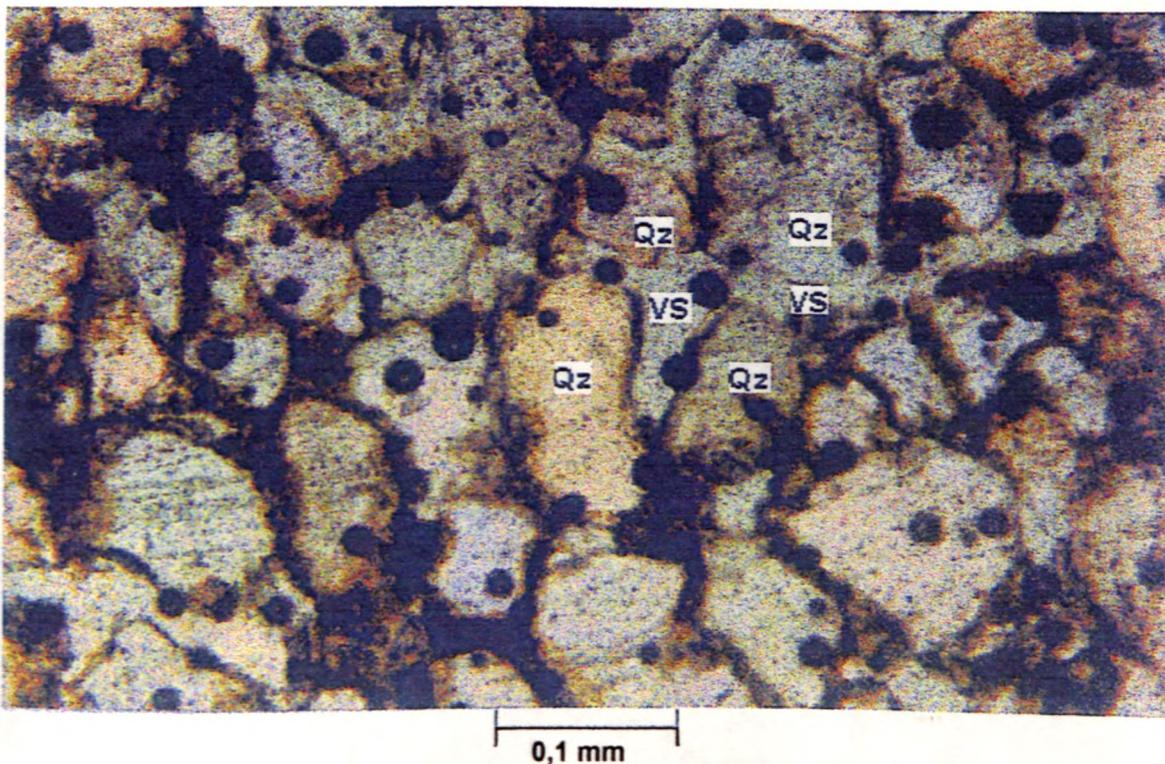


Figura 7.25 - Fotomicrografia da porção arenosa do solo saprolítico, mostrando APE granular-intertéxica. Observar os grãos de quartzo (QZ) sem sinais de fraturamento e corrosão. Em geral são lisos e subarredondados a subangulosos. Percebe-se também vazios compactos simples (VS). Aumento: x 94 (MO).

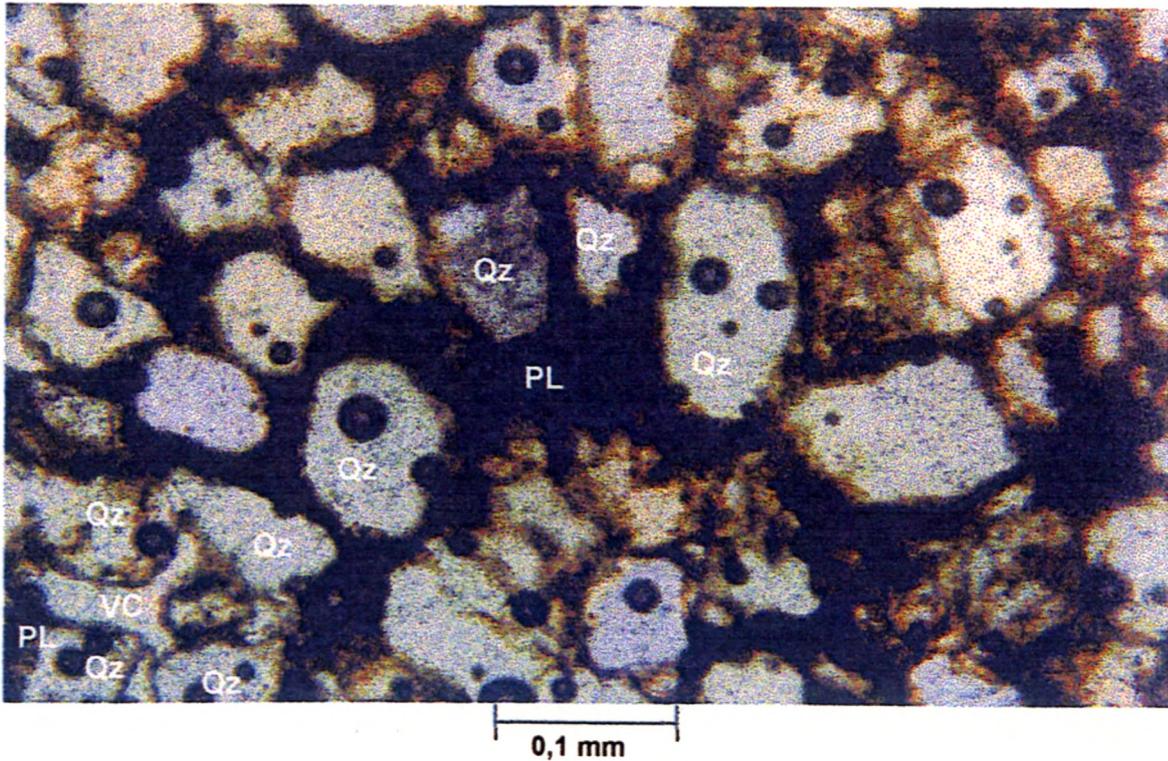


Figura 7.26 - Fotomicrografia da porção arenosa do solo saprolítico, mostrando APE aglomeroplásmica, com plasma aséptico (PL) entre grãos de quartzo (Qz) com as mesmas descritas na figura anterior, porém com vazios compactos compostos (VC). Aumento: x 94 (MO).

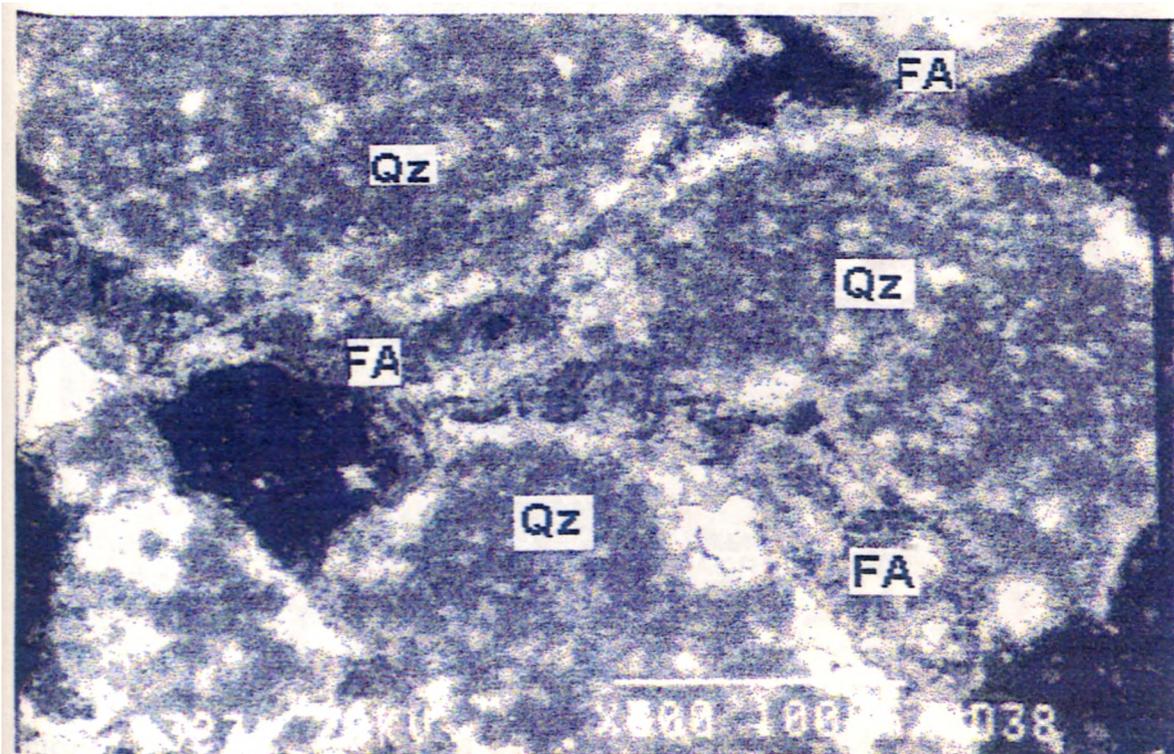


Figura 7.27 - Filmes de argila (FA) entre grãos de quartzo (Qz) da porção arenosa do solo saprolítico (MEV).

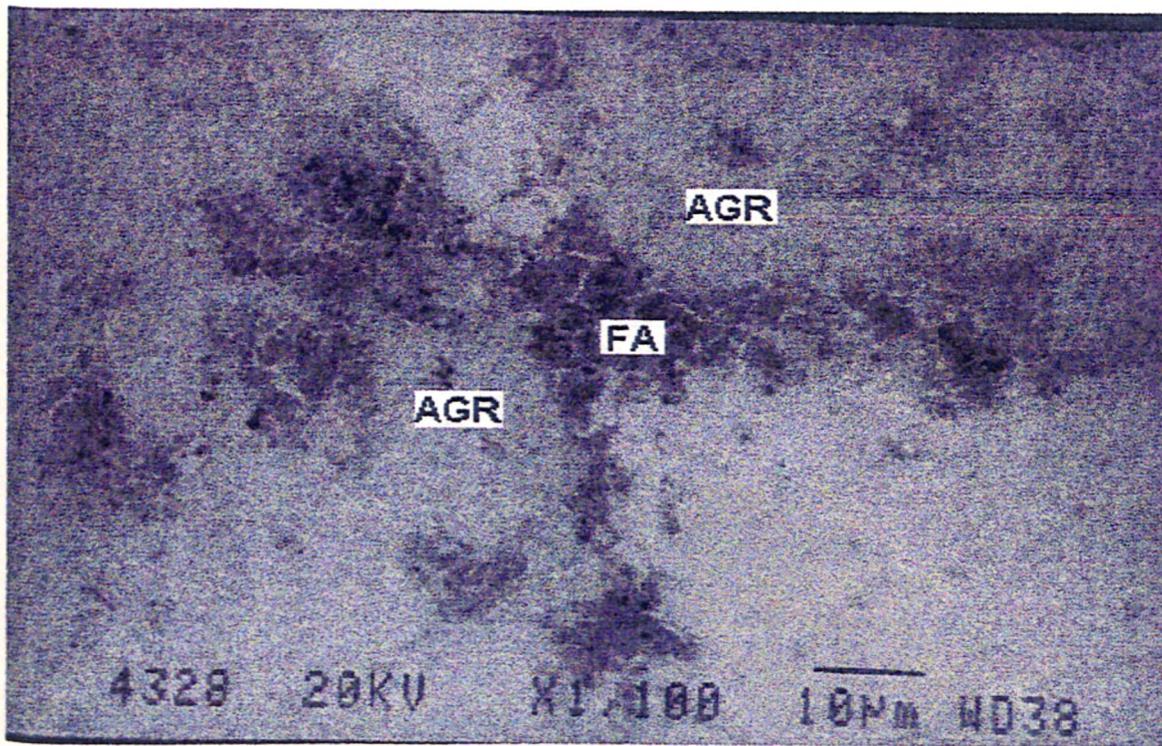


Figura 7.28 - Fotomicrografia mostrando filme de argila (FA) entre dois microagregados (AGR) do solo saprolítico (MEV).

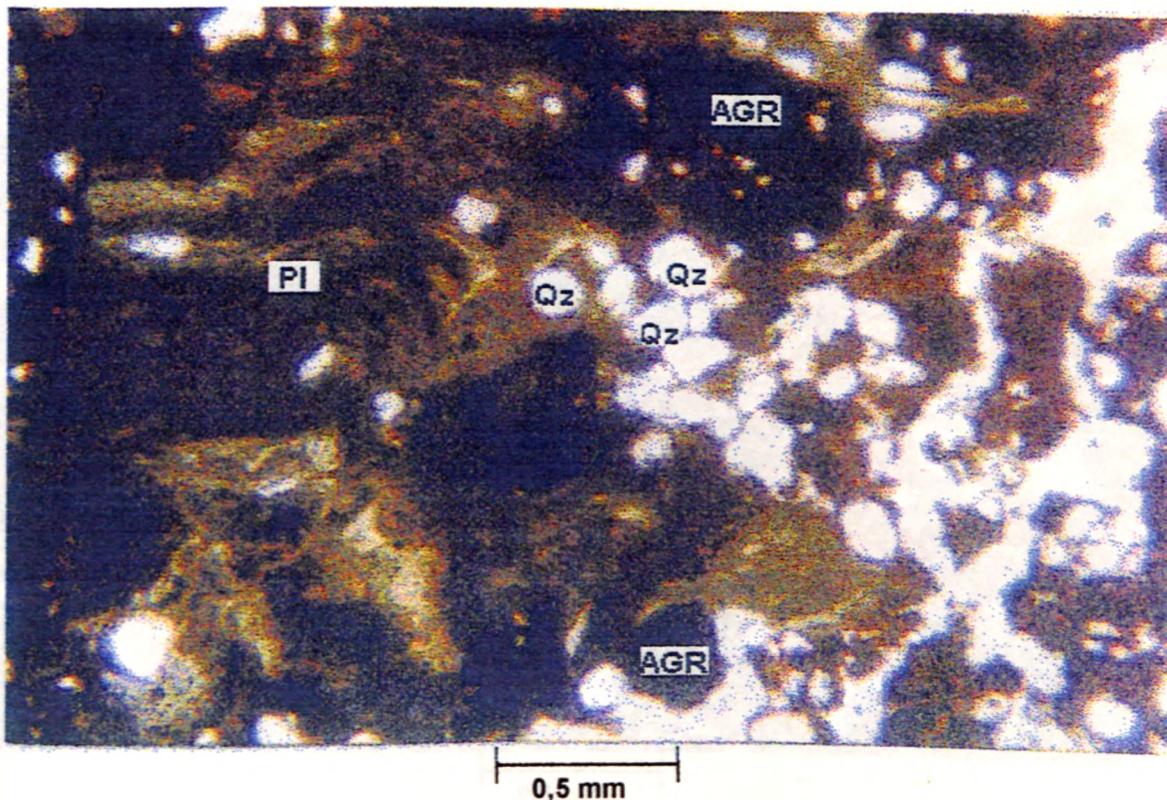


Figura 7.29a - Fotomicrografia da porção argilosa do solo saprolítico, mostrando a APE aglomeroplásmica. Observar grãos de quartzo (Qz) e agregados (AGR) na presença de plasma insépico (PI). Aumento x 37 (MO).

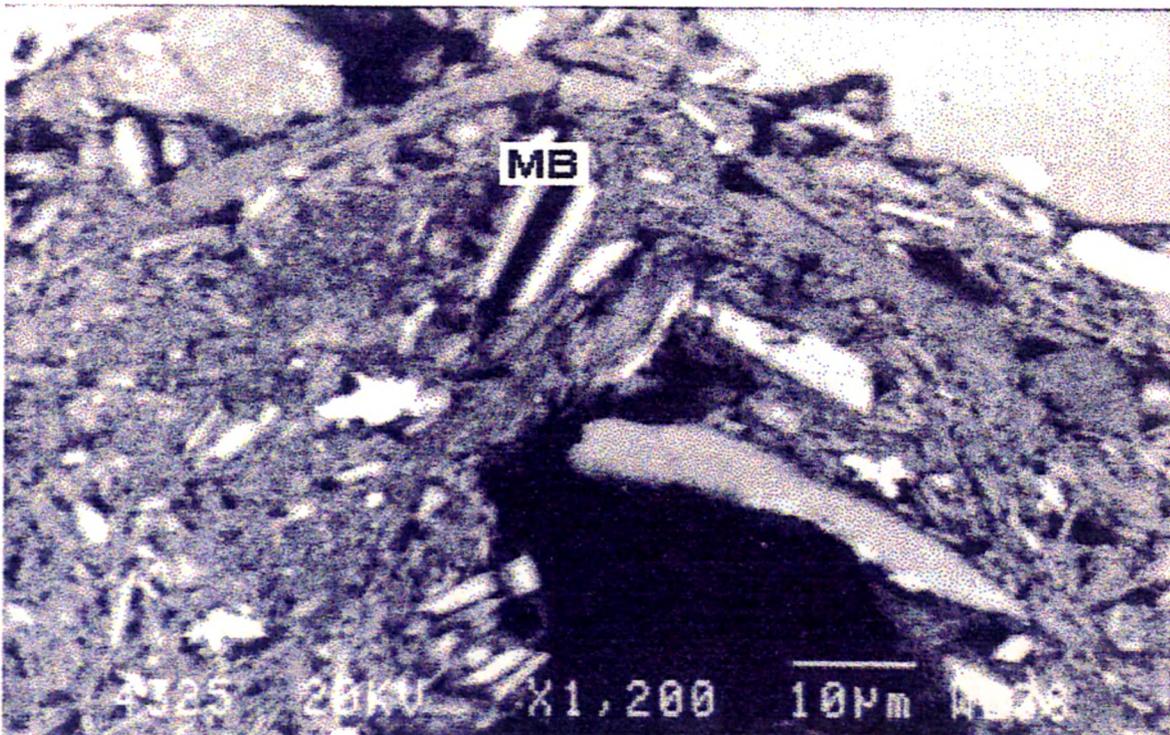


Figura 7.29b - Fotomicrografia de um detalhe da foto anterior mostrando "micas brancas"(MB) no plasma do solo saprolítico (MEV).

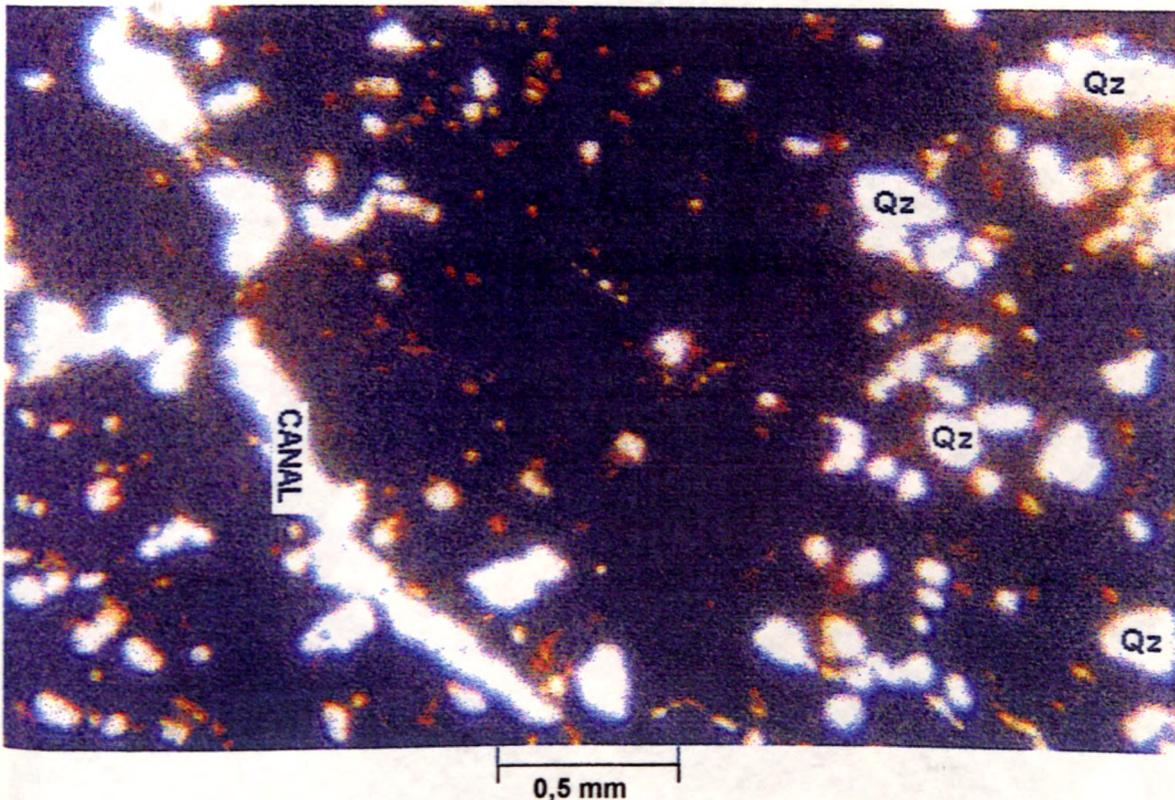


Figura 7.30 - Fotomicrografia da porção argilosa do solo saprolítico que mostra APE porfiroscúlica com grãos de quartzo (Qz) espalhados em plasma aséptico. Observar um canal à esquerda. Aumento: x 37 (MO).

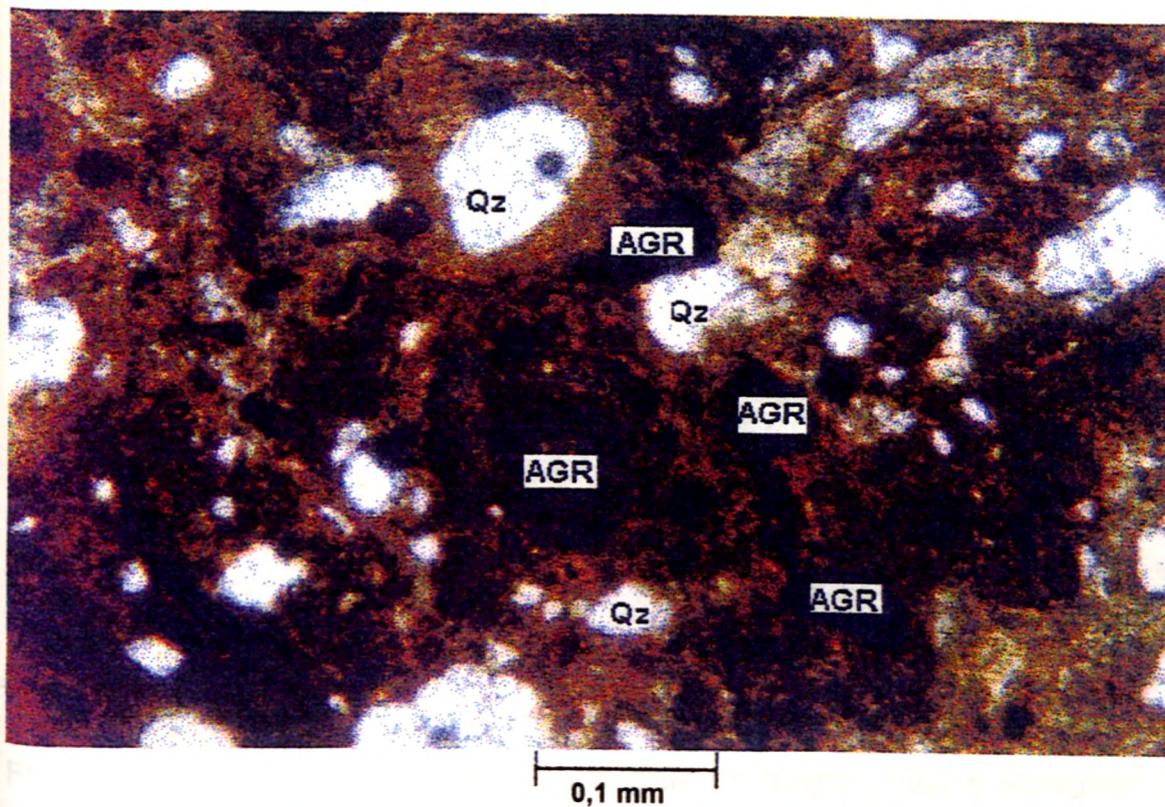


Figura 7.31 - Agregados (AGR) e grãos de quartzo (Qz) no interior de plasma asépico do solo saprolítico. Aumento: x 94 (MO).

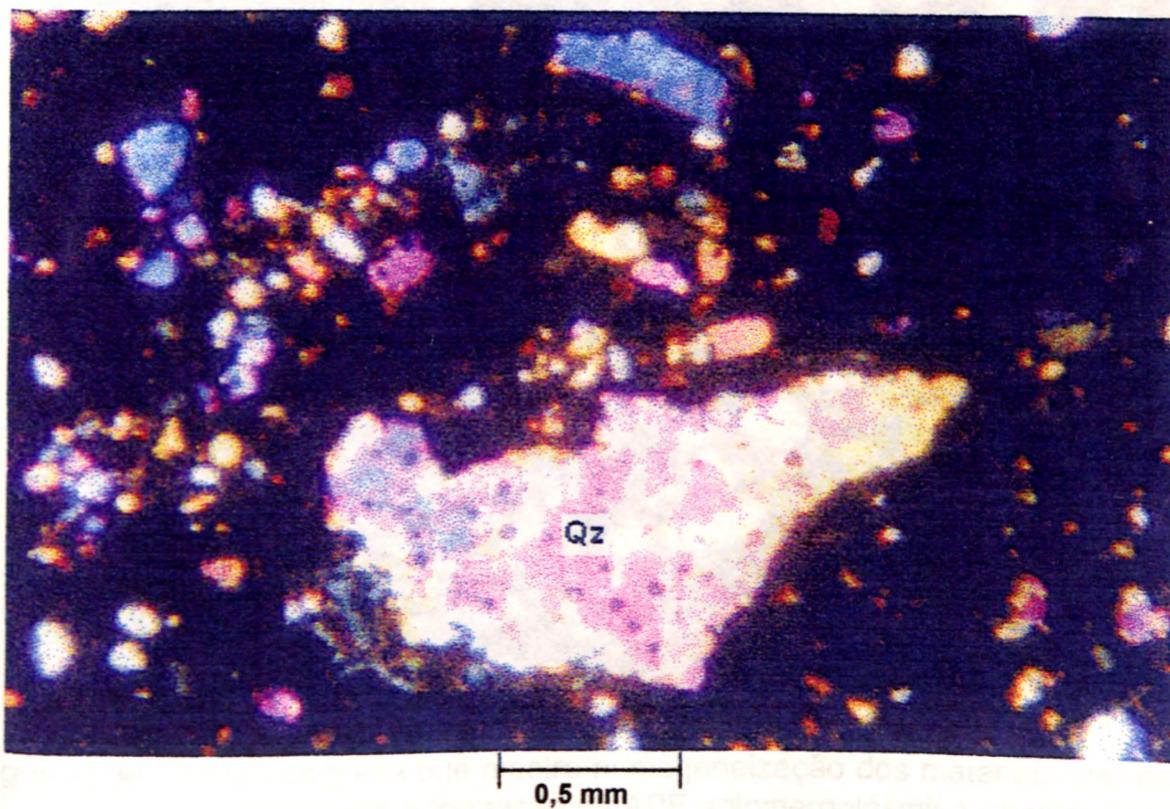


Figura 7.32 - Fotomicrografia mostrando grãos de quartzo (Qz) angulosos na porção argilosa do solo saprolítico. Aumento: x 37 (MO - Nicóis cruzados).

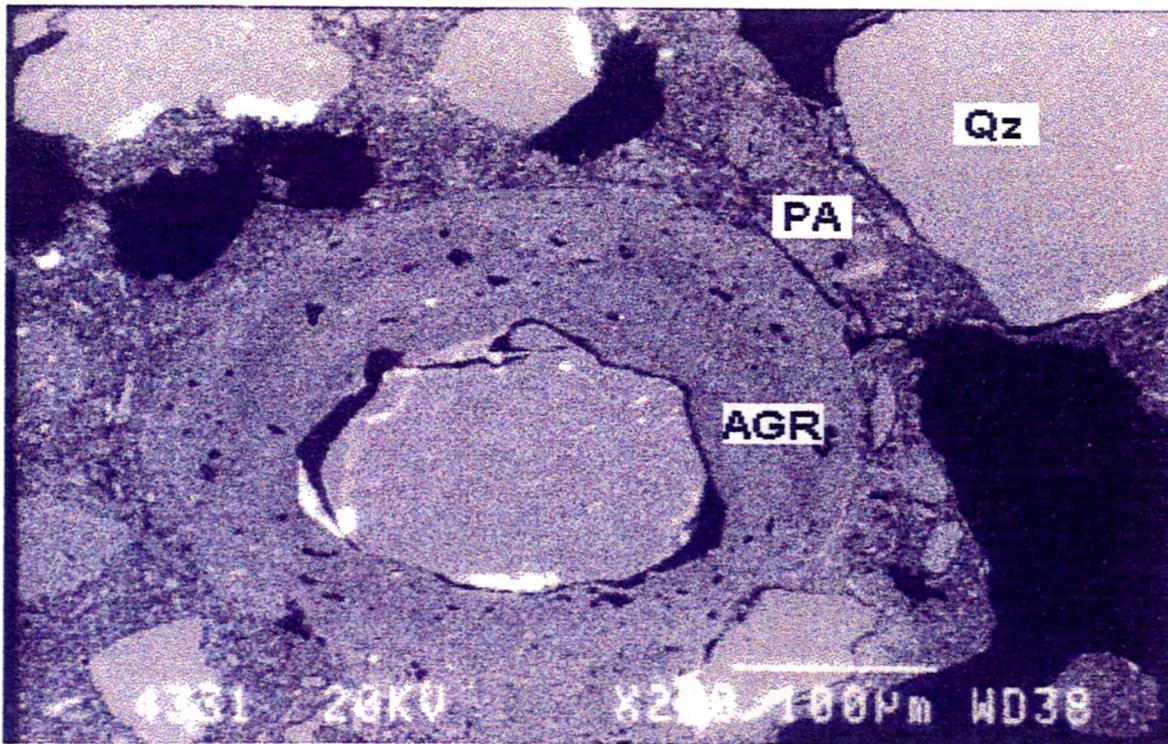


Figura 7.33 - Ponte de argila (PA) entre grão de quartzo (Qz) e agregado (AGR) com grão de quartzo em seu interior. Solo saprolítico (MEV).

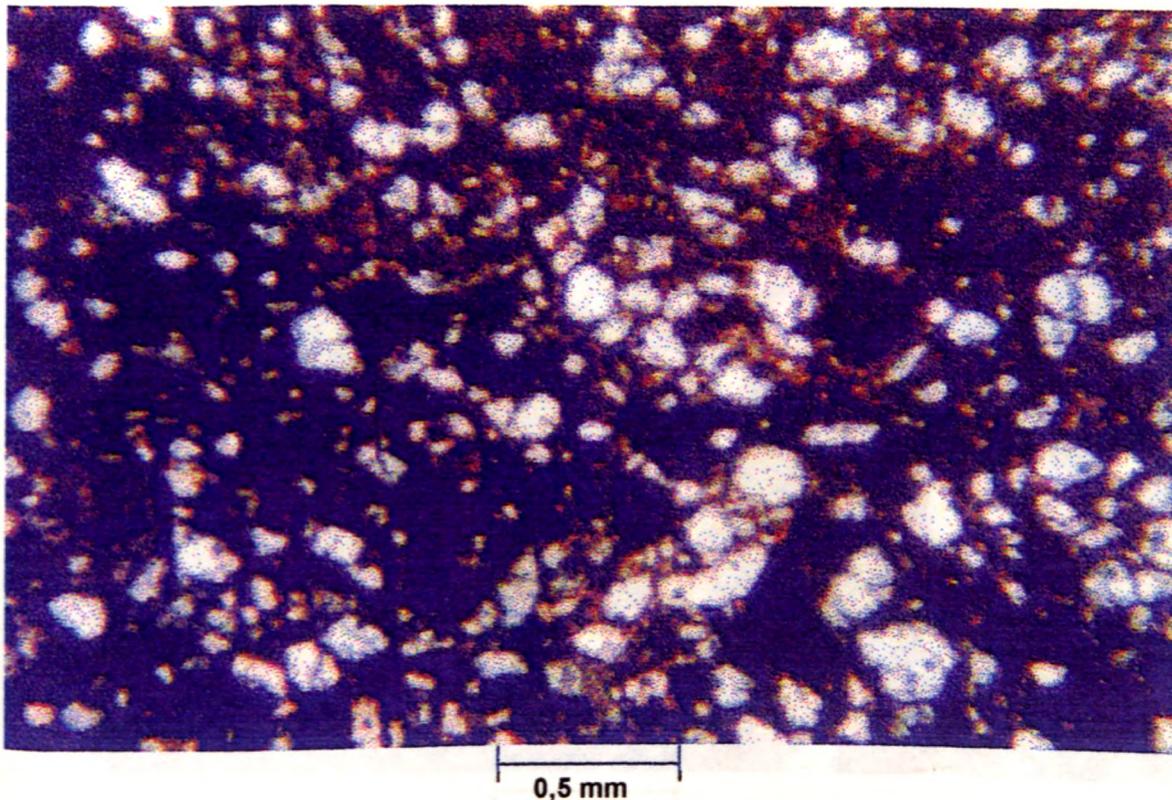


Figura 7.34 - Fotomicrografia que mostra homogeneização dos materiais arenoso e argiloso com a formação da APE aglomeroplásmica - porfiroscúlica após o carregamento de 100 kPa sob o solo saprolítico. Aumento: x 37 (MO).

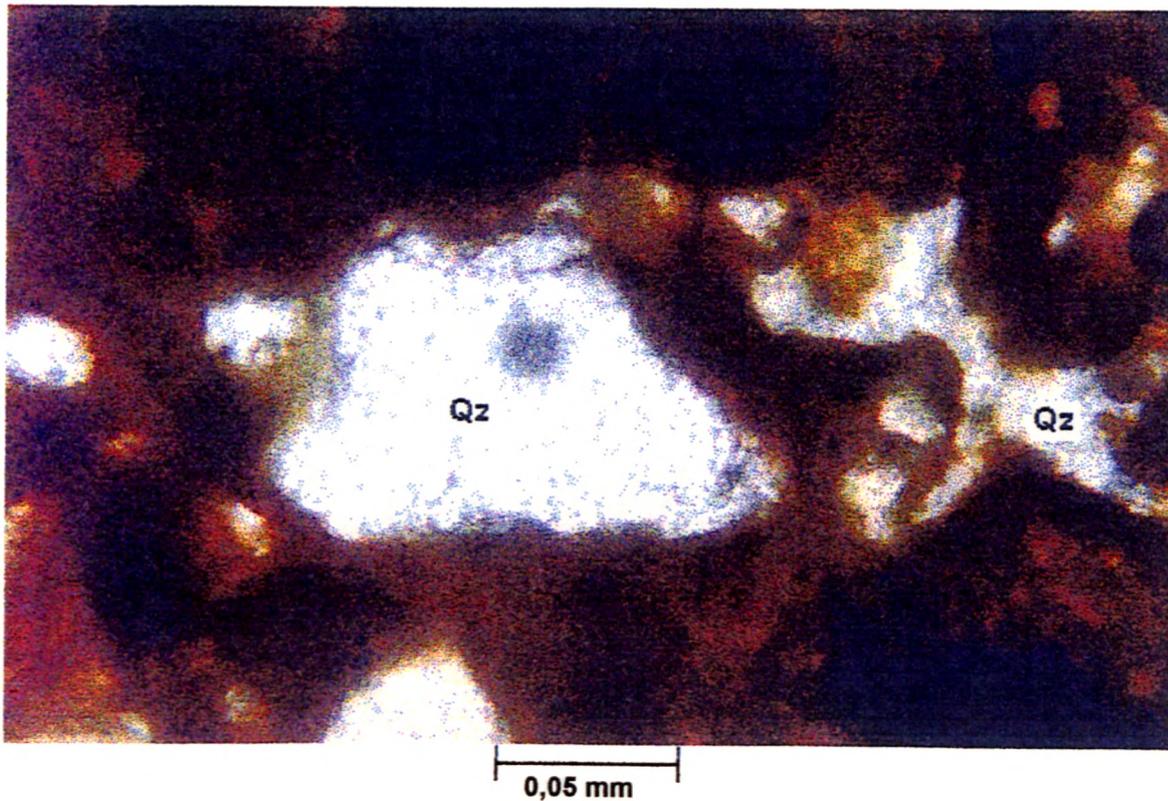


Figura 7.35 - Acumulação de pequenos agregados em torno do grão de quartzo (Qz) após o carregamento do solo saprolítico. Aumento: x 240 (MO).

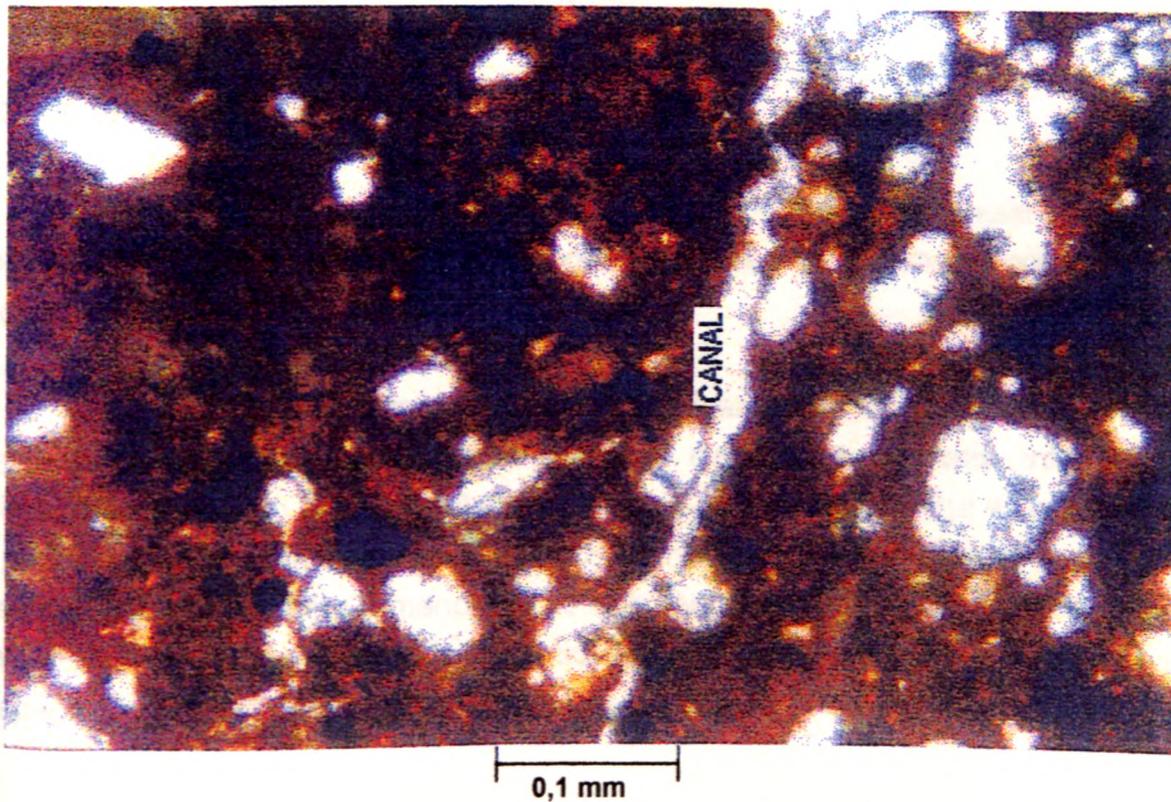


Figura 7.36 - Porção porfiroscúlica que mostra um canal a direita e grãos de quartzo imersos no plasma aséptico. Solo saprolítico após carregamento. Aumento: x 94 (MO).

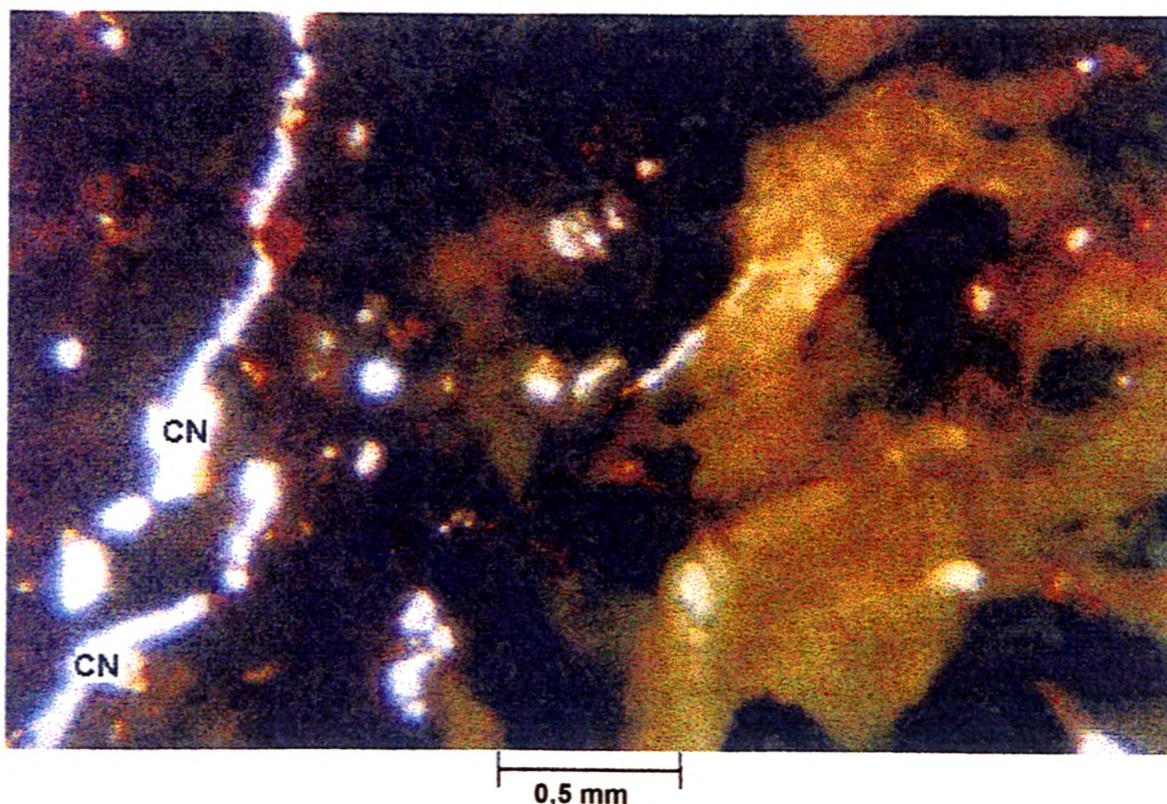


Figura 7.37 - Fotomicrografia que apresenta dispersão, acomodação e fluxo de argilas após a inundação do solo saprolítico. Observar canais (CN) à esquerda. Aumento: x 37 (MO).

7.3 - Solo Residual Laterítico

Este solo em condições naturais, possui a APE do tipo granular-intertéctica, com plasma aséptico cuja presença é de maior relevância quando comparado ao *mud flow* (Figura 7.38).

Os agregados são também formados basicamente por minerais de tamanho argila não orientados, possuindo em média dimensões bastante inferiores ao primeiro solo descrito (0.06 - 0.08 mm). Em geral apresentam forma esferoidal, lisos a pouco rugosos, com orientação e fraturamento inexistentes. Sua proporção nos materiais sólidos também é menor em relação ao *mud flow*, cerca de 40%. A partir da MEV, nota-se uma grande quantidade de fragmentos de dimensão, silte dispersos nos agregados e também nas finas películas.

Os nódulos são típicos, geralmente arredondados a sub-angulosos, lisos, isotrópicos e não possuem orientação. Não perfazem 1 % total e atingem dimensões entre 0,1 a 0,7 mm. Por suas características são compostos por oxi-hidróxidos de ferro. O processo de plasmificação ocorre em escala bem inferior comparativamente ao *mud flow* (Figura 7.39). Neste solo também, a partir da MEV, constatou-se uma quantidade muito grande de micronódulos de tamanho silte dispersos nos agregados, pontes de argila (Figura 7.40), películas e plasma.

Os grãos de quartzo são abundantes e possuem proporção pouco inferior aos agregados (Figura 7.39). Tem tamanho entre 0,07 e 5 mm. Em geral são subangulosos a angulosos, não orientados e em alguns grãos o fraturamento é intenso, porém na maioria inexistente. O processo de corrosão em alguns grãos é relativamente intenso e desenvolve-se geralmente sobre as zonas fraturadas (Figura 7.39).

Os elementos estruturais fazem contatos entre si através de pontes de argila que geralmente são facilmente observados em MO (Figura 7.41). Algumas destas pontes de argila são bastantes espessas, chegando a envolver de maneira incompleta alguns elementos estruturais. A partir do MEV, verifica-se filmes de argila, apesar de pouco constantes, principalmente nos contatos onde os grãos de quartzo estão envolvidos (Figura 7.42).

Os vazios atingem cerca de 55% do total. São predominantemente do tipo compacto composto, determinando um grau de pedalidade moderadamente desenvolvido (Figura 7.41).

Ocorrem, apesar de em pequena proporção (< 1%), bioturbações geralmente arredondadas e preenchidas por plasma, nódulos e/ou quartzo, formando deste modo pedotúbulos (Figura 7.43 e 7.44).

Deve ser salientado que as LD horizontal e vertical para o solo em estado natural não apresentam nenhuma diferença entre elas quanto a descrição micromorfológica acima.

Na segunda fase (carregamento), ocorrem mudanças importantes. A quebra dos agregados também é forte, porém de menor intensidade em relação ao *mud flow* e com o aparecimento de blocos sub-angulosos com superfície rugosa (Figura

7.45).

Há acumulação de pequenos agregados em torno dos grãos de quartzo e nódulos que são levemente fraturados. Ocorrem, porém raramente, interpenetração de agregados.

As pontes e filmes de argila tornam-se cominuídas por uma intensa quebra.

A redução de vazios também é significativa, contudo em menor escala que a ocorrida no primeiro solo descrito. A interconexão entre os poros se torna menor e aparece um predomínio de vazios compactos complexos. O grau de pedalidade torna-se fracamente desenvolvido. A APE é agora aglomeroplásmica (Figura 7.46).

As LD da terceira fase (carregamento e inundação) (Figura 7.47) mostram a dispersão e acomodação das argilas provenientes dos agregados, aumentando-se o plasma já existente de forma superior ao que ocorre com o *mud flow*, tornando difícil, em certas porções, o reconhecimento dos agregados, e que na realidade agora são mais grumosos e menos rugosos (Figura 7.48).

Os vazios apresentam uma redução mais significativa nesta fase quando comparada ao *mud flow*, todavia mantém o predomínio do tipo compacto complexo e o grau de pedalidade fracamente desenvolvido.

A APE continua predominantemente aglomeroplásmica, surge contudo algumas porções porfiroquéllicas (Figura 7.47). As diferenças entre as LD horizontais e verticais das últimas fases ocorrem do mesmo modo ao descrito para o *mud flow*, ou seja, não apresentam distinções.

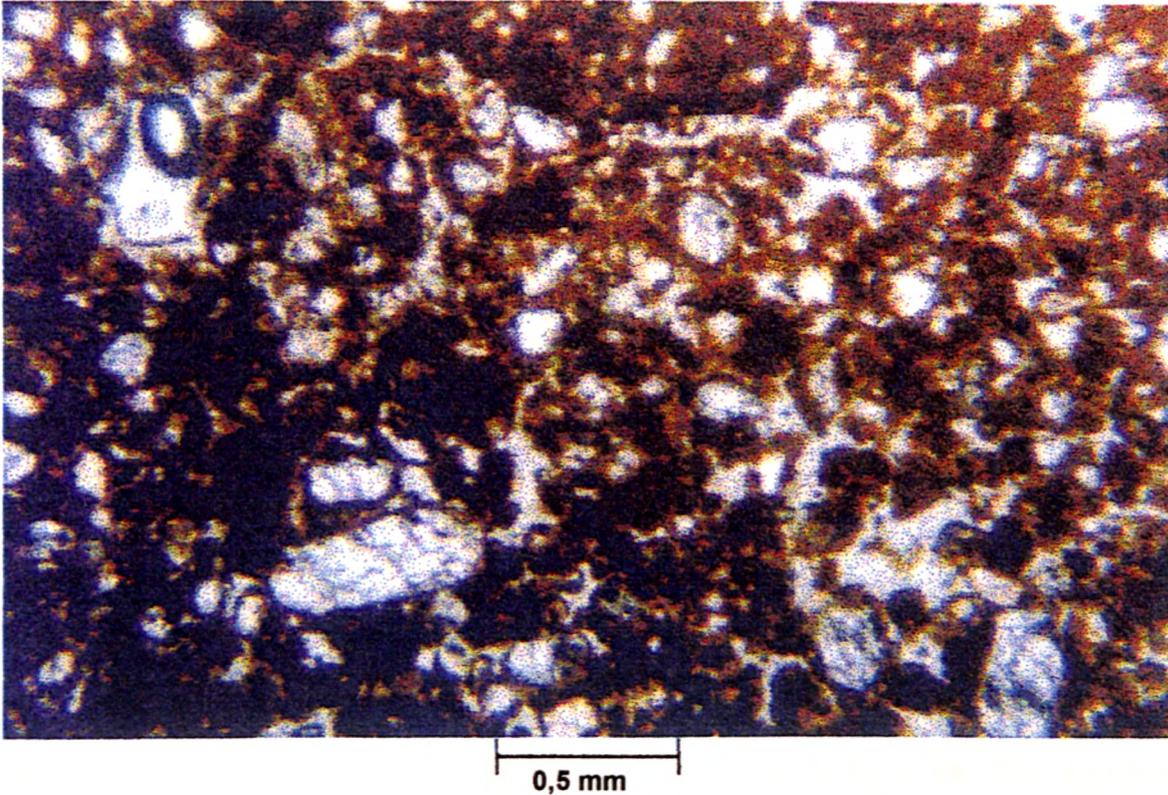


Figura 7.38 - Fotomicrografia mostrando APE granular-intertéxica e plasma aséptico do solo residual laterítico. Aumento: x 37 (MO).

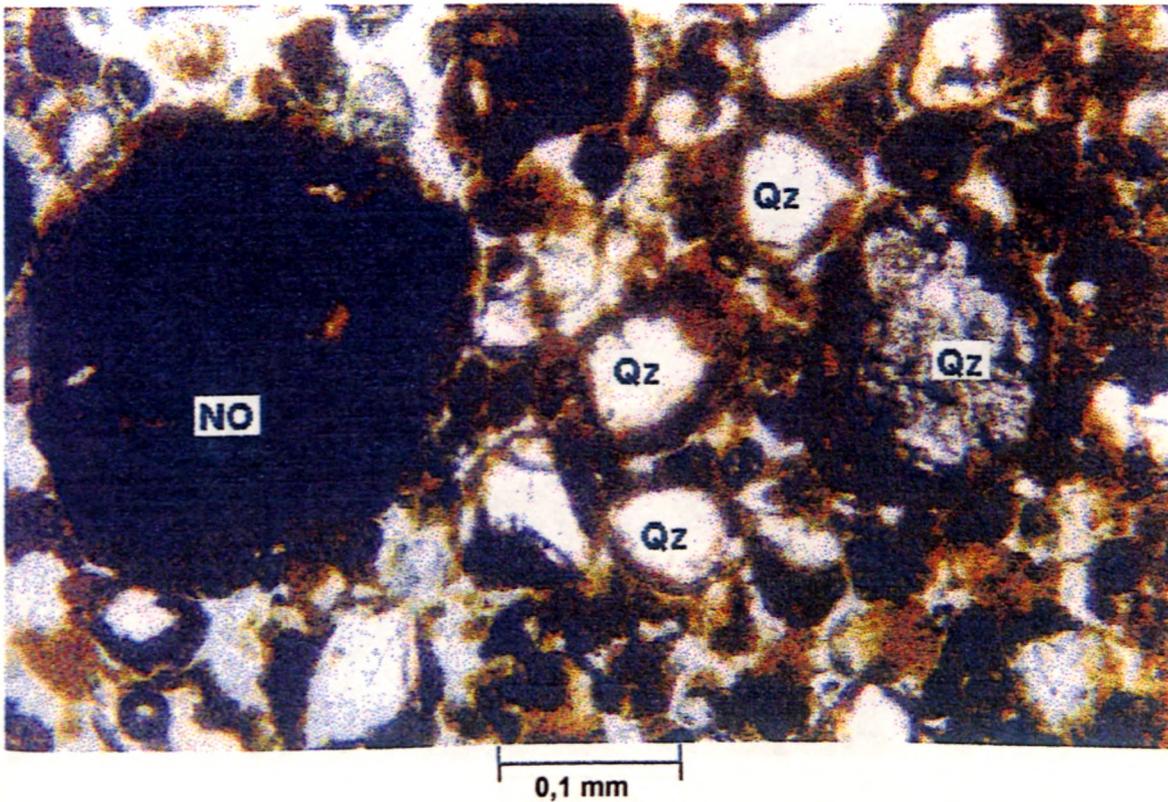


Figura 7.39 - Fotomicrografia mostrando nódulo (NO) arredondado com plasmificação pequena e grãos de quartzo (Qz) subangulosos, sendo que o maior apresenta-se corroído. Solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).

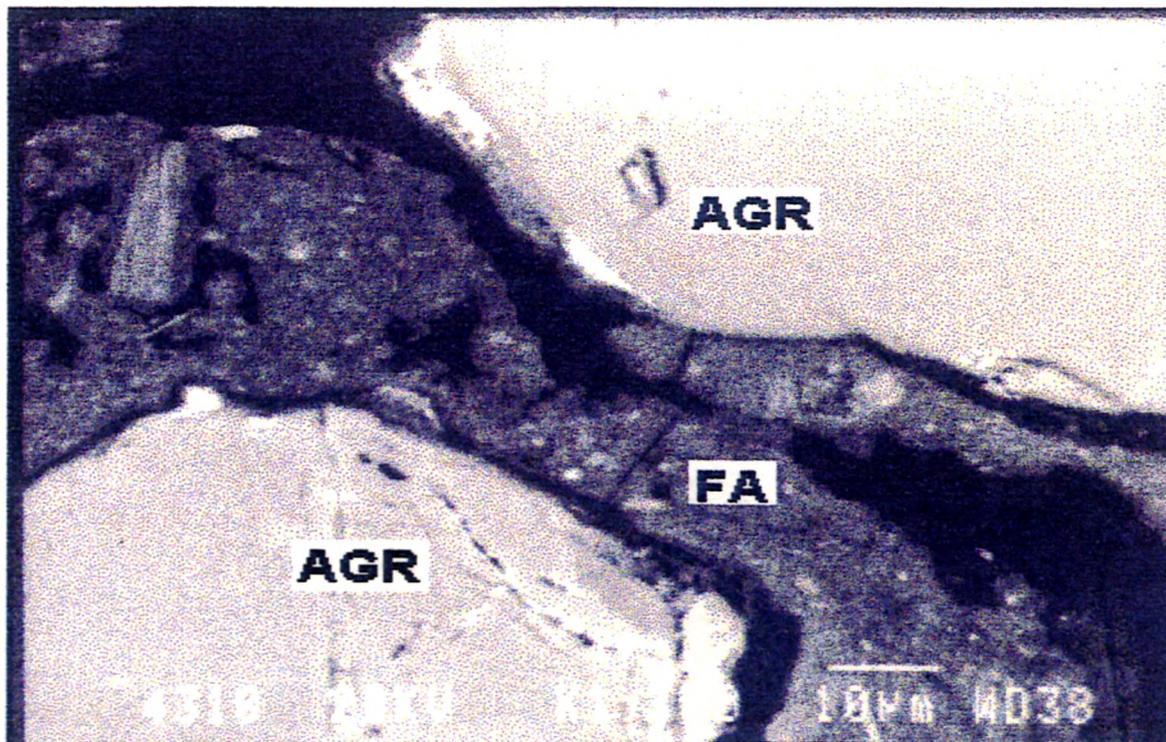


Figura 7.40 - Fotomicrografia mostrando filme de argila (FA) entre dois agregados (AGR). Observar fragmentos tamanho silte e argila no contato. Solo residual laterítico (MEV)

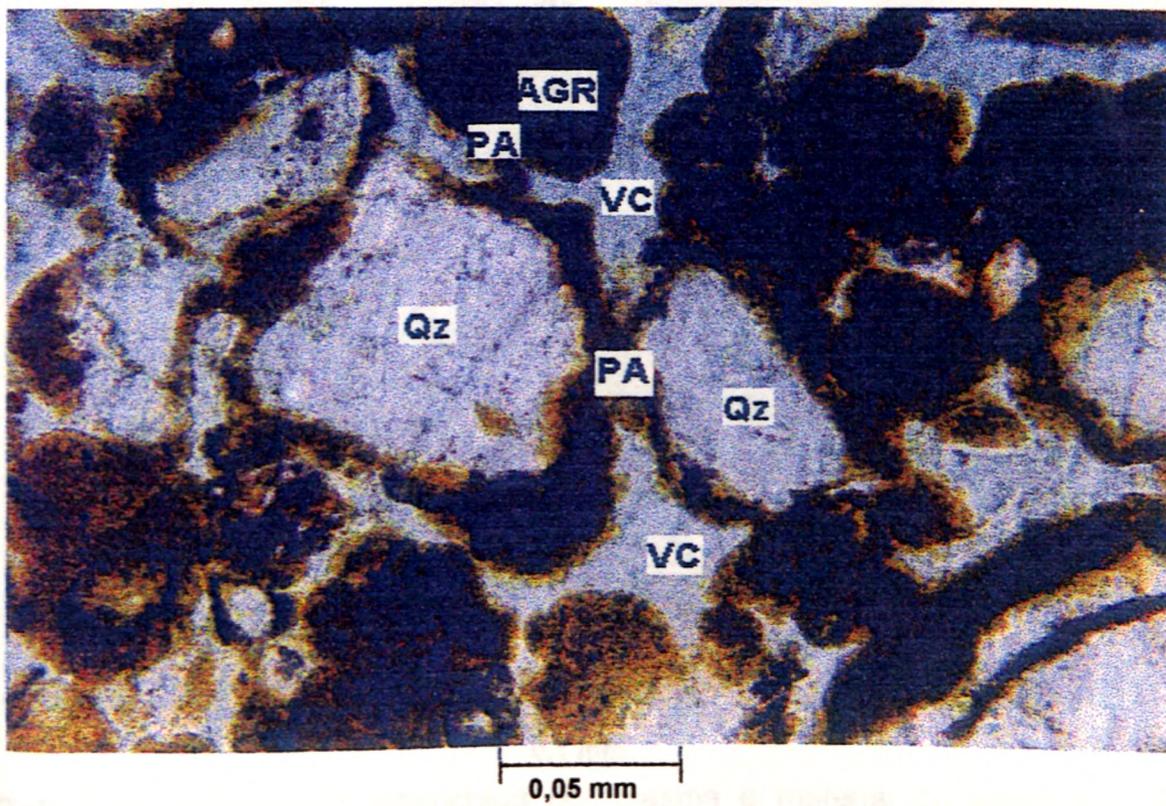


Figura 7.41 - Fotomicrografia mostrando pontes de argila (PA) entre grãos de quartzo (QZ) e agregados (AGR), além de vazios compactos compostos (VC) no solo residual laterítico. Aumento: x 240 (MO).

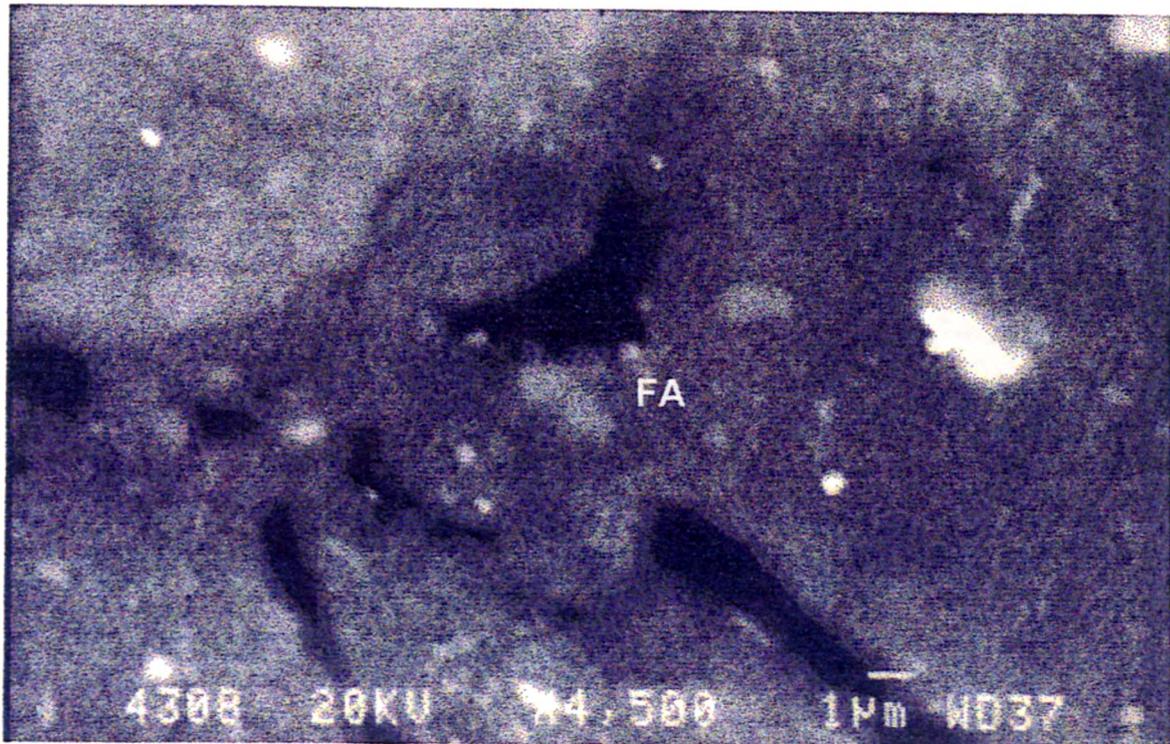


Figura 7.42 - Fotomicrografia mostrando filme de argila entre agregados (MEV)

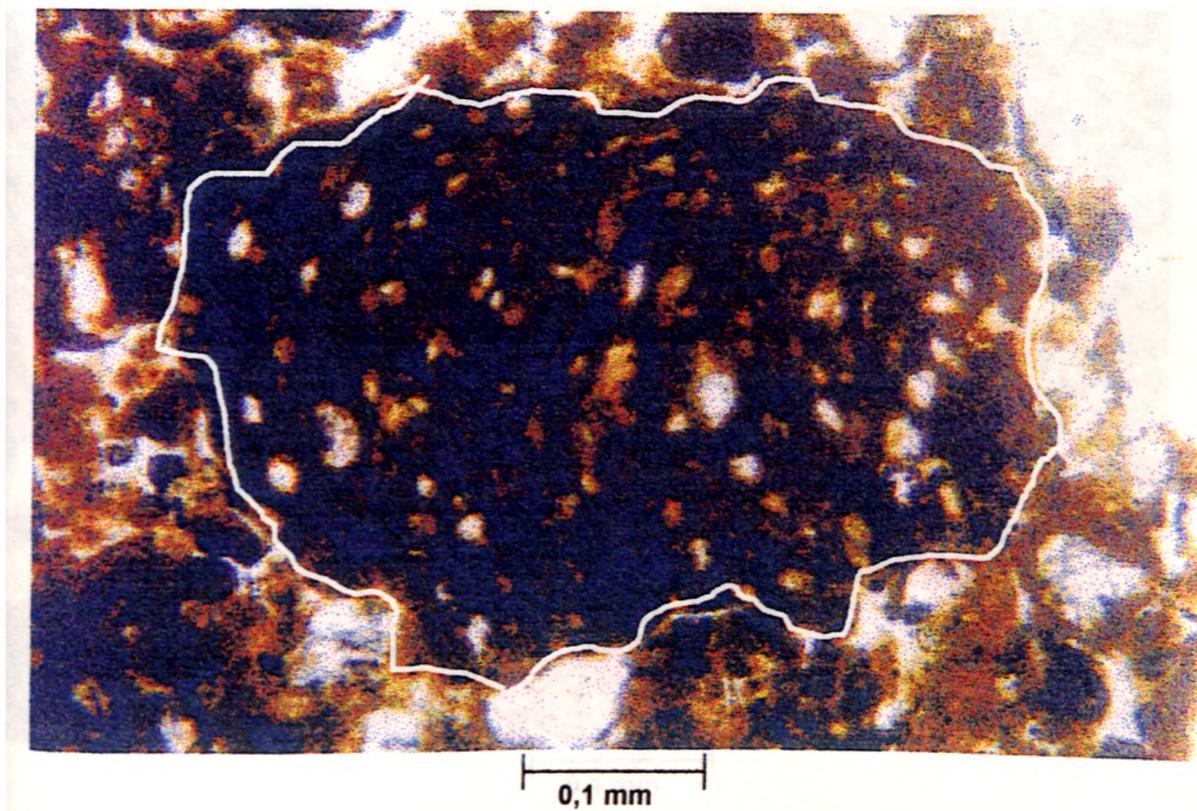


Figura 7.43 - Bioturbação preenchida por plasma e material do esqueleto Solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).

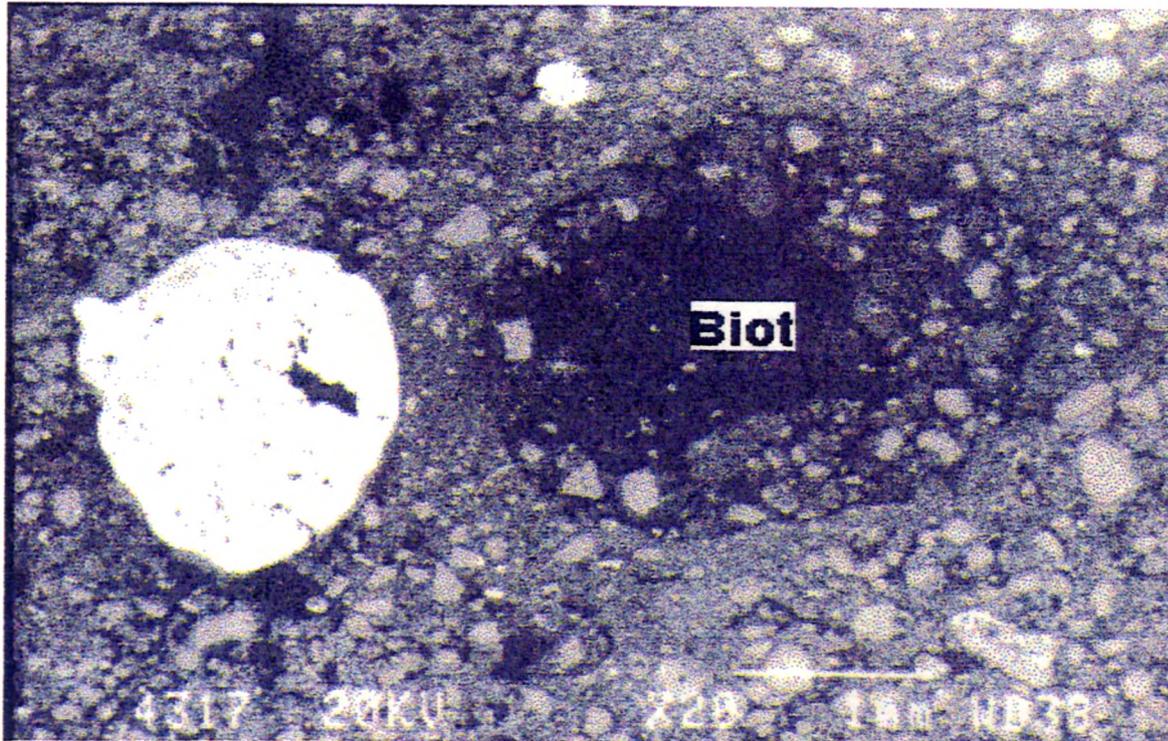


Figura 7.44 - Bioturbação (Biot) preenchida arredondada (pedotúbulo) do solo residual laterítico (MEV - retroespalhada).

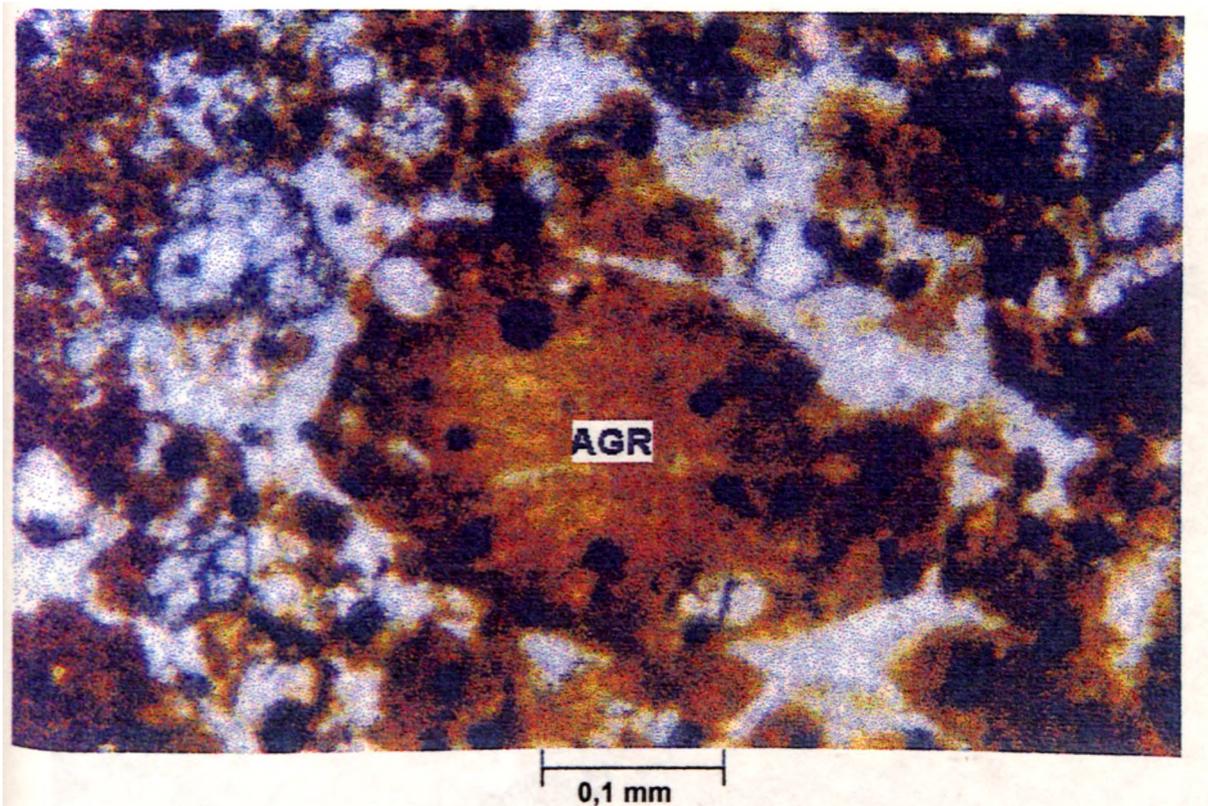


Figura 7.45 - Fotomicrografia de um agregado (AGR) do tipo bloco subanguloso gerado após o carregamento. Solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).

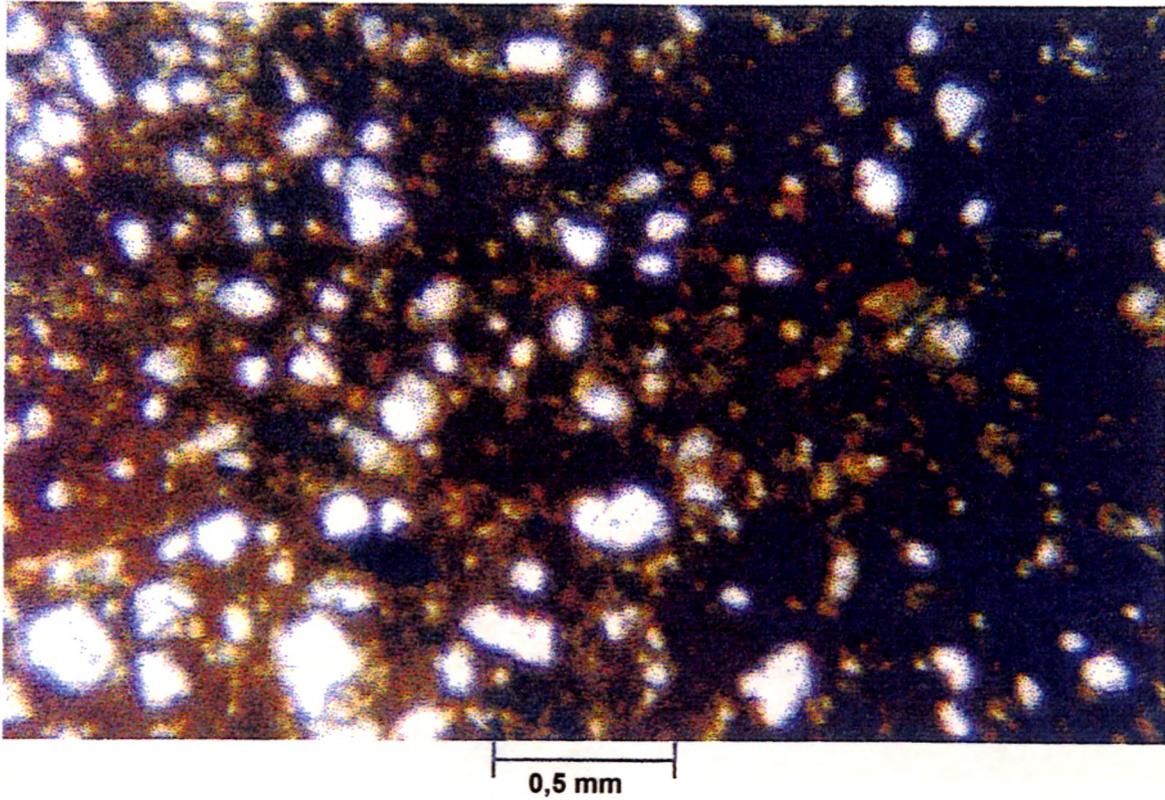


Figura 7.46 - Fotomicrografia mostrando APE aglomeroplásmica, grau de pedalidade fracamente desenvolvido e redução brusca do índice de vazios na 3ª fase (inundação). Solo residual laterítico. Aumento: x 37 (MO).

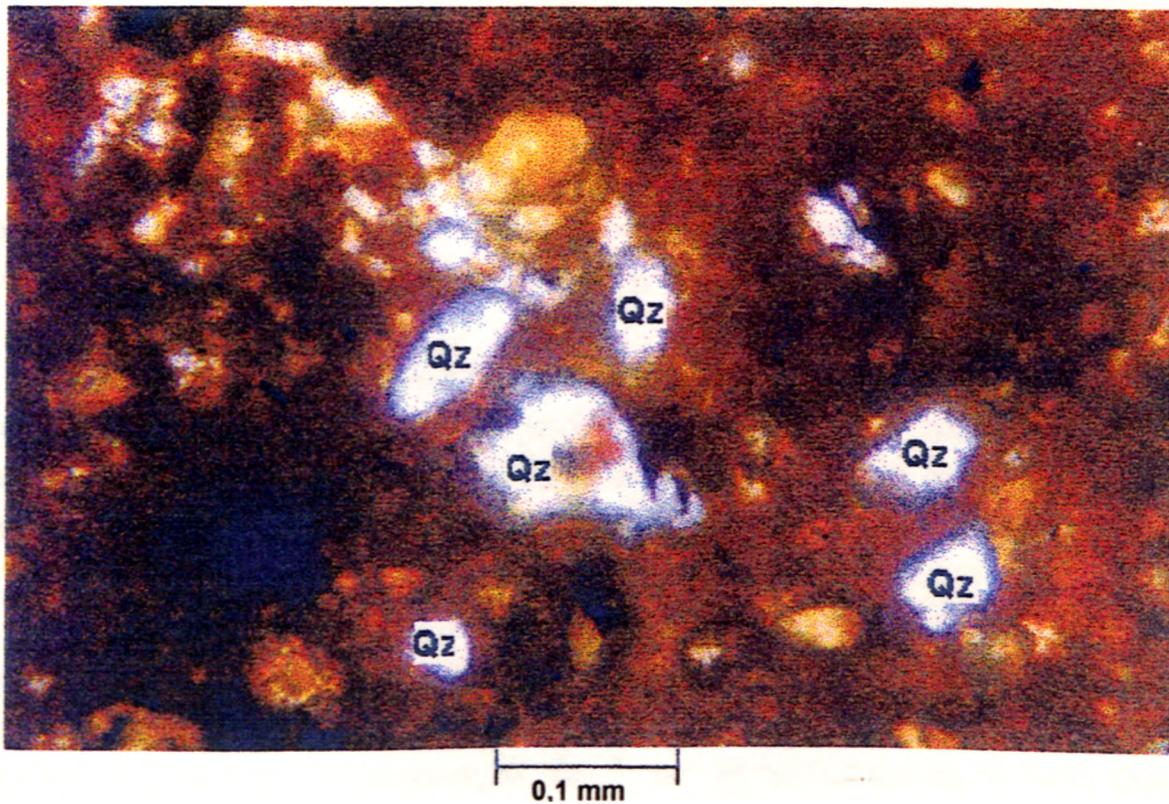


Figura 7.47 - Dispersão de argilas nas LD da 3ª fase em torno dos grãos de quartzo (Qz) do solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).

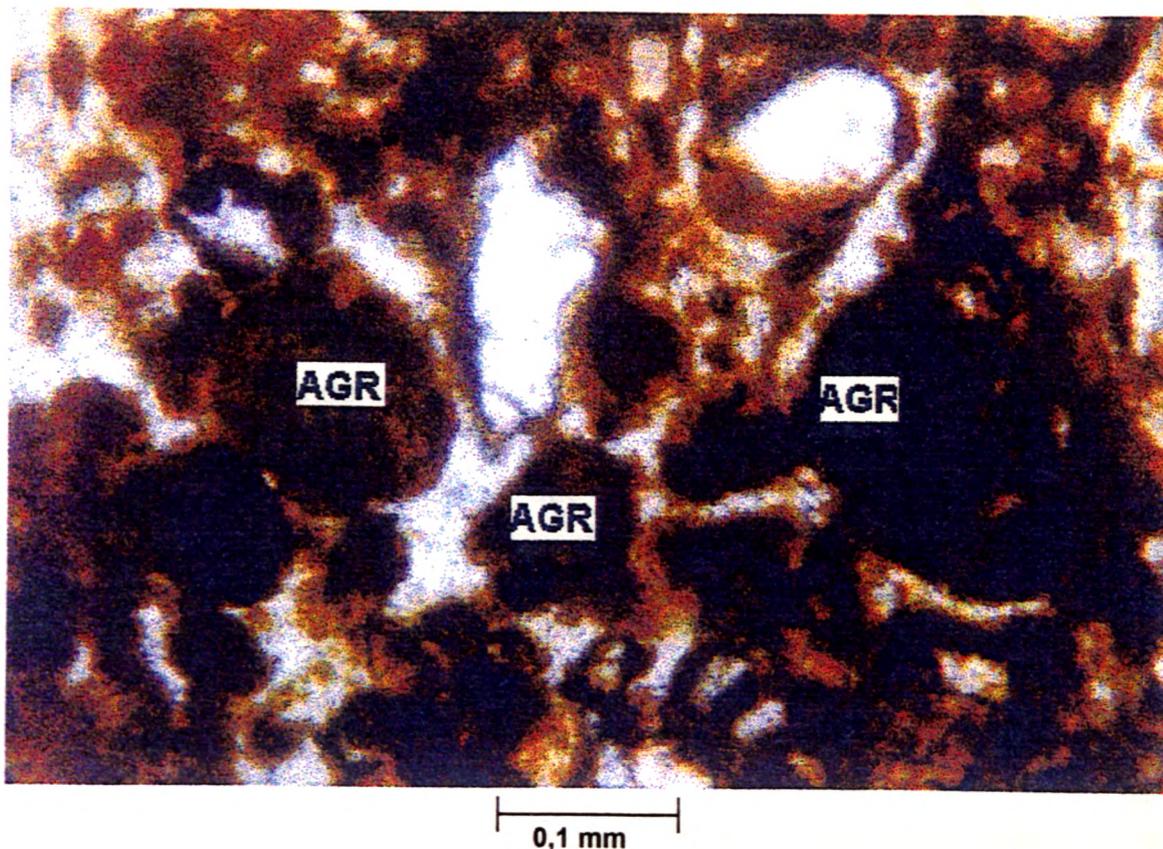


Figura 7.48 - Agregados (AGR) menos rugosos após carregamento e inundação (3ª fase) no solo residual laterítico. Aumento: x 94 (MO).

7.4 - Solo Coluvionar

O estudo micromorfológico do solo coluvionar apresentou a APE do tipo porfirosquética. O plasma é aséptico, muito abundante e sendo formado por cerca de 90% de todos os argilo-minerais (Figura 7.49).

Este solo é o que apresenta, sem dúvida, a menor proporção de agregados, que são formados basicamente de argilas não orientadas; e possuem tamanho bastante pequeno (0,03 - 0,08 mm). São do tipo grânulos com forma esferoidal ou grumosa e lisos.

Os nódulos são típicos, com tamanho geral de 0,08 - 0,7 mm, geralmente arredondados, lisos e sem orientação e fraturamento. Dentre os solos estudados, este é o que apresenta a menor frequência de nódulos e micronódulos, observáveis em MEV (Figura 7.50). A composição parece ser de oxi-hidróxidos de ferro. Ocorre também o processo de plasmificação, porém com pequena intensidade.

A porcentagem dos grãos de quartzo é a maior dentre todos os solos, atingindo cerca de metade do material sólido da amostra. Possuem tamanho médio entre 0,1 e 0,2 mm, forma sub-arredondada até angulosa, pouca rugosidade e não apresentam orientação. São levemente fraturados. O processo de corrosão é presente em poucos grãos (Figura 7.51).

Todos os elementos estruturais estão dispersos em um plasma praticamente contínuo e não ocorrendo o contato direto entre eles (Figura 7.49 e 7.51).

Através da MO, verifica-se que os vazios são bastante reduzidos. Na realidade, as bioturbações, são os principais vazios neste solo. Estas estruturas são de formas variadas e formam vazios dos tipos câmaras, canais, vesículas e *vughs* (Figura 7.52, 7.53 e 7.54). Com o uso do MEV, é observado uma elevada quantidade de microporos que se distribuem homogeneamente sobre o plasma (Figura 7.50). O grau de pedalidade é praticamente nulo.

As LD da segunda fase (carregamento) mostram que os agregados possuem uma difícil observação devido sua forte redução e/ou absorção pelo plasma. Em torno dos elementos do esqueleto percebe-se uma forte compactação. Ocorre um fraturamento intenso em parte os grãos de quartzo.

Durante ainda esta fase, forma-se uma estrutura massiva, onde aparecem finíssimas fissuras (ingl. *CRACK structures*) devido a grande pressão exercida ao solo. Mantêm-se a APE porfirósquela (Figura 7.55).

Os vazios mostram grande redução sem porém modificar, em geral, os tipos de estruturas anteriores, a não ser com o aparecimento dos vazios planos, de acordo com a estrutura massiva. Ocorre uma destruição bastante intensa das bioturbações, e além disso as restantes, na maioria sofreram deformações em suas formas, tornando-se alongadas e quebradas principalmente sobre a LD vertical (Figura 7.56).

A observação das LD da terceira fase (carregamento e inundação), não apresentam variações perceptíveis em relação a segunda fase, nem mesmo em relação aos vazios e plasma.

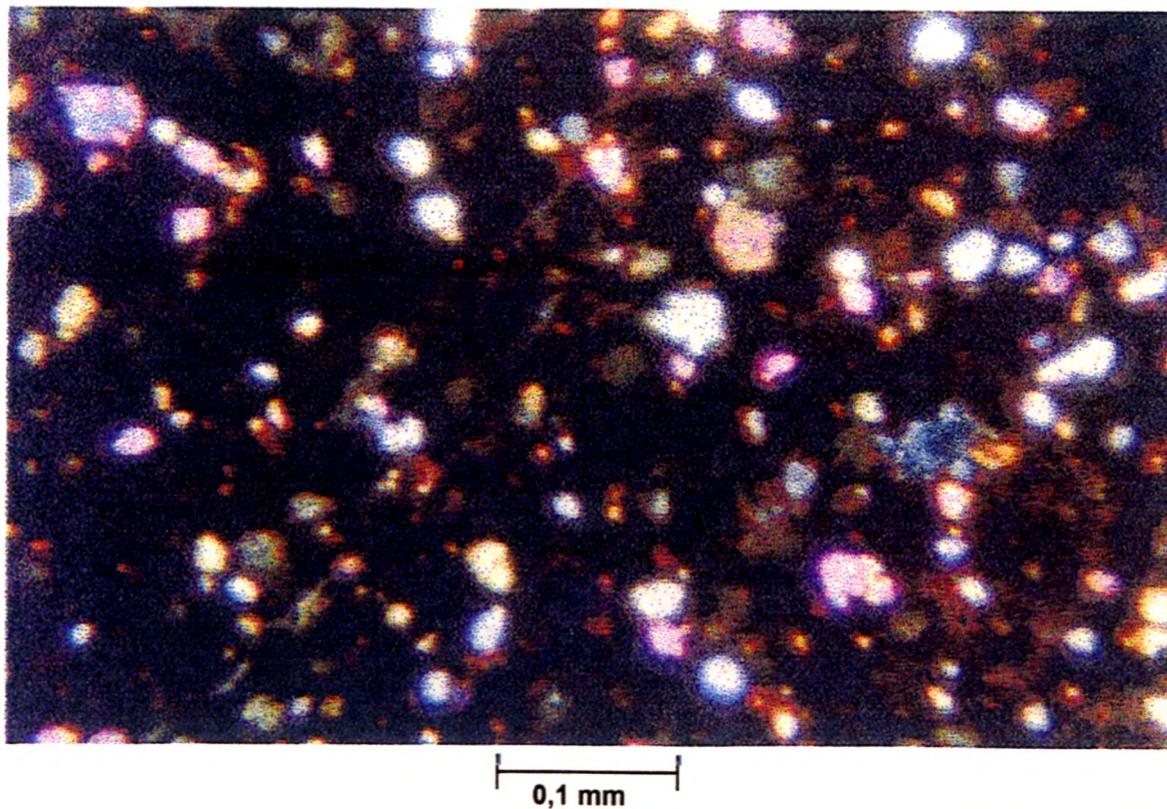


Figura 7.49 - Fotomicrografia mostrando APE porfirosquélica, com grãos de quartzo dispersos em plasma aséptico do solo coluvionar. Aumento: x 94 (MO - Nicóis cruzados).

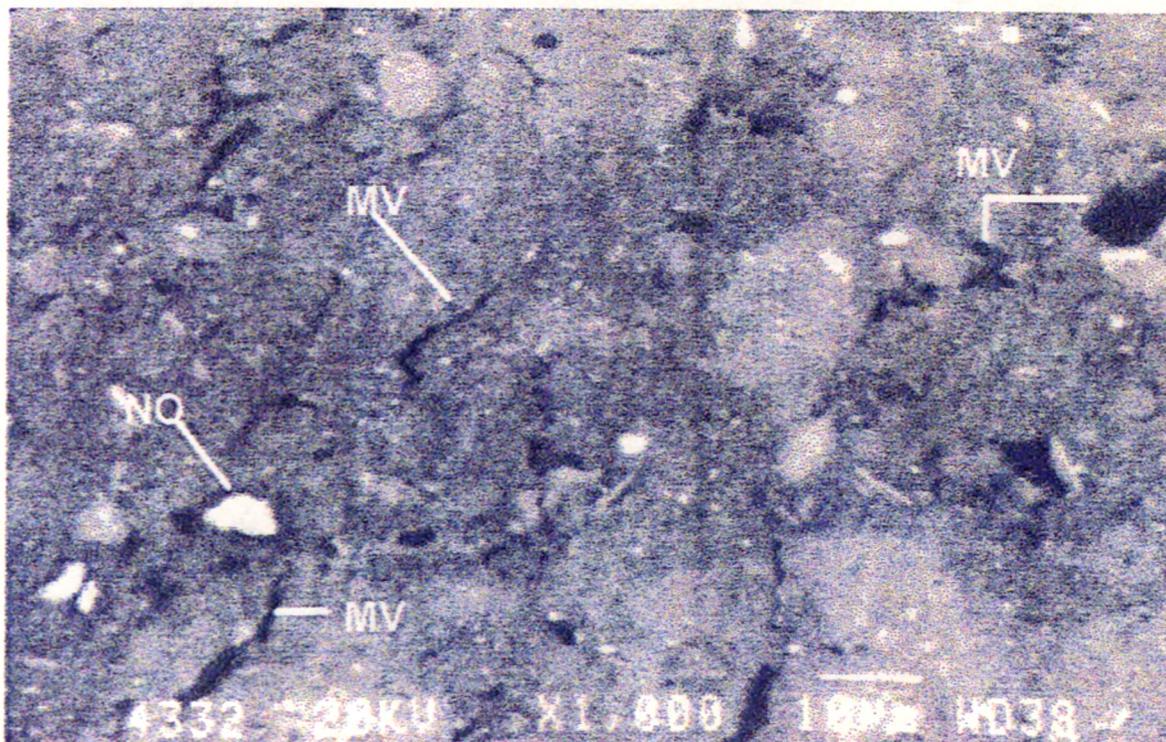


Figura 7.50 - Fotomicrografia que mostra uma frequência pequena de micronódulos (NO) de oxi-hidróxido de ferro. Também observar a elevada quantidade de microvazios (MV) do solo coluvionar (MEV - retroespalhada).

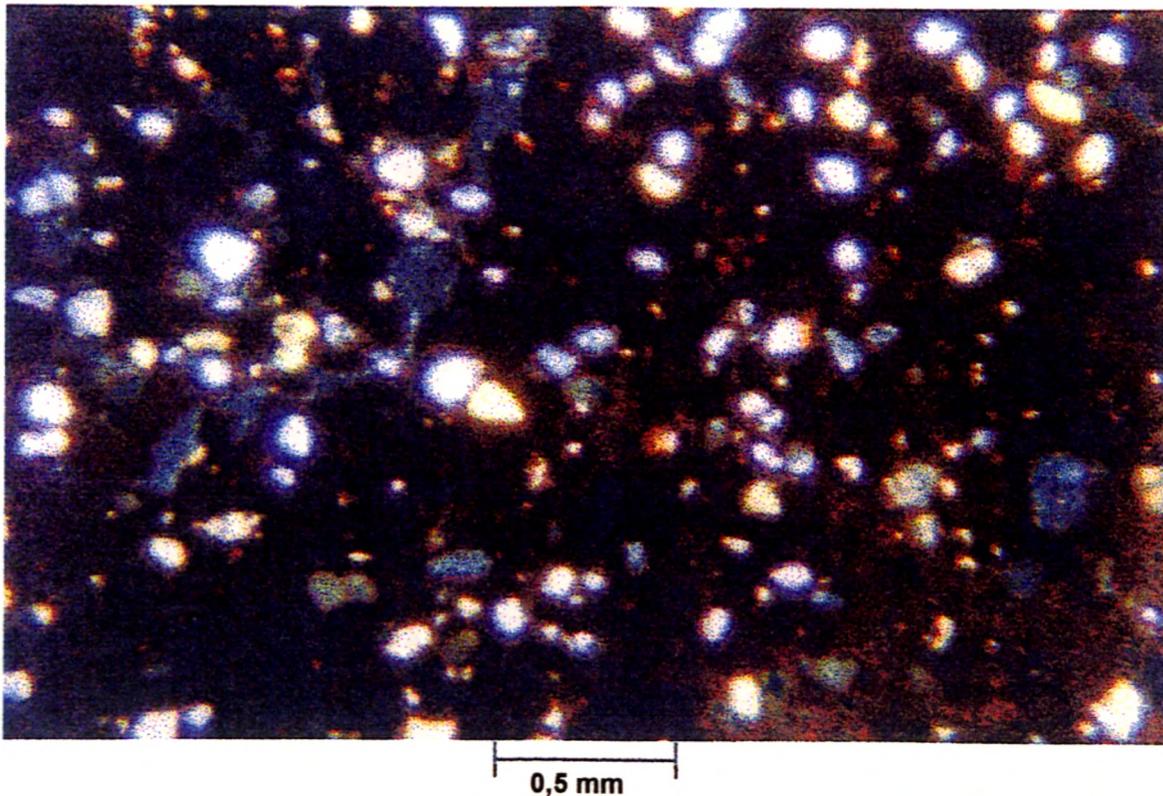


Figura 7.51 - Fotomicrografia mostrando grãos de quartzo (coloridos) em plasma praticamente contínuo. Solo coluvionar. Aumento: x 37 (MO - Nicóis cruzados).

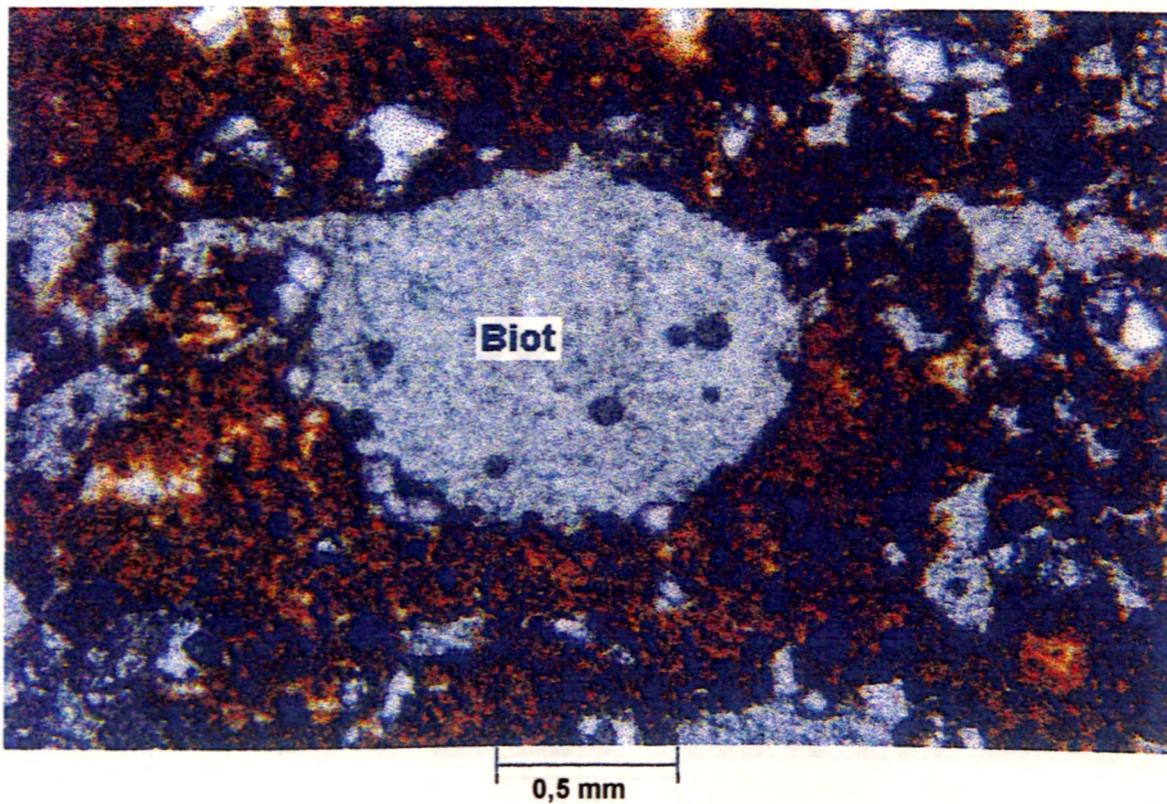


Figura 7.52 - Bioturbação (Biot) arredondada vazia no solo coluvionar. Aumento: 37 (MO).

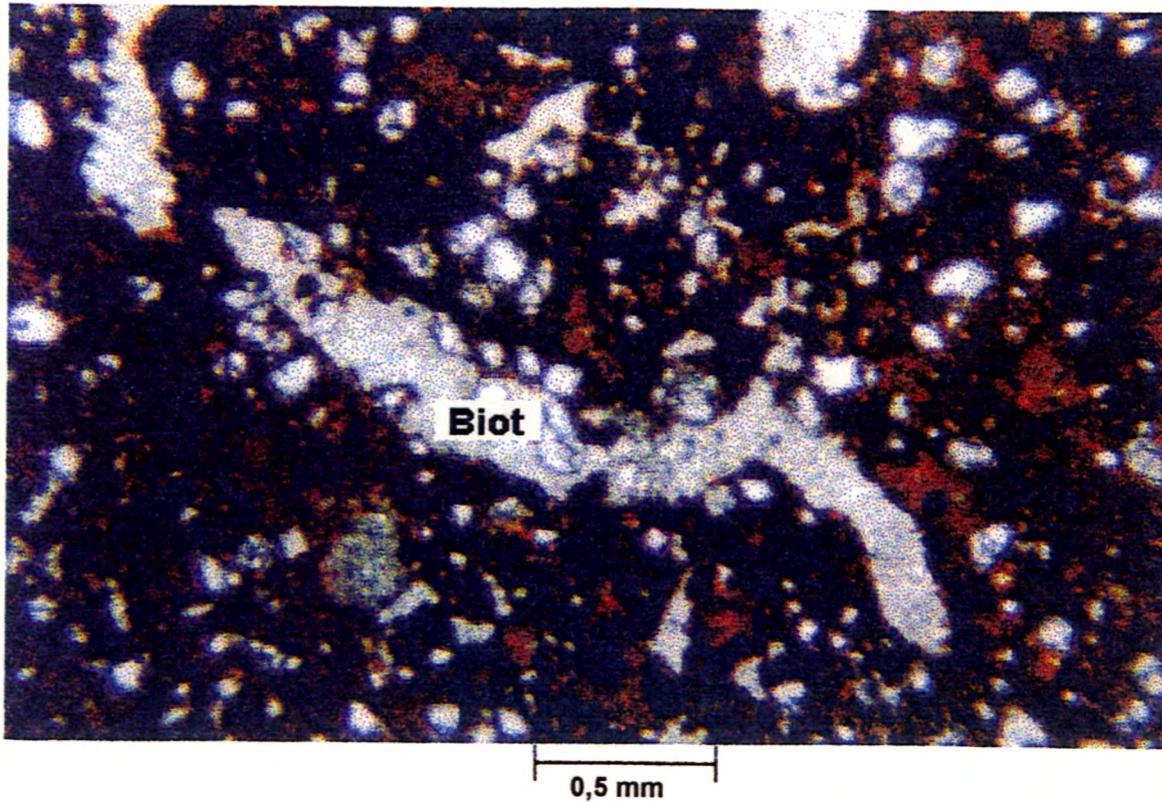


Figura 7.53 - Bioturbação (Biot) não preenchida alongada do solo coluvionar.
Aumento: x 37 (MO).

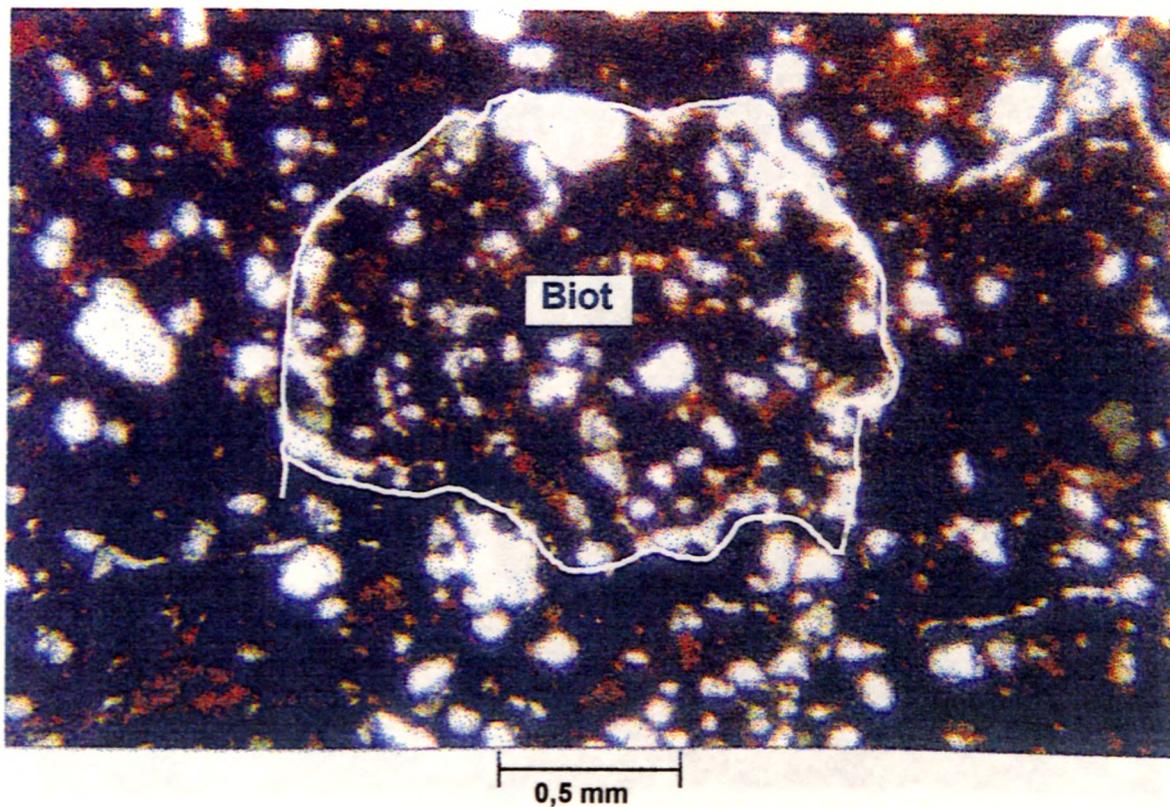


Figura 7.54 - Bioturbação (Biot) preenchida por material do plasma e esqueleto no solo coluvionar. Aumento: x 37 (MO).

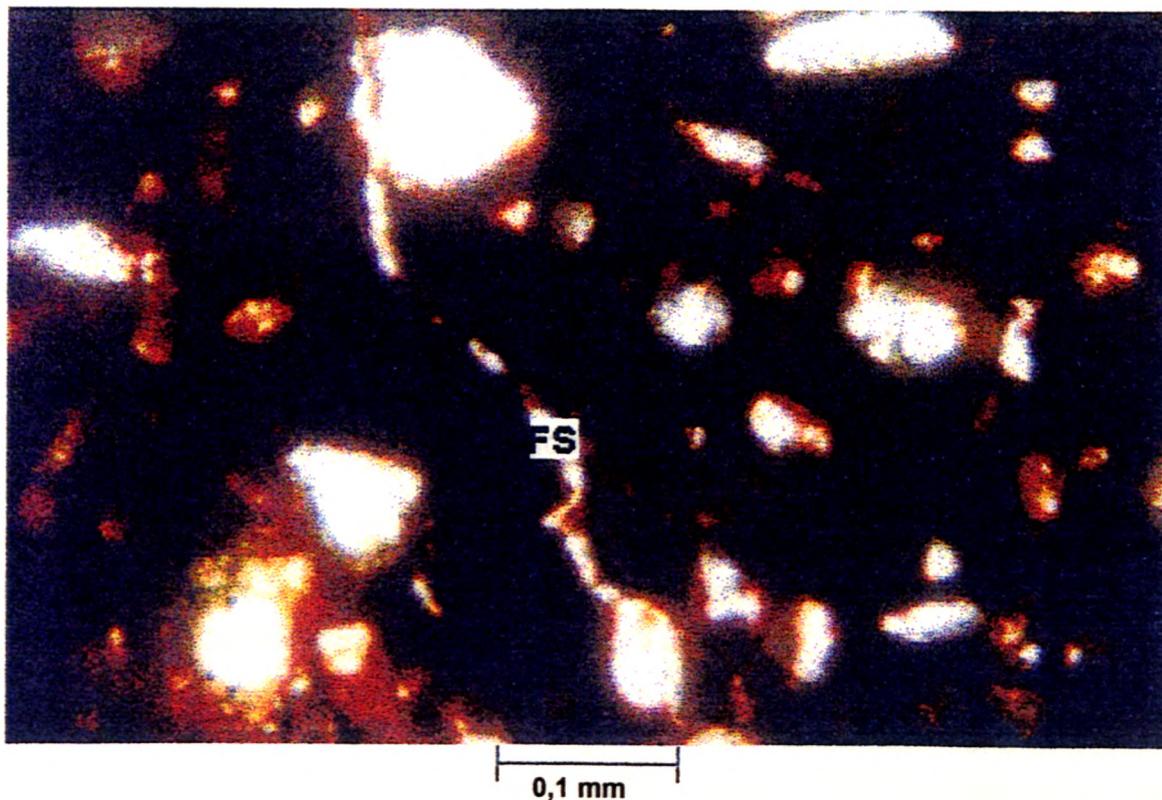


Figura 7.55 - Fotomicrografia mostrando estrutura massiva com uma fina fissura (FS) ocorrida após o carregamento com 800 kPa do solo coluvionar. Aumento: x 94 (MO).

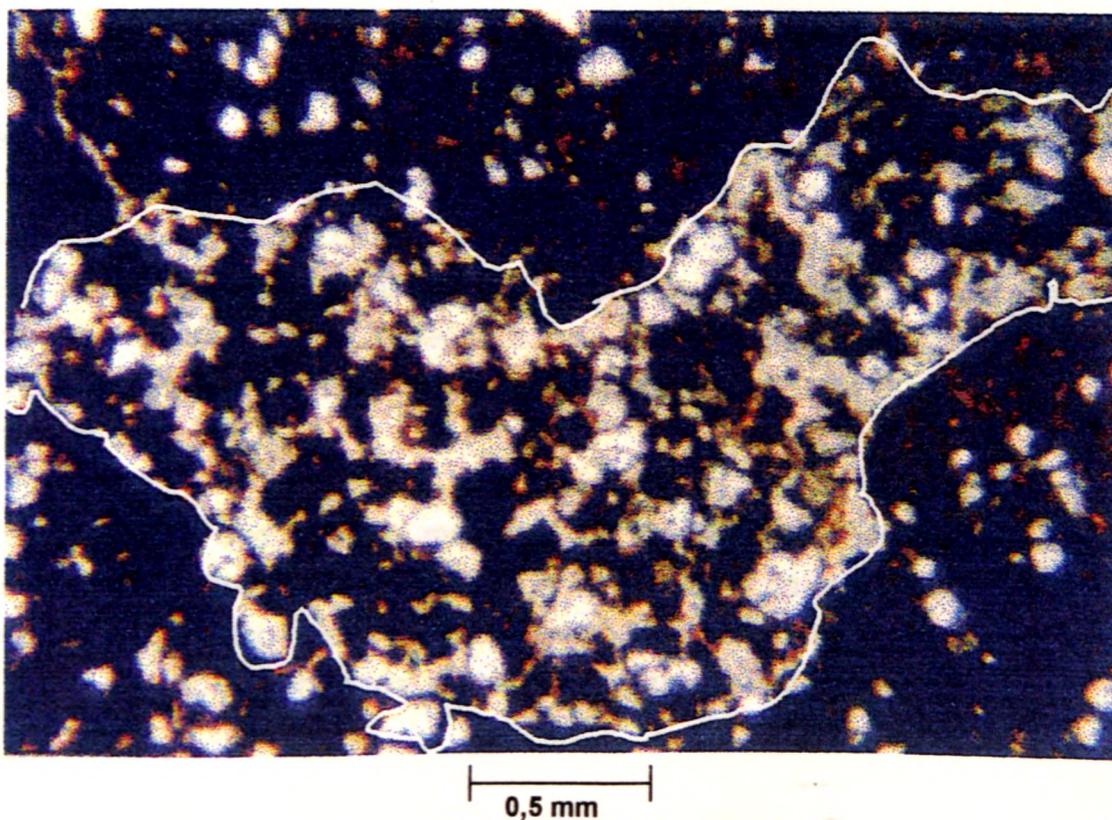


Figura 7.56 - Bioturbação (Biot) preenchida deformada devido ao carregamento a 800 kPa do solo coluvionar. Aumento: x 37 (MO). -

7.5 - Discussão dos Resultados

A micromorfologia realmente apresentou-se como uma imprescindível ferramenta neste estudo, principalmente ao confirmar os resultados obtidos no capítulo anterior. Além disto, complementou e demonstrou novas relações, as quais não poderiam ser determinadas por intermédio de outras técnicas laboratoriais.

A utilização da microscopia ótica (MO) a partir de lâminas delgadas (LD), mostra-se muito eficiente no estudo de solos, quando os objetivos são de caráter geotécnico. Esta metodologia é bastante satisfatória nestes estudos e tornando quase sempre dispensável a utilização de técnicas modernas de alto custo, como é o caso da microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Outro fato de grande importância que deve ser salientado, foi a eficiência da terminologia empregada (Brewer, 1964, 1976; Leprun, 1979; Bullock *et al*, 1985). Ela se adaptou muito bem as necessidades de definições no estudo dos solos naturais e suas importantes relações geotécnicas, e permitiu uma melhor análise da dinâmica do colapso.

Muitas características dos solos estudados e que possuem origens química e mineralógica (reflexo do grau de intemperismo) são confirmadas. Por exemplo, a agregação do solo coincide com o grau de intemperismo, ou seja, quanto mais intemperizado, maior é sua agregação e menor a quantidade de material argiloso disperso (plasma). Além disso, verifica-se que o tamanho médio dos agregados possui possivelmente a mesma correlação, que corresponde ao maior grau intempérico gerando em ter agregados com maior dimensão. Outra observação é uma quantidade relevante de fragmentos de dimensões silte e areia dispersos no interior dos agregados.

Os vazios que são na maioria das vezes consequência da agregação, apresentam-se numericamente concordantes com os valores obtidos no capítulo anterior, caracterizando os solos como homogêneos. Existe também uma variação dos tipos de vazios entre os solos que possivelmente é reflexo do grau de intemperismo.

As bioturbações podem gerar importantes vazios nos solos, como foram confirmadas na LD referentes ao solo coluvionar, onde praticamente a totalidade

dos macroporos são de origem biológica. As suas formas podem ser variadas.

Os nódulos e micronódulos existentes são de oxi-hidróxidos de ferro. Inicialmente com a utilização de MO. imaginou-se que a quantidade de nódulos não estava de acordo com a química total dos solos, porém com a MEV constatou-se o grande número de micronódulos existentes (proporção de micronódulos » nódulos) e que demonstram a solubilização e possível precipitação do oxi-hidróxidos de ferro. Tal fato é bastante comum em perfis de intemperismo com pH nas faixas em que se encontram os solos estudados.

Os grãos de quartzo são de origem primária e juntamente com os nódulos formam as frações areia e silte dos solos. Os dois materiais em todos os solos sofreram o processo de plasmificação e corrosão com intensidades distintas de acordo com a maturidade destes solos. O processo de plasmificação mostrou-se como reflexo do grau de intemperismo, ou seja. quanto maior o grau de intemperismo, maior é a intensidade da plasmificação.

Um fator de grande importância observado em todos os solos é a ligação entre os elementos estruturais quando estes não estão dispersos no plasma, realizada através de pontes e filmes de argila, mostrando que as ligações de ordem físico-química são principais. A cimentação é de importância muito reduzida, como já fora demonstrado no capítulo 6, e confirmada neste ao perceber que os oxi-hidróxidos de ferro, que na sua grande maioria formam micronódulos, estão dispersos nos agregados, plasma e até mesmo em pontes de argila e por isso talvez, se exercerem o poder cimentante. é de maneira "micro-localizada". Como exceção, apenas no *mud flow*. é possível que o alto enriquecimento de oxi-hidróxidos de ferro, em alguns agregados (de cor vermelha-escura), possa apresentar um considerável poder cimentante. porém de maneira restrita a eles.

Também outro fato observado sob as LD dos solos naturais, é que a quantidade de argila é bastante superior ao constatado através do ensaio granulométrico para os quatro solos estudados. É muito provável que o defloculante (hexametáfosfato de sódio) não seja tão eficaz ao ponto de dispersar totalmente as argilas agregadas e com isso cria uma idéia errônea em que as frações areia e silte são superiores ao real. No *mud flow*, tal fato é mais evidente.

Salienta-se. no entanto, que em termos de comportamentos mecânico e hidráulico dos solos, como os agregados não são inteiramente destruídos por efeito

do carregamento (nos níveis de tensões estudados) e inundação, as correlações paramétricas com a fração argila, obtida com defloculação, podem não ter muito significado.

O estudo micromorfológico dinâmico do colapso foi realizado a partir da análise das mudanças ocorridas entre as LD dos solos naturais, da fase carregamento e finalmente da fase carregamento e inundação.

No estado natural destes solos, os agregados são em geral do tipo esferoidais granulares arredondados. Com o carregamento ocorre o aparecimento de agregados em blocos com maior rugosidade como consequência da quebra de parte deles. Durante o carregamento e inundação, devido a dispersão parcial de argilas, aparecem agregados grumosos e ocorre uma diminuição da rugosidade quando comparada ao estágio anterior.

Para os solos estudados e nestas condições de ensaios, os vazios apresentam redução muito significativa na passagem da 1ª fase (solo natural) para 2ª fase (carregamento), enquanto da 2ª fase para a 3ª fase (carregamento e inundação), esta redução é bastante inferior. Estas observações vem a confirmar os resultados de R_p e R_w . Ocorre uma evolução dos tipos de vazios durante o colapso, onde a interconexão torna-se a cada passo cominuída e de acordo com isso surgem novos tipos de vazios.

As pontes de argila são bastante reduzidas através de quebras durante a passagem da 1ª fase para a 2ª fase. Na fase posterior é observada, porém de modo não muito expressivo, a dispersão parcial de argilas provenientes destas estruturas.

Os grãos de quartzo e nódulos podem ser levemente fraturados durante a 2ª fase. excetuando para o solo coluvionar, onde a carga é de 800 kPa e o fraturamento é intenso. Nesta fase ainda ocorre acumulação de pequenos agregados e plasma em torno deste esqueleto.

O grau de pedalidade e a associação plasma-esqueleto (APE) que são resultados diretos da estruturação dos solos, são os que representam melhor uma evolução durante a dinâmica do colapso. Com as mudanças apresentadas em cada estágio ocorre a diminuição do grau de pedalidade e uma APE menos evoluída.

Com esses dados pode-se perceber que nestes solos existe uma evolução micromorfológica dinâmica no processo colapsivo, representada por exemplo, nas mudanças dos tipos de agregados, vazios, APE e grau de pedalidade. Esta evolução possui um grau de manifestação variável de acordo como o grau de intemperismo, ou seja, quanto mais intemperizado o solo natural (mais agregado, maior índice de vazios, etc), mais expressivas são as mudanças micromorfológicas durante o colapso do solo. No próximo capítulo tal evolução será demonstrada em forma de proposta evolutiva para o colapso em solos tropicais intemperizados.

8 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES

8.1 - Conclusões

Este trabalho, embora tenha sido desenvolvido para um número limitado de solos, ele além de mostrar um grande número de resultados referentes ao colapso em solos tropicais intemperizados, apresenta uma metodologia adequada e inovadora para o estudo do comportamento físico e de suas correlações químico-mineralógicas, podendo ser aplicada a qualquer tipo de solo.

A partir de todas discussões realizadas, pode-se verificar que o colapso em solos tropicais intemperizados apresenta-se mais influenciado pelos fatores pedogenéticos que simplesmente da origem dos solos. Não houve nenhuma contribuição sobre a estrutura dos solos estudados, o fato de serem de origem transportada ou residual. A colapsividade é conseqüência do arranjo estrutural dos solos e que por sua vez é resultado direto de sua química e mineralogia, originada basicamente durante a evolução intempérica.

Por exemplo, os solos da toposseqüência de Águas Claras, inclusive o solo saprolítico, que possuem suas gêneses interligadas, apresentam um maior grau de intemperismo que o solo coluvionar e com isso maiores valores de colapso.

A grande maioria dos solos tropicais possuem uma evolução químico-mineralógica decorrente do intemperismo de modo bastante semelhante ao ocorrido nos quatro solos estudados. A partir dos resultados obtidos e analisados neste trabalho, propõe-se na Figura 8.1 um **Modelo de Evolução Químico-Mineralógica dos Solos Tropicais Colapsíveis**

Uma consideração que deve ser salientada nesta evolução, é o fato de que quanto mais intemperizado for o solo tropical, ou seja, quanto maior for o seu grau de intemperismo, mais ficam evidenciadas essas características químico-mineralógicas. e como conseqüência final, maior será seu potencial de colapso.

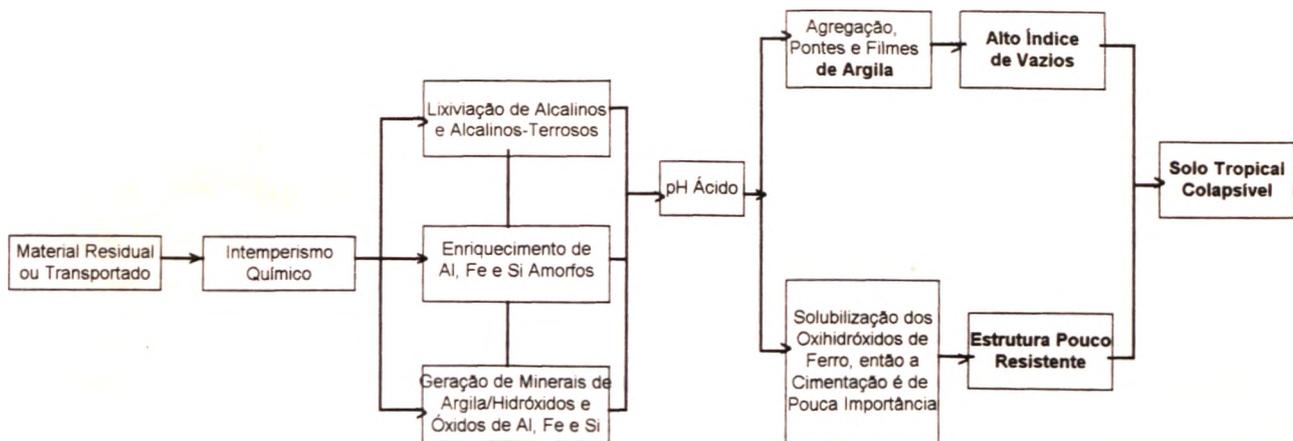


Figura 8.1 - Modelo de Evolução Químico-Mineralógica dos Solos Tropicais Colapsíveis

O estudo micromorfológico dos solos mostra-se de grande importância para a consolidação da análise realizada com os dados físicos, químicos e mineralógicos. A terminologia utilizada apresenta-se bastante satisfatória na avaliação das estruturas e seus arranjos, bem como na definição da dinâmica do fenômeno do colapso.

O uso da microscopia ótica (MO) a partir de lâminas delgadas (LD) poderia ter seu uso mais ampliado nos estudos de mecânica dos solos. Este procedimento mostra-se com várias vantagens à microscopia eletrônica de varredura (MEV).

- i) método muito mais barato (equipamento e manutenção);
- ii) maior facilidade no manuseio;
- iii) muito melhor identificação de qualquer tipo de estrutura em tamanho silte e areia (fragmentos, agregados, contatos, disposição estrutural, textura, etc.);
- iv) observação mais real e nítida do material estudado.

Salienta-se contudo, que a MO apresenta um menor poder de resolução em relação a MEV, sem que no entanto prejudique a maioria das análises normalmente realizadas.

A agregação das partículas de solo com a conseqüente geração de grandes vazios, associados aos contatos estruturais realizados através de pontes de argila, bem como a inexpressiva ação de cimentação de oxi-hidróxidos de ferro, mostraram-se como os principais fatores dos solos estudados para a existência de elevados potenciais de colapso. As bioturbações podem se apresentar em alguns

solos como importantes vazios e com isso influenciar na colapsividade. Tais constatações só são realizadas devido ao estudo micromorfológico em diferentes estágios do ensaio oedométrico.

Os exemplos de solos estudados, a partir da abordagem metodológica adotada, conduziu a proposição do seguinte **Modelo de Evolução Micromorfológica do Colapso em Solos Tropicais Intemperizados**:

i) A associação do plasma com relação ao esqueleto (APE) é a principal referência micromorfológica das mudanças ocorridas durante o colapso, podendo ser delineado um caminho ideal e completo do potencial de colapso, qual seja:



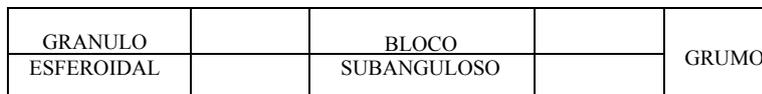
ii) Os vazios mostram uma tendência evolutiva:



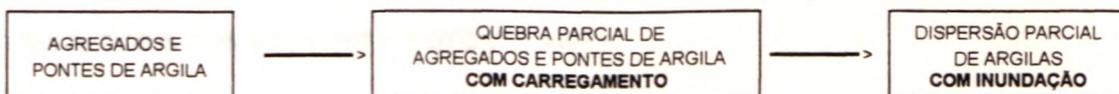
iii) O grau de pedalidade, conseqüentemente, tem uma linha de evolução:



iv) É possível observar a evolução dos agregados da seguinte forma:



v) A evolução mecânica dos agregados e pontes de argila durante as três fases é a seguinte:



No modelo proposto, as transformações estruturais durante o colapso são unidirecionais, como indicado pelas setas, e o ponto de partida das estruturas dependerá das características iniciais do solo natural.

Com base no item v desta proposta, pode-se dizer que o colapso por carregamento ocorre predominantemente por quebra de agregados e pontes de argila, enquanto que no colapso por inundação, o fenômeno recebe contribuição significativa da dispersão das argilas.

A partir de todo estudo realizado, pode-se definir solos tropicais colapsíveis como aqueles resultantes de materiais tanto de origem transportada ou residual que ao sofrerem o processo de intemperismo químico desenvolvem-se de acordo com o modelo de evolução químico-mineralógica proposto neste trabalho.

8.2 - Sugestões para Futuras Pesquisas

O presente trabalho não encerra esta linha de pesquisa. O número de solos estudados é ainda bastante reduzido, necessitando uma quantidade maior de pesquisas em solos tropicais, a partir das mesmas metodologias, para que se possa melhor entender os modelos apresentados.

A utilização destas metodologias pode ser realizada também em um estudo em perfil de solos, ao invés de topossequência. Com isso, se poderá analisar outros parâmetros que interferem na estrutura dos solos colapsíveis, como por exemplo a profundidade.

Seria ainda recomendável, o estudo da influência do fluxo de água e contaminantes oriundos de lixo urbano nas características físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas bem como na estabilidade estrutural dos solos tropicais intemperizados.

Outro estudo interessante seria o estudo da influência de ciclos de hidratação e desidratação parcial na química, micromorfologia e estabilidade estrutural dos solos tropicais intemperizados.

E finalmente, com maior conhecimento da dinâmica micromorfológica do colapso e da química e mineralogia dos solos tropicais colapsíveis, pode-se pensar em pesquisas na área de tratamento de solos, principalmente com métodos de estabilização química, com a finalidade de se estabelecer o controle ou limitação do fenômeno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. (1977). Espaços Ocupados pela Expansão dos Climas Secos na América do Sul, por Ocasão dos Períodos Glaciais Quaternários. *Paleoclimas*. São Paulo. n° 3.
- ALVES, D. B. (1987). Desenvolvimento da Metodologia de Preparação de Amostras para Análise Difratométrica de Argilo-Minerais no Centro de Pesquisa da Petrobrás. *Boletim Geológico da Petrobrás*. 1(2), pp. 157-175.
- ARAGÃO, C. J. G. & MELO, A. C. (1982). Fundações Rasas em Solo Colapsível. Um Caso no Semi-Árido de Pernambuco. VII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações. Olinda. (2), pp. 19-40.
- BARBOSA, O. et. al. (1969). Projeto Brasília-Goiás: Geologia e Inventário dos Recursos Minerais. DNPM-PROSPEC. 2 volumes.
- BARDEN, L. & SIDES, G. (1971). Sample Disturbance in the Investigation of Clay Structure. *Géotechnique*.(21), pp. 221-222.
- BARROS, J. G. C. (1990). Caracterização Geológica e Hidrogeológica do Distrito Federal. Cerrado: Caracterização, ocupação e perspectivas. NOVAES PINTO, M. (Org.). Ed. UnB Brasília, pp: 257-275.
- BENVENUTO, C. (1982). Uma Avaliação Teórico-Experimental do Comportamento de Alguns Solos Colapsíveis. Dissertação de Mestrado-USP, SP.
- BOLOGNESI, A. J. L. & MORETTO, O. (1957). Properties and Behavior of Silty Soils Originated from Loes Formations. IV Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engi..(1), pp. 9-12.
- BORGGAARD, O. L. (1988). Phase Identification by Selective Dissolution Techniques. Iron in Soils and Clay Minerals. STUCKI, J. W., GOODMAN, B. A. & SCHWERTMANN, U. (org). Nato Asi Series. D. Reidel Publishing Company, pp. 83-98.
- BOTELHO COSTA, J. (1973). Caracterização e Constituição do Solo. 3ª edição. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 515p.
- BRAUN, O. P. G. (1968). Contribuição a Estratigrafia do Grupo Bambuí. 22º Congr. Bras. de Geol. Belo Horizonte, pp: 155-166.
- BREWER, R. & SLEEMAN, P (1960). Soil Structure and Fabric: Their Definition and Description. *Journal Soil Sciences*. (11), pp. 172-185.
- BREWER, R. (1964). Fabric and Mineral Analysis of Soils. John Wiley & Sons, Inc. New York. 460p.

- BREWER, R. (1976). Fabric and Mineral Analysis of Soils. John Wiley & Sons, Inc. New York. 2 edition. 482p.
- BULL, W. B. (1964). Alluvial Fans and Near Surface Subsidence in Western Fresno County, California. U.S. Geological Survey.(437-A), 72p.
- BULLOCK, T; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. TURSINA, T. & BABEL, U. (1985). Handbook for Soil thin Section Description. Wayne Research Publications. 152p.
- CAMAPUM DE CARVALHO, J.; NUNES, P. M.; BERBERIAN, D. & FERREIRA, E. S. (1987). Influencia del pH del Liquido de Saturación en la Colapsabilidad. VIII Congreso Panamericano de Mec. de Suelos e Ing. de Fundaciones. Colombia. pp:1-8.
- CAMAPUM DE CARVALHO, J.; MORTARI, D.; SILVA, P. R. & PAIXÃO, M. M. O. M., (1993). Avaliação da Colapsividade de um Solo Poroso em Consequência da Construção de um Aterro. 27ª Reunião Anual de Pavimentação. Belém, pp: 255-263.
- CAMAPUM DE CARVALHO, J.; MORTARI, D.; ARAKI, M. S. & PALMEIRA, E. M. (1994). Aspectos Relativos a Colapsividade da Argila Porosa de Brasília, Distrito Federal. X Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, COBRAMSEF, Foz do Iguaçu, (3), pp. 1157-1163.
- CAMAPUM DE CARVALHO, J. (1985). Étude du Comportement Mécanique D'une Marne Compactée. Tese de Doutorado. Instituto Nacional de Ciências Aplicadas (I N S.A. deToulouse). França. 181 p.
- CARDOSO. F. B. F. (1994). Relatório Final de Execução de Poço Tubular Profundo para o Condomínio Sobradinho II. Colorado Perfurações de Poços Tubulares Profundos Ltda. Brasília. 5.p.
- CLEMENCE. S. P. & FINBARR, A. O. (1981). Design Considerations for Collapsible Soils Journal of the Geotechnical engineering division, ASCE. GT3(107), pp. 305-317.
- COSTA, L. A. M. & ANGEIRAS, A. G. (1971). Geosynclinal Evolution of the Epi-Baykalian Plataform of Central Brazil. Geol. Rundsch. Stuttgart 60(3), pp. 1024-1050.
- DARDENNE, M. A. & FARIA, A. (1985). Estratigrafia do Grupo Paranoá na Rigião do Alto Paraíso - GO. 2º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Geologia do Pré-Cambriano. Goiânia - GO. pp: 65-69.
- DELVIGNE, J. (1988). Apostila do Curso de Micromorfologia. (em português). USP. São Paulo. 149p.
- DENISOV, N. Y. (1946). Settlement Properties of Loessal Soils. Soviet Science. Moscou. (Em russo).

- DENISOV, N. Y. (1951). The Engineering Properties of Loess and Loess Loams. Gosstroizdat. Moscow, 136p (Em russo).
- DUDLEY, J. H. (1970). Review of Collapsing soils. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE. SM3(96), pp. 925-947.
- EL SHOBY et. al. (1987). Role of Soil Fabric in Collapsible Soils. VIII Panamerican Conf. on Soil Mech. and found. Engineering. Cartagena.
- EMBRAPA. (1978). Serviço Nacional de Levantamento de Conservação dos Solos do Distrito Federal. Rio de Janeiro. Boletim Técnico, (53), 455p.
- FARIA, A. (1989). O Grupo Paranoá no Distrito Federal. 5º Simpósio de Geologia, Núcleo minas Gerais/ 1º Simpósio de Geologia, Núcleo Brasília, SBG, pp: 262-265.
- FARIA, A. (1989). Roteiro Geológico da Seqüência Depositional Paranoá no Distrito Federal. IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, pp: 3-8.
- FARIA, A. (1992). Relatório Geológico - Asa Sul e Taguatinga. Victor F. B. de Mello & Associados S/C Ltda. Brasília. 11 p.
- FARIA, A. (1993). Mapa Geológico do Distrito Federal. Escala 1:100.000, Projeto DNPM (1988)/UnB. Brasília, DF
- FARIAS, M. M. & ASSIS, A. P. (1994). Simulação Numérica de um Túnel em Solo Poroso e Colapsível. 3º Simpósio Brasileiro de Escavações Subterrâneas. ABMS/ABGE/CBT/CNPq. Brasília, pp. 263-275.
- FEDA, J. (1986). Collapse of Loess upon Wetting. Engineering Geology. 25(2-4), pp. 263-269.
- FERREIRA, S.R.M & TEIXEIRA. D.C.L. (1989). Collapsible soil - A Praticai Case in Construction (Pernambuco, Brazil). XII Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engineering. Rio de Janeiro. (1), pp. 603-606.
- FOSS, I. (1973). Red Soil from Kenya as a Foundation Material. VIII International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Moscou. Vol. 2.2.
- GEHLING, W. Y. Y.; DIAS, R. D. & ROISENBERG, A. (1982) Compressibilidade e colapsividade de solos porosos do Planalto Meridional do Rio Grande do Sul. Anais do VII COBRAMSEF, Olinda.(4), pp 192-205.
- GIBBS, H. J. & BARA. J. P. (1962). Predicting Surface Subsidence from Basic Soil Tests. A.S.T.M.. STP(322), pp: 231-247.
- GIBBS, H. J. & BARA, J. P. (1967). Stability Problems of Collapsing Soils. A.S.C.E. Journal Soil Mechanics and Foundation Division. SM(4), pp: 557-594
- GRAÇA. J. E. M. (1975). Aplicação da Micromorfologia de Solos na Resolução de Problemas do Cerrado. Revista Cerrado. Brasília. 7(28), pp. 14-19.

GUORI, Gao (1988). Formation and development of the Structure of Collapsing Loess in China. *Engineering Geology*. (25), pp. 235-245.

HARIDASAN, M. (1993). Solos do Distrito Federal. Cerrado: Caracterização, ocupação e perspectivas. NOVAES PINTO, M. (Org). Ed. UnB 2ª edição. Brasília, pp. 321-344.

HIDROGEO. CONSULTORIA E PROJETOS LTDA (1990). Estudo de Impacto Ambiental do Setor Habitacional Taquari - SHIQ, Companhia Imobiliária de Brasília, Terracap, Brasília, DF. 430p.

HOLTZ. W. G. & HILF. J. W. (1961). Settlement of Soil Foundations Due to Saturation . V Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engi.,(1), pp. 673-679.

JENNINGS, J. E. & KNIGHT, K. (1957). The Additional Settlement of Foundation due to a Collapse of Structure of Sandy Subsoils on Wetting. IV Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engineering. Londres. (1), pp. 316-319.

KASSIF, G. (1957). Compaction and Shear Characteristics of Remolded Ngey Loess. IV Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engr.

KING, L. G. (1965). A Geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro. 18(2), pp. 147-165.

KNIGHT, K. (1963). The Origin and Occurrence of Collapsing Soils. III South African Regional Conf. on Soil Mech. and Found. Engineering. England, pp. 127-130.

KUBIENA, W.L. (1938). *Micropedology*. Collegiate Press Inc. Iowa.

LARIANOV, A. K. et. al. (1959). The Loessal Rocks of the USSR and their Constructional Properties. *Soviet Science*. Moscou.

LARIANOV, A. K. (1965). Structural Characteristics of Loess Soils for Evaluating their Constructional Properties. VII Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Montreal, Canadá. (1), pp: 64-68.

LEPRUN, J. C. (1979). Les Cuirasses Ferrugineuses des Pays Cristallins de l'Afrique Occidentale Sèche-Genève, Transformation, Dégradation. *Science Géol. Mém. Estraburgo*. 224p.

MACÊDO, P. M.; BRANDÃO, W & ORTIGÃO, J. A . R. (1994). Geologia de Engenharia no Túnel da Asa Sul do Metrô de Brasília. IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, SBG, Brasília, pp. 206-209.

MARIZ, D. F. (1993). Um Estudo Físico-Químico-Mecânico sobre o Colapso de Solos Residuais Sesquioxídicos Micro-Agregados do Planalto Central. Dissertação de Mestrado. COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro. 168p.

- MARTINS, E. S.; CARDOSO, F. B. F. & GASPAR, J. C. (1994). Dados Preliminares da Geologia de Perfis de Intemperismo em Cortes do Metrô, Águas Claras - DF. IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, SBG, Brasília, DF. pp: 202-205.
- MARTINS, E. S. (1994). Mineralogia e Evolução de Rególitos do Distrito Federal. Projeto de Tese de Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências - UnB. 45p.
- MENDES, J.C. (1984). Elementos de Estratigrafia. Editora da Universidade de São Paulo. São Paulo. 566p.
- MENDONÇA, A. F.; LIMA, A.; BARROS, J. G. C.; CORTOPASSI JUNIOR, R. & CORTOPASSI, R. (1994). Critérios Geológicos e Geotécnicos para Execução de Sondagens na Área do Distrito Federal. X Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, COBRAMSEF. (1), pp.389-395.
- MENDONÇA, A. F. (1993). Caracterização da Erosão Subterrânea nos aquíferos porosos do D.F. Dissertação de Mestrado em Geologia/UnB, 152p.
- MENDONÇA, M. B. (1990). Comportamento de Solos Colapsíveis da Região de Bom Jesus da Lapa-Bahia. Dissertação de Mestrado COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro.
- MENEZES, R.S. (1994) Solos Colapsíveis. Um Breve Relato. X Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, COMBRASEF, Foz do Iguaçu, (3), pp. 1149-1156.
- MOLL, L. L. (1975) Analisis dei Problema de los Suelos Colapsibles. 5º Congresso Panamericano de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações. Buenos Aires. Tomo V.
- MORTARI, D. (1994). Caracterização Geotécnica e Análise do Processo Evolutivo das Erosões no Distrito Federal. Dissertação de Mestrado em Geotecnia. UnB, Brasília. DF, 200p.
- NOVAES PINTO, M & CARNEIRO, P. J. R. (1984). Análise Preliminar das Feições Geomorfológicas do Distrito Federal. Anais do IV Congresso Brasileiro de Geógrafos, São Paulo.(2), pp. 190-213.
- NOVAES PINTO, M. (1986). Unidades Geomorfológicas do Distrito Federal. Geografia. Marília. SP. 11(21), pp. 97-109.
- NOVAES PINTO, M. (1987). Superfície de Aplainamento do Distrito Federal. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, RJ. 49(2),pp. 9-26.
- NOVAES PINTO, M. (1988). Aplainamento nos Trópicos - Uma Revisão Conceitual. Geografia. 13(26), pp. 119-129.
- NOVAES PINTO, M. (1993). Caracterização Geomorfológica do Distrito Federal. Cerrado: Caracterização, Ocupação e Perspectiva. NOVAES PINTO, M. (org). 2ª edição. Ed. UnB. Brasília, pp. 227-308,

NUNES, E. (1975). Suelos Colapsibles y Preconsolidados por Deseccacion. V Cong. Panamericano de Mec. de Suelos e Ing. de Fundaciones. Buenos Aires. vol. 4, pp. 43-73.

PAIXÃO, M. M. O. M. & CAMAPUM DE CARVALHO, J., (1994). Influência da Microestrutura no Colapso de um Solo de Brasília. 2º Simpósio sobre Solos Não-Saturados. Recife, pp. 105-110.

PASTORE, E. L. (1995). Weathering Profiles. X Panamerican Conference in Soil Mechanics and Foundation Engineering. Guadalajara. México, pp. 353-364.

PIGULEVSKY, M. C. (1930). Soil as an Object for Work in Agriculture. II International Congress Soil Science, Leningrado. (1), pp.82-93.

PRUSZA, Z. & CHOUDRY, T. (1979). Collapsibility of Residual Soils. 13th Int. Cong. on Large Dams, New Delhi, India.

REGINATTO, A. (1970). Suelos Colapsibles. Prediccion de la Susceptibilidad al Colapso. II Reunion Argentina de Mecanica de Suelos e Ingeniaria de Fundaciones. Cordoba. (1), pp. 1-7.

ROMÃO, P. A (1995). Mapeamento Geotécnico da Região de Águas Claras (DF): Utilização de Recursos de Geoprocessamento e de Novos Métodos de Ensaio para Caracterização de Solos Tropicais. Dissertação de Mestrado, Publicação G.DM-019A/95, Departamento de Engenharia Civil, UnB. 169p.

RUSSEL, E. J. & RUSSELL, E. W. (1950). Soil Conditions and Plant Growth. 8ª edição. Longmans, Green and Company London. New York.

SCHUYLENBORGH, J. & SANGER, M. H. (1949). The Electrokinetic Behavior of Iron and Aluminiumhydroxides and oxides. Rec. Trav. Chim. PayBas. (68), pp.999-1010.

SCHWERTMANN, U. (1964). Differenzierung der Eisenoxide des Bodens Durch Extraktion Mit Ammoniumoxalat-Lösung. Bodenk. (105), pp.194-202.

STEFANOV, Y. & KREMAKOVA, B. (1960). The Constructional Properties of Bulgarian Loessal Soils. Sofia, Bulgaria.

STOOPS, G. & JONGERIUS, A. (1975). Proposal for Micromorphological Classification in Soil Materials and a Classification of the Related Distributions of Coarse and Fine Particles. Geoderma. (13),pp. 189-200.

SUGUIO, K. (1980). Rochas Sedimentares: Propriedades, Gênese, Importância Econômica. Edgard Blücher e Editora USP. 500p.

SULTAN. H. A. (1969). Collapsing Soils: State-of-the art. VII International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering. México. (S), pp. 1-17.

TERRACAP. (1991). Companhia Imobiliária de Brasília / ENGEVIX Engenharia S/A. Relatório de Impacto sobre o Meio Ambiente - RIMA do Sistema de Transporte de Massa do Distrito Federal - Metrô, linha prioritária. 53p.

THORTON, S. I. & ARULANANDAN. K. (1975). Collapsible Soils: "State-of-the-Art". Highway Geology Symposium. (26), pp. 205-219.

VARGAS, M. (1973). Structurally Unstable Soils of Southern Brazil. VIII Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engineering. Moscou. (2.2), pp. 239-249.

VARGAS, M. (1978). Introdução à Mecânica dos Solos. Editora McGraw-Hill do Brasil, USP São Paulo, SP, 509 p.

VIEIRA, L. S. & VIEIRA, M. N. F. (1983). Manual de Morfologia e Classificação de Solos. Editora Agronômica Ceres Ltda. São Paulo. 313 p.

ZUR, A e WISEMAN. G. (1973). A Study of Collapse Phenomena of an Undisturbed Loess. VIII Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engineering, Moscou. (2.2) pp- 265-269.

APENDICE - GLOSSÁRIO

.Anticlinal - Dobra com a convexidade voltada para o alto e abrindo-se para baixo.

.Autigênico - Componente pedogenético de um solo.

.Basculamento - Acomodação de um bloco rochoso na Crosta, em relação aos adjacentes.

.Bioturbação - É a modificação da estrutura de um solo devido à atividade biológica.

.Brechas Intraformacionais - Brecha formada pela fragmentação de estratos parcialmente litificados e pela incorporação dos fragmentos em camadas novas quase contemporâneas àqueles.

.Cataclasis - Rocha formada por uma modalidade de metamorfismo dinâmico que provoca trituração e fragmentação de rochas pré-existentes.

.Epirogênese - Processo caracterizado pelos ajustamentos predominantemente verticais, muito lentos, continuados por longos períodos de tempo.

.Euédrico - Forma externa de um mineral, guardando as relações perfeitas entre as faces.

.Hialino - Transparente e incolor.

.Laterito - Material formado quando a laterização é quase total. Também conhecido como Laterita.

.Linha de pedras - Horizonte subsuperficial de fragmentos grosseiros compostos de materiais de crostas, rochas intemperizadas e quartzo.

.Plintítico - Referente à plintita. Plintita é um nível subsuperficial de acumulação de óxidos e hidróxidos de Fe, Al e Si devido à alternância do lençol freático.

.Sinclinal - Dobra com a convexidade voltada para baixo, abrindo-se para cima.

.Subédrico - Forma externa de um mineral, guardando algumas relações perfeitas entre as faces.

.Topossequência - É uma linha de pontos orientada segundo a menor declividade entre as porções mais altas e de vale.